



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/10.09.19.33-TDI

**A OSCILAÇÃO ANTÁRTICA-MECANISMOS FÍSICOS E
A RELAÇÃO COM CARACTERÍSTICAS
ATMOSFÉRICAS SOBRE A AMÉRICA DO
SUL/OCEANOS ADJACENTES**

Fernanda Cerqueira Vasconcellos

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pela Dra. Iracema Fon-
seca de Albuquerque Cavalcanti,
aprovada em 09 de novembro de
2012.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CPTMAL>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/10.09.19.33-TDI

**A OSCILAÇÃO ANTÁRTICA-MECANISMOS FÍSICOS E
A RELAÇÃO COM CARACTERÍSTICAS
ATMOSFÉRICAS SOBRE A AMÉRICA DO
SUL/OCEANOS ADJACENTES**

Fernanda Cerqueira Vasconcellos

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pela Dra. Iracema Fon-
seca de Albuquerque Cavalcanti,
aprovada em 09 de novembro de
2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CPTMAL>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

V441o Vaconcellos, Fernanda Cerqueira.
A oscilação antártica-mecanismos físicos e a relação com características atmosféricas sobre a América do Sul/oceanos adjacentes / Fernanda Cerqueira Vasconcellos. – São José dos Campos : INPE, 2012.

xxviii+164 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/10.09.19.33-TDI)

Tese (Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientadora : Dra. Iracema Fonseca Albuquerque Cavalcanti.

1. Oscilação Antártica.. 2. MCGA CEPTEC. 3. Pacífico América do Sul (PSA). 4. ozônio. 5. teleconexao. . I.Título.

CDU 551.513.7(8)

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

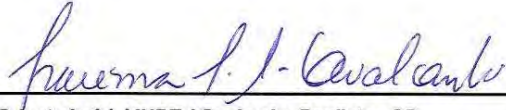
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dr. José Paulo Bonatti



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. José Antônio Aravéquia



Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Dr. Flávio Barbosa Justino



Convidado(a) / UFV / Viçosa - MG

Dr. Flávio Barbosa Justino



Convidado(a) / UFV / Viçosa - MG

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Fernanda Cerqueira Vasconcellos**

São José dos Campos, 09 de Novembro de 2012

“No fim tudo dá certo, e se não deu certo é porque ainda não chegou ao fim”.

FERNANDO SABINO

*A meu marido Eduardo. Pelo grande apoio, incentivo, ajuda e
por me aturar nos momentos de desespero e mau humor. Eu te
amo.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus. Em especial a meus pais, Fátima e Fernando, minha irmã, Fabiola, e a meu marido, Eduardo, pois sem eles não sou ninguém. A orientação dedicada da Dra. Iracema. Ao apoio financeiro da CAPES e FAPESP. Aos ensinamentos do Dr. VBRao e o auxílio do Paulo Kubota e Felipe Marques. A companhia sensacional da Tati e Thalyta. Adoro vocês! À Marize, Cláudia, Alvin e Cristina, por fazerem de São José dos Campos uma cidade maravilhosa para nós. A família Cathoud, pelo apoio total e irrestrito durante todo nosso período morando em Cruzeiro. Ao Sr. Honório, uma pequena homenagem por tudo que ele me ensinou. Enfim, a todos que me ajudaram direta ou indiretamente nessa jornada.

RESUMO

A Oscilação Antártica (AAO), também chamada de Modo Anular do Hemisfério Sul (HS), é um padrão de oscilação entre os cinturões de pressão das latitudes médias e altas no HS. Alguns autores indicam uma relação entre o clima da América do Sul (AS) e este padrão. Desta forma, este estudo visa avaliar a influência da AAO sobre a AS e incrementar a análise sobre os mecanismos físicos envolvidos. O objetivo geral desta tese foi analisar a configuração troposférica-estratosférica sobre a AS e oceanos adjacentes durante as fases da AAO, em cada estação do ano; analisar a influência da AAO sobre a AS; analisar a relação da AAO com os trópicos e investigar a influência do ozônio estratosférico na variabilidade da AAO. A análise da sazonalidade da AAO na estratosfera mostra que o padrão nessas altitudes começa a se configurar em abril e alcança o máximo em novembro (período ativo). A estrutura vertical do vento mostra a presença dos Jatos Polar e Subtropical na fase positiva da AAO (exceto em janeiro) e um único jato na fase negativa, deslocado para norte. O mês de julho mostra o maior valor do jato estratosférico em ambas as fases da AAO. Em novembro, durante a fase positiva, o jato estratosférico ainda está acoplado com o jato polar troposférico, enquanto que, na fase negativa, já houve a quebra do vórtice polar estratosférico. Uma avaliação da energética associada à AAO mostra que a propagação ascendente da energia das ondas planetárias ocorre a partir de julho e alcança o máximo em novembro, tendo contribuição das conversões baroclínica e barotrópica na estratosfera. A quebra do jato polar estratosférico na fase negativa da AAO em novembro ocorre devido a uma maior propagação ascendente da energia das ondas, explicada pelos valores mais intensos dessas conversões na estratosfera. Na fase positiva há um aquecimento significativo sobre o sul da Argentina em todos os meses avaliados, exceto janeiro. Em novembro, a fase positiva apresenta um dipolo de anomalia de precipitação sobre a AS, com anomalias negativas sobre o sul do Brasil/Bacia do Prata e anomalias positivas ao norte. Este dipolo inverte de sinal na fase negativa. A fase positiva (negativa) da AAO está relacionada com as características do padrão La Niña (El Niño). Essa relação entre AAO e ENOS ocorre em diversas escalas de tempo. Na escala de até 4 meses, essa relação ocorre via PSA e por um trem de onda para leste da AS para a Indonésia. A AAO também influencia na intensidade do PSA. O Modelo de Circulação Geral Atmosférico (MCGA) do CPTEC/INPE foi utilizado para experimentos com a variação do ozônio na estratosfera. A integração controle e os experimentos com o modelo conseguiram reproduzir na troposfera o padrão AAO em todos os meses. Entretanto, há um translado do período ativo da AAO para janeiro. A variação do ozônio no MCGA do CPTEC produziu uma configuração da AAO na fase positiva (negativa) em janeiro e em abril e uma configuração da AAO na fase negativa (positiva) em julho e novembro no experimento mínimo (máximo).

THE ANTARCTIC OSCILLATION - PHYSICAL MECHANISMS AND RELATIONSHIP WITH THE ATMOSPHERIC CHARACTERISTICS OVER SOUTH AMERICA AND ADJACENTS OCEANS

ABSTRACT

The Antarctic Oscillation (AAO), also named the Southern Annular Mode, is a pattern of oscillation between high e middle pressure belts in the Southern Hemisphere (SH). Some authors suggest a relationship between the South America (SA) climate and this pattern. Thus, this study aims to evaluate the influence of AAO over SA and enhance the analysis of the physical mechanisms involved. The goal of this thesis was to analyze the stratospheric-tropospheric configuration over SA and adjacent oceans during AAO phases in each season; analyze the AAO influence over SA; analyze the relationship of AAO with the tropics and investigate the stratospheric ozone influence on the AAO variability. The analysis of AAO seasonality in the stratosphere shows that the pattern begins to be set in April and reaches a maximum in November (active period). The wind vertical structure shows the Polar and Subtropical Jets in the positive phase of the AAO (except in January) and a single jet shifted northward in the negative phase. July shows the largest stratospheric jet value at both AAO phases. In November, during the positive phase, the stratospheric jet is still coupled with the tropospheric polar jet, while in the negative phase there has been a breakdown of the stratospheric polar vortex. An assessment of the energetic associated with the AAO shows that upward propagation of planetary wave energy occurs since April and reaches a maximum in November, with the contribution of baroclinic and barotropic conversions in the stratosphere. The breakdown of the stratospheric polar jet in the negative AAO phase during November is due to greater upward propagation of wave energy, explained by the values of these conversions more intense in the stratosphere. During the positive AAO phase there is a significant warming over southern Argentina during all evaluated months, except in January. In November, the positive AAO phase shows a precipitation anomaly dipole over SA, with negative anomalies over southern Brazil/La Plata Basin and positive anomalies northward. This dipole signal reverses in the negative AAO phase. The positive (negative) AAO phase is also related to the La Niña (El Niño) characteristics. This relationship between AAO and the tropics occurs on several time scales. In the intraseasonal scale, this relationship occurs through the PSA (wavetrain over the Pacific) and an eastward wavetrain from SA to Indonesia. The AAO has also influences in the PSA intensity. The CPTec AGCM (control and experiments varying stratospheric ozone) reproduced the tropospheric AAO pattern during all analyzed months. However, there is a shifting of the AAO active period to January. The ozone variation of the CPTec AGCM produced a AAO positive phase (negative) configuration in January and April and a negative phase (positive) in July and November in the minimum (maximum) O₃ experiment.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 (a) e (b) Vento geostrófico médio zonal ($m \cdot s^{-1}$) e (c) e (d) altura geopotencial (m por desvio padrão do respectivo índice da série temporal) nos baixos níveis com regressão sobre índices padrões do Modo Anular baseados nos dados mensais de janeiro de 1958 até dezembro de 1997: (a) e (c) para o HS e (b) e (d) para o HN.	6
2.2 Média diária entre o período 1958-1997 de anomalias de altura geopotencial m em 50 hPa média na região entre de 70°-90° de latitude: (a) HS e (b) HN.	8
3.1 Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais (Série 1 x Série 2).	26
4.1 Média diária do vento zonal ($m \cdot s^{-1}$) em 50 hPa média ao sul de 60°S. Cada linha representa um ano (1980-2006).	32
4.2 Anomalia diária de altura geopotencial (m) em 50 hPa média ao sul de 60°S. Cada linha representa a anomalia de um ano (1980-2006).	33
4.3 Fluxo meridional de calor médio mensal ($K \cdot m \cdot s^{-1}$) em 50 hPa entre 1980-2006 para: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro.	34
4.4 Série temporal do índice AAO mensal calculado para os níveis de 1000 a 10 hPa (1980-2006).	35
4.5 Índice AAO mensal em 700 hPa (vermelho) e 50 hPa (azul): (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro.	36
4.6 Primeira EOF de anomalia mensal de altura geopotencial em 700 hPa (1980-2006): (a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro.	38
4.7 Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 500 hPa (contorno: linha vermelha - valores positivos; linha azul - valores negativos): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. Lado esquerdo: quintil extremo positivo do índice AAO. Lado direito: quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Contornos de 10m.	45

4.8	Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 200 hPa (contorno: linha vermelha - valores positivos; linha azul - valores negativos): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. Lado esquerdo: quintil extremo positivo do índice AAO. Lado direito: quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Contornos de 10m.	46
4.9	Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 50 hPa (contorno: linha vermelha - valores positivos; linha azul - valores negativos): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. Lado esquerdo: quintil extremo positivo do índice AAO. Lado direito: quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Contornos de 10m.	47
4.10	Compostos do perfil vertical médio zonal de anomalia de temperatura do ar (°C): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de 0,2°C.	48
4.11	Compostos do perfil vertical médio zonal de anomalia temporal do vento zonal ($m.s^{-1}$): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $1 m.s^{-1}$	49
4.12	Compostos do perfil vertical médio zonal de magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em $180^{\circ}W-0^{\circ}$: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Contornos de $3 m.s^{-1}$	50
4.13	Compostos do perfil vertical médio zonal de energia cinética da perturbação ($m^2.s^{-2}$) em $180^{\circ}W-0^{\circ}$: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Contornos de $20 m^2.s^{-2}$	51

4.14	Compostos do perfil vertical médio zonal conversão baroclínica ($W.m^{-2}$) em $180^{\circ}W-0^{\circ}$: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $1 \times 10^{-4} W.m^{-2}$	52
4.15	Compostos do perfil vertical médio zonal conversão barotrópica ($W.m^{-2}$) em $180^{\circ}W-0^{\circ}$: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $1 \times 10^{-4} W.m^{-2}$. Valores menores que $-10 \times 10^{-4} W.m^{-2}$ têm contorno de $5 \times 10^{-4} W.m^{-2}$	53
4.16	Séries temporais do índice AAO em 700 hPa (linha azul) e da razão de mistura do ozônio ($\times 10^3 g.kg^{-1}$) em 50 hPa ao sul de $60^{\circ}S$ (linha vermelha) para o período de 1979-2011. Linhas preta: tendência tipo polinomial para as duas séries temporais.	54
5.1	Mapa de correlação mensal entre o índice AAO e a temperatura do ar em 850 hPa: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro com 90% de significância (teste t-student).	60
5.2	Compostos de anomalia temporal de precipitação ($mm.dia^{-1}$): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com valores maiores (menores) que 0,5 (-0,5) $mm.dia^{-1}$ estão com linha cheia azul (linha vermelha pontilhada). Áreas com 90% de significância estão em sombreado (teste t-student).	65
5.3	Mapa de correlação mensal entre o índice AAO e a TSM: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro com 90% de significância (teste t-student).	66
5.4	Mapa de correlação mensal entre o índice AAO e AROLE: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro com 90% de significância (teste t-student).	66
5.5	Compostos de anomalia temporal de linhas de corrente em 200 hPa: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO.	67

5.6	Compostos de AROLE ($W.m^2$) (contorno: linha vermelha - valores positivos; linha azul - valores negativos): (lado esquerdo) julho e (lado direito) novembro. (a, b) AROLE positiva e AAO positiva; (c, d) AROLE positiva e AAO negativa; (e, f) AROLE negativa e AAO positiva; (g, h) AROLE negativa e AAO negativa. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student).	70
5.7	Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial em 500 hPa (m) (contorno: linha vermelha - valores positivos; linha azul - valores negativos): (lado esquerdo) julho e (lado direito) novembro. (a, b) AROLE positiva e AAO positiva; (c, d) AROLE positiva e AAO negativa; (e, f) AROLE negativa e AAO positiva; (g, h) AROLE negativa e AAO negativa. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student).	73
5.8	Compostos de anomalia temporal de linhas de corrente em 200 hPa (m): (lado esquerdo) julho e (lado direito) novembro. (a, b) AROLE positiva e AAO positiva; (c, d) AROLE positiva e AAO negativa; (e, f) AROLE negativa e AAO positiva; (g, h) AROLE negativa e AAO negativa.	74
5.9	Análise de ondeleta cruzada entre o índice AAO e a AROLE média na região da Indonésia. (a) Espectro cruzado de potência e ângulo de fase (vetores) e (b) Coerência da ondeleta e ângulo de fase (vetores). (contornos sólidos espessos) Intervalo de confiança no nível de 95% (teste de Monte Carlo).	75
5.10	Correlação entre o índice AAO e a anomalia temporal de precipitação em DJF com 90% de significância (teste t-student).	76
5.11	Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial em 500 hPa (m) em DJF (colorido): (a) verões extremos chuvosos e (b) verões extremos secos. Contorno: áreas com 90% de significância.	78
5.12	Compostos de anomalia temporal de precipitação (mm.dia ⁻¹) em DJF (colorido): (a) verões extremos chuvosos e (b) verões extremos secos. Contorno: áreas com 90% de significância.	79
5.13	Compostos de anomalia temporal de linhas de corrente em 200 hPa: (a) verões extremos chuvosos e (b) verões extremos secos. Sombreado: áreas com 90% de significância.	80
6.1	Razão de mistura do ozônio ($\times E^{+06} g.kg^{-1}$) em 50 hPa médio ao sul de 60°S.	89

6.2	Razão de mistura do ozônio ($\times E^{+06} \text{ g.kg}^{-1}$) em 50 hPa: (a-c) janeiro, (d-f) abril, (g-i) julho e (j-l) novembro. Lado esquerdo: experimento controle. Meio: experimento mínimo menos o controle. Lado direito: experimento máximo menos o controle.	90
6.3	PNMM (hPa) e linhas de corrente em 850 hPa média entre 1980-89: (a-c) janeiro, (d-f) abril, (g-i) julho, (j-l) novembro. Lado esquerdo: Reanálise 2 do NCEP/NCAR. Meio: Experimento controle. Lado direito: Modelo menos Reanálise 2.	92
6.4	Linhas de corrente e magnitude do vento (m.s^{-1}) em 250 hPa média entre 1980-89: (a-c) janeiro, (d-f) abril, (g-i) julho, (j-l) novembro. Lado esquerdo: Reanálise 2 do NCEP/NCAR. Meio: Experimento controle. Lado direito: Modelo menos Reanálise 2.	93
6.5	Precipitação (mm.dia^{-1}) média entre 1980-89: (a-c) janeiro, (d-f) abril, (g-i) julho, (j-l) novembro. Lado esquerdo: GPCP. Meio: Experimento controle. Lado direito: Modelo menos GPCP.	94
6.6	Série temporal de saldo radiação de onda curta (descendente menos ascendente) (W.m^{-2}) na superfície média no HS. Linha preta: Reanálise 2. Linha verde: média dos sete membros do experimento controle. Linha azul: média dos sete membros do experimento mínimo. Linha vermelha: média dos sete membros de experimento máximo.	96
6.7	Precipitação (mm.dia^{-1}) média entre 1980-89: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho, (g-h) novembro. Lado esquerdo: experimento mínimo menos controle. Lado direito: experimento máximo menos controle. . . .	102
6.8	PNMM (hPa) e linhas de corrente em 850 hPa média entre 1980-89: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho, (g-h) novembro. Lado esquerdo: experimento mínimo menos controle. Lado direito: experimento máximo menos controle.	103
6.9	Altura geopotencial em 500 hPa (m) média entre 1980-89: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho, (g-h) novembro. Lado esquerdo: experimento mínimo menos controle. Lado direito: experimento máximo menos controle.	104
6.10	Altura geopotencial em 200 hPa (m) média entre 1980-89: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho, (g-h) novembro. Lado esquerdo: experimento mínimo menos controle. Lado direito: experimento máximo menos controle.	105

6.11	Linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em 200 hPa média entre 1980-89: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho, (g-h) novembro. Lado esquerdo: experimento mínimo menos controle. Lado direito: experimento máximo menos controle.	106
6.12	Primeira EOF de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 700 hPa (1980-2006) para cada membro do experimento controle: a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro.	108
6.13	Primeira EOF de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 700 hPa (1980-2006) para cada membro do experimento mínimo: a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro.	109
6.14	Primeira EOF de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 700 hPa (1980-2006) para cada membro do experimento máximo: a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro.	110
6.15	Índice AAO em 700 hPa: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro. Linha preta: Reanálise 2 NCEP/NCAR. Linhas verdes: experimento controle. Linhas azuis: experimento mínimo. Linhas vermelhas: experimento máximo.	113
6.16	Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 500 hPa para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de 10m.	118
6.17	Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 200 hPa para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de 10m.	119
6.18	Compostos do perfil vertical de anomalia temporal do vento zonal ($m.s^{-1}$) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de 1 $m.s^{-1}$	120

6.19	Compostos do perfil vertical de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $0,2^{\circ}\text{C}$	121
6.20	Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 50 hPa para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de 10m.	122
6.21	Vento zonal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) em 50 hPa média ao sul de 60°S para o experimento controle. Cada linha representa um ano (1980-2006).	123
6.22	Fluxo meridional de calor diário ($\text{m}\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$) em 50 hPa entre 1980-1989 para o experimento controle: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro.	123
6.23	Compostos do perfil vertical médio de magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Contornos de $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$	124
6.24	Compostos do perfil vertical médio de energia cinética turbulenta ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Contornos de $20 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$	125
6.25	Compostos do perfil vertical médio de conversão barotrópica ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $1\times 10^{-4} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$	126

6.26	Compostos do perfil vertical médio de conversão baroclínica ($W.m^{-2}$) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $1 \times 10^{-4} W.m^{-2}$	127
A.1	(a) Sinal da ondeleta-mãe de Morlet com largura e amplitude arbitrária, (b) Dilatação da função de ondeleta de Morlet para $j = 2$ (c) Translação e dilatação da ondeleta-mãe de Morlet para $j = 2$ e $k = 0.5$.	152
A.2	Relação entre tempo x frequência, onde ξ representa a frequência e t o tempo	154
A.1	Diagramas tipo 'Spaguetti' de temperatura do ar ($^{\circ}C$) em 850 hPa para os sete membros do experimento controle: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro. Linha preta: média dos membros. Contornos de 0 e $15^{\circ}C$	163
A.2	Diagramas tipo 'Spaguetti' de altura geopotencial (m) em 500 hPa para os sete membros do experimento controle: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro. Linha preta: média dos membros. Contornos de 5400 e 5800 m.	163
A.3	Diagramas tipo 'Spaguetti' de altura geopotencial (m) em 200 hPa para os sete membros do experimento controle: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro. Linha preta: média dos membros. Contornos de 11300 e 12300 m.	164
A.4	Diagramas tipo 'Spaguetti' de altura geopotencial (m) em 50 hPa para os sete membros do experimento controle: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro. Linha preta: média dos membros. Contorno de 20550m.	164

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Camadas na vertical do MCGA do CPTEC.	28
3.2 Experimentos com o MCGA do CPTEC.	29
4.1 Classificação dos anos com valores positivos e negativos do índice AAO para cada estação (mês representativo). Os quintis extremos estão sombreados.	37
5.1 Classificação dos anos com valores positivos e negativos extremos de AROLE para julho e novembro. Cada conjunto de AROLE extremo foi dividido em anos com sinais iguais de AROLE E AAO e sinais opostos de AROLE e AAO.	69
5.2 Classificação dos anos quintis extremos positivos e negativos de precipitação em parte sul da Região Sudeste do Brasil (25°-20°S, 50°-45°W) para DJF.	77
6.1 Valores médios entre 180°W-0° e 60°S-15°N para cada membro em cada experimento: janeiro (1980-89).	84
6.2 Valores médios entre 180°W-0° e 60°S-15°N para cada membro em cada experimento: abril (1980-89).	85
6.3 Valores médios entre 180°W-0° e 60°S-15°N para cada membro em cada experimento: julho (1980-89).	86
6.4 Valores médios entre 180°W-0° e 60°S-15°N para cada membro em cada experimento: novembro (1980-89).	87
6.5 Diferença da média global da precipitação (mm.mês-1) para entre os experimentos mínimo e controle e os experimentos máximo e controle (1980-1989).	97
6.6 Variâncias (%) do primeiro EOF de anomalia temporal de altura geopotencial em 700 hPa calculado entre 90° e 20°S para cada membro de cada experimento.	111
6.7 Classificação dos anos com valores positivos e negativos extremos do índice AAO no experimento controle para cada estação (mês representativo).	112

B.1 Absorção de gases e espalhamento Rayleigh nas parametrizações de radiação. Nuvens e aerossóis são incluídos em todas as bandas. Há oito bandas na região do ultravioleta e visível ($\nu > 14280 \text{ cm}^{-1}$) e três bandas na região do infravermelho ($\nu < 14280 \text{ cm}^{-1}$). 161

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AAO	–	Oscilação Antártica (Antarctic Oscillation)
AO	–	Oscilação Ártica (Arctic Oscillation)
AROLE	–	Anomalia de ROLE
AS	–	América do Sul
ASAS	–	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	–	Alta Subtropical do Pacífico Sul
CCSM3	–	Community Climate Model version 3
CP	–	Componente Principal
CLIRAD-SW-M	–	Esquema de radiação Solar Radiative Transfer Model
CMAM	–	Canadian Middle Atmosphere Model
CMIP3	–	Coupled Model Intercomparison Project phase 3
COLA	–	Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies
CPC	–	Climate Prediction Center
CPTec	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSIRO	–	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
ECMWF	–	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENOS	–	El Niño-Oscilação Sul
EOF	–	Função Ortogonal Empírica (Empirical Orthogonal Function)
ERA	–	European Centre for Medium-Range reanalysis
FI	–	Função de Influência
GEOS CCM	–	Goddard Earth Observing System chemistry-climate model
GFDL	–	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GPCP	–	Precipitation Climatology Project
HN	–	Hemisfério Norte
HS	–	Hemisfério Sul
IPCC AR4	–	Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report
IPSL CM4	–	L'Institut Pierre-Simon Laplace Coupled Model, versão 4
MBED	–	Modelo Barotrópico Espectral Divergente
MCGA	–	Modelo de Circulação Geral Atmosférico
MERRA	–	Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Application
MRF	–	Medium Range Forecasting Model
NASA	–	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	–	National Center for Atmospheric Research
NCEP	–	National Centers for Environmental Prediction
NMC	–	National Meteorological Center
NOAA	–	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMJ	–	Oscilação de Madden-Julian
PCM	–	Parallel Climate Model
PNMM	–	Pressão ao Nível Médio do Mar
PSA	–	Pacífico América do Sul (Pacific South América)

- ROLE – Radiação de Onda Longa Emergente
- STs – Storm Tracks
- TSM – Temperatura da Superfície do Mar
- ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
- ZCPS – Zona de Convergência do Pacífico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVO	3
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
3 DADOS E METODOLOGIA	19
3.1 Dados	19
3.2 Metodologia	20
3.2.1 Cálculo do índice AAO mensal	21
3.2.1.1 Identificação das fases da AAO nos meses representativos das 4 estações	21
3.2.2 Sazonalidade da AAO na estratosfera	22
3.2.3 Características da AAO em cada mês representativo de cada estação	22
3.2.4 Análise da baroclinia e barotropia sobre a AS e oceanos adjacentes nas duas fases da AAO em cada estação	23
3.2.5 Comparação da série temporal entre a razão de mistura do ozônio estratosférico e o índice AAO	24
3.2.6 Influência da AAO sobre o clima da AS e oceanos adjacentes	25
3.2.7 Análise da relação entre a convecção tropical e a AAO	25
3.2.8 Relação entre os extremos de precipitação sobre parte da Região Sudeste do Brasil durante o verão e sua relação com a AAO	26
3.2.9 Experimento com o MCGA do CPTEC para testar a influência da variação do ozônio na AAO	27
4 CARACTERÍSTICAS DA AAO E PROCESSOS DINÂMICOS ASSOCI- ADOS	31
4.1 Sazonalidade da AAO na estratosfera	31
4.2 Estrutura horizontal e vertical da atmosfera durante janeiro, abril, julho e novembro para casos extremos da AAO nas duas fases	37
4.3 Sumário	55
5 INFLUÊNCIA DA AAO SOBRE O CLIMA NA AMÉRICA DO SUL E OCEANOS ADJACENTES	59

5.1	Relação entre a anomalia de ROLE na Indonésia e a AAO	68
5.2	Relação entre os extremos de precipitação sobre parte da Região Sudeste do Brasil durante o verão e sua relação com a AAO	76
5.3	Sumário	80
6	ANÁLISE DOS EXPERIMENTOS COM O MCGA DO CPTEC	83
6.1	Dispersão entre os membros do modelo em cada experimento	83
6.2	Validação do modelo	88
6.3	Avaliação do impacto da variação do ozônio na climatologia do modelo	94
6.4	Avaliação da representação das características da AAO pelo modelo	107
6.5	Sumário	128
7	DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	129
7.1	Sugestões para trabalhos futuros	134
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	137
	APÊNDICE A - ONDELETAS	151
A.1	As Funções Ondeletas	151
A.2	A Ondeleta de Morlet	152
A.3	A Transformada em Ondeletas na Forma Contínua	153
A.4	A Transformada Cruzada em Ondeletas	154
	APÊNDICE B - MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL ATMOSFÉRICO DO CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (MCGA CPTEC).	157
B.1	O esquema CLIRAD-SW-M.	159
	ANEXO A - FIGURAS DISPERSÃO DO MODELO	163

1 INTRODUÇÃO

A América do Sul (AS) é afetada por teleconexões, tanto leste-oeste quanto sul-norte as quais tem um impacto no clima deste continente (CAVALCANTI; AMBRIZZI, 2009). A influência do El Niño-Oscilação Sul (ENOS), com forçantes no Oceano Pacífico é bem conhecida e tem sido discutida em vários estudos tais como Kousky et al. (1984) e Grimm et al. (2000). Outras teleconexões são representadas por trens de onda de Rossby discutidos em Ambrizzi et al. (1995), dentre eles o padrão Pacífico América do Sul (*Pacific South America* - PSA) que é representado por um trem de ondas de Rossby mostrando interação entre trópicos e extratropicais (MO; HIGGINS, 1998). A Oscilação Antártica (*Antarctic Oscillation*, AAO) ou Modo Anular do Hemisfério Sul (HS) é outra importante teleconexão que tem influências na AS (SILVESTRI; VERA, 2003; GILLET et al., 2006). Como existem menos estudos sobre a influência desse modo de variabilidade do HS sobre a AS, e como este é o modo dominante de variabilidade atmosférica deste hemisfério, é relevante uma discussão mais profunda dos mecanismos envolvidos e sua atuação na variabilidade climática do continente.

A existência no HS de um padrão zonal negativamente correlacionado entre as latitudes médias e altas foi primeiramente documentada por Walker (1928) como um padrão tipo oscilação no cinturão de pressão que cruza o Chile e a Argentina em oposição ao Mar de Weddell e ao Mar de Bellingshausen. Várias décadas depois, Gong e Wang (1998) referiram a esse padrão como AAO. No Hemisfério Norte (HN), também há presença de um padrão de oscilação entre os cinturões de pressão das latitudes médias e altas. Este padrão, citado pela primeira vez por Lorenz (1951), e denominado Oscilação Ártica (AO, *Arctic Oscillation*) por Thompson e Wallace (1998), é apontado por diversos autores como responsável por induzir anomalias nas características climáticas da América do Norte. Segundo Thompson e Wallace (2000a), por exemplo, as fases positivas da AO, em todas as outras estações do ano exceto o verão, estão associadas com anomalias positivas de temperatura em superfície na maior parte da América do Norte e anomalias negativas sobre o extremo leste do Canadá. Thompson e Wallace (2000a) compararam a estrutura da AAO com a da AO, constatando que ambas possuem estruturas bastante similares. Não obstante, diversos autores mostraram uma influência da AAO nos padrões atmosféricos sobre América do Sul (AS). Gillett et al. (2006), por exemplo, demonstraram que a fase positiva da AAO é associada a um aquecimento significativo sobre a Argentina e a condições de seca sobre o sul da AS.

Alguns trabalhos sugerem mecanismos físicos relacionados à influência da AAO nas características atmosféricas da AS. [Thompson e Wallace \(2000a\)](#) observaram que na fase positiva da AAO há um fortalecimento (enfraquecimento) dos ventos de oeste e da baroclinia nas latitudes altas (médias). [Carmo \(2002\)](#) e [Rao et al. \(2003\)](#) apresentaram uma correlação negativa entre a AAO e os “*Storm Tracks*” (STs) em todas as estações do ano. [Carvalho et al. \(2005\)](#) mostraram que as fases distintas da AAO modulam a latitude de formação dos ciclones e seu deslocamento máximo em direção ao equador.

Segundo ainda [Carvalho et al. \(2005\)](#), a convecção e a circulação dos trópicos para as latitudes médias têm um papel importante na variabilidade das fases da AAO. Seguindo esta linha de estudo, diversos trabalhos, como [L’Heureux e Thompson \(2006\)](#), apontam para uma relação entre ENOS e a AAO. Porém não há um consenso sobre esta relação. Alguns estudos sugerem que, apesar de relacionados, estes padrões possuem mecanismos e escalas diferentes ([CAI; WATTERSON, 2002](#); [PEZZA et al., 2012](#)).

O índice da AAO tem exibido uma tendência a apresentar fases positivas nas últimas décadas ([THOMPSON; WALLACE, 2000b](#)). Possíveis explicações para essa tendência são apresentadas em trabalhos utilizando observações e experimentos numéricos. Estudos utilizando modelos globais apontam para o efeito da diminuição do ozônio nessa tendência. [Sexton \(2001\)](#) usando o modelo atmosférico HadAM3, estudou o efeito da perda de Ozônio Estratosférico na circulação extratropical do HS, identificando uma súbita mudança na AAO para a fase positiva durante novembro e dezembro. [Shindell e Schmidt \(2004\)](#) mostraram que tanto a diminuição do ozônio na Antártica quanto o aumento dos gases do efeito estufa contribuem para a tendência da fase positiva da AAO.

As projeções climáticas consideram uma recuperação do ozônio estratosférico devido à redução dos gases que provocam destruição do mesmo. Estudos utilizando essas projeções indicam que as forçantes do ozônio e dos gases do efeito estufa irão atuar de forma oposta, com dominância da recuperação do ozônio, levando para uma tendência negativa da AAO ([SON et al., 2008](#); [PERLWITZ et al., 2008](#); [ARBLASTER et al., 2011](#); [THOMPSON et al., 2011](#)).

Os estudos citados anteriormente indicam alguns mecanismos relacionados à influência das fases da AAO no HS. Entretanto, uma análise mais abrangente desta influência sobre a AS em cada estação e uma avaliação dos mecanismos físicos que podem estar envolvidos nesta relação ainda são necessários. Com

isso, a hipótese apresentada para esta tese é a de que existem diversos mecanismos relacionados à fase e intensidade da AAO, com efeito sobre a AS. Foi investigada a influência na AAO da interação entre a estratosfera e troposfera; da interação entre as latitudes altas e subtropicais; e a relação da convecção tropical com a AAO. A influência da variação do ozônio estratosférico na AAO foi avaliada através do MCGA do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

1.1 OBJETIVO

Assumindo a hipótese que há diversos mecanismos relacionados à fase e intensidade da AAO, com efeito sobre a AS, teve-se como objetivo geral desta tese: analisar a configuração troposférica-estratosférica sobre a AS e oceanos adjacentes durante ambas as fases da AAO, em cada estação; analisar a relação da AAO com a região tropical; investigar a influência da concentração de ozônio na estratosfera na variabilidade da AAO.

Os seguintes objetivos específicos foram propostos:

- a) Análise das características da AAO em cada mês representativo de cada estação;
- b) Análise da sazonalidade da AAO na estratosfera;
- c) Análise da energética (baroclinia e barotropia) sobre a região da AS e oceanos adjacentes nas duas fases da AAO em cada estação;
- d) Análise da influência da AAO sobre o clima da AS e oceanos adjacentes;
- e) Análise da relação entre a convecção na Indonésia e a AAO;
- f) Experimento com o MCGA do CPTEC para estudar a influência da variação do Ozônio estratosférico na estrutura da AAO.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo é apresentada uma revisão da literatura, incluindo as primeiras abordagens sobre o padrão anular nos dois Hemisférios até os estudos mais recentes sobre a AAO.

Com o objetivo de estudar as variações sazonais e irregulares no HN, [Lorenz \(1951\)](#) analisou estatisticamente variações de pântadas da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) em círculos de latitudes selecionados e variações das diferenças entre pântadas da PNMM em pares selecionados de latitudes. O autor encontrou duas zonas homogêneas correlacionadas negativamente: uma na região polar e outra nos subtrópicos. A variação da pressão entre essas duas zonas acarreta um deslocamento de massa de uma zona homogênea para outra. Outros autores também mostraram a existência de uma 'gangorra', com a PNMM na região polar negativamente correlacionada com a PNMM em zonas temperadas ([WALLACE; GUTZLER, 1981](#); [TRENBERTH; PAOLINO JR, 1981](#)). Esta 'gangorra' assemelha-se àquela representada na Figura 2.1 d, que utiliza altura geopotencial em 850 hPa. [Thompson e Wallace \(1998\)](#) foram os primeiros a definir essa 'gangorra' zonalmente simétrica apresentada por [Lorenz \(1951\)](#) como AO, e associar a série temporal da primeira componente principal (CP) com o índice AO.

A relação entre o padrão AO e as características dinâmicas da atmosfera foi apresentada por diversos autores. [Kodera e Koide \(1997\)](#) avaliaram tendências lineares no HN de diversas variáveis para o período de 1965-1993. Eles indicaram que a formação de um padrão tipo AO na troposfera está relacionada ao jato polar estratosférico e à propagação descendente dessas anomalias de vento zonal na estratosfera. Através da inter-relação entre padrões apresentados pela regressão de diversas variáveis ao índice AO, [Thompson e Wallace \(1998\)](#) concluíram que a AO apresenta uma profunda estrutura barotrópica equivalente estendendo da média troposfera até a estratosfera, além de uma assinatura baroclínica confinada na baixa troposfera.

[Baldwin e Dunkerton \(1999\)](#), analisando diversas variáveis filtradas na banda de 90 dias com regressão ao índice AO, sugeriram que há uma associação do padrão AO na troposfera com a modulação da intensidade do vórtice polar estratosférico e que esta associação fornece talvez a melhor medida do acoplamento entre a estratosfera e a troposfera. Os autores mostraram que, no inverno, a correlação de anomalias de geopotencial filtradas para 90 dias entre o nível de 10 hPa e o nível de 1000 hPa excede 0,65 quando a série temporal na superfície

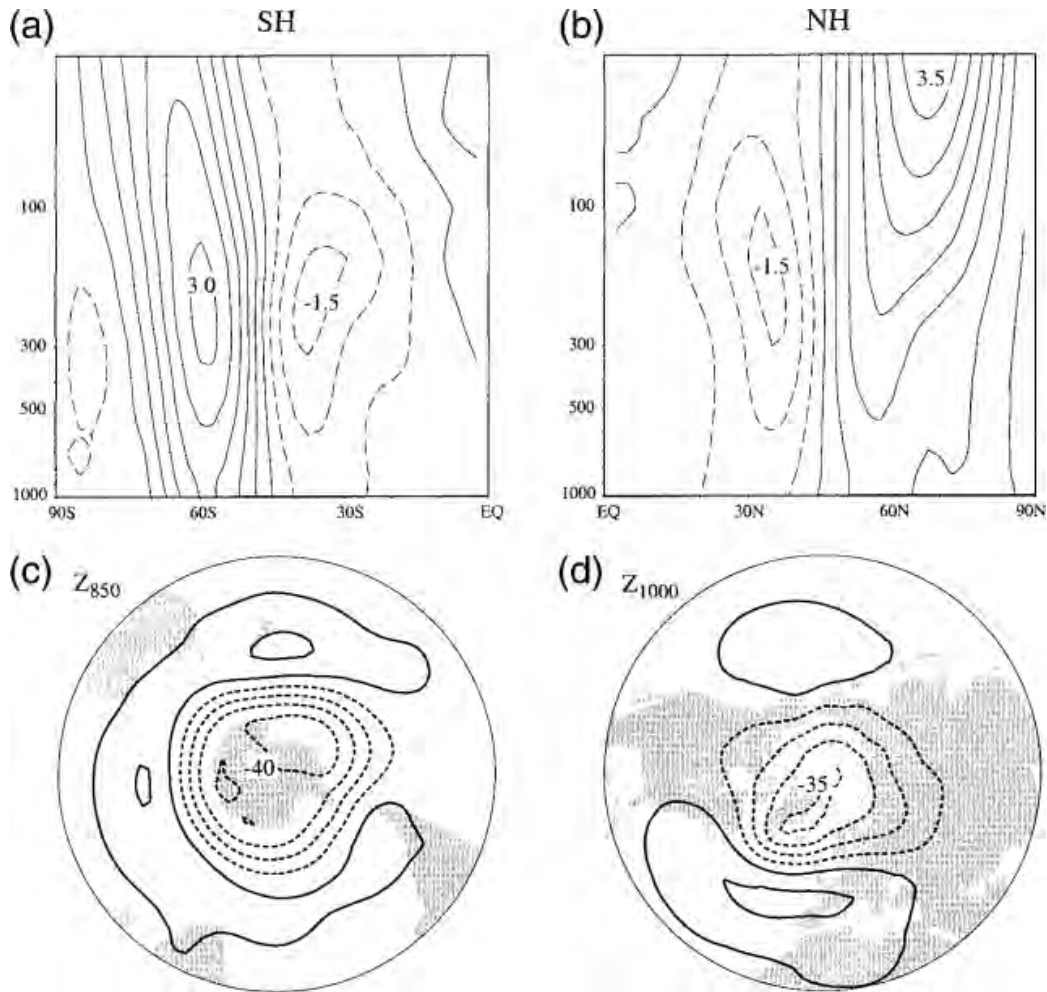


Figura 2.1 - (a) e (b) Vento geostrófico médio zonal ($m \cdot s^{-1}$) e (c) e (d) altura geopotencial (m por desvio padrão do respectivo índice da série temporal) nos baixos níveis com regressão sobre índices padrões do Modo Anular baseados nos dados mensais de janeiro de 1958 até dezembro de 1997: (a) e (c) para o HS e (b) e (d) para o HN.

Fonte: [Thompson e Wallace \(2000a\)](#)

está defasada em cerca de três semanas, indicando assim que variações na AO tipicamente aparecem primeiro na estratosfera e depois propagam-se para baixo. Como as fases da AO na troposfera são caracterizadas por mudanças substanciais nas STs e na intensidade do escoamento da média troposfera, os autores incutiram que grandes anomalias estratosféricas podem ser precursoras de mudanças nos padrões de tempo na troposfera. [Ambaum et al. \(2001\)](#), baseados em análises de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) e de correlação utilizando os dados do European Centre for Medium-Range reanalysis (ERA) entre 1979-1997, sugeriram que fases positivas da AO correspondem a uma divisão e inten-

sificação do jato sobre a região Euro-Atlântica, e as fases negativas à formação de um único jato em latitudes subtropicais (entre 30° e 15°N).

O padrão AO apresenta um impacto relevante no clima no HN. [Thompson e Wallace \(2000a\)](#) mostraram que as fases positivas da AO para todo ano, exceto verão, estão associadas com anomalias positivas de temperatura em superfície nas latitudes altas da Eurásia e de grande parte da América do Norte ao norte de 40°N e anomalias negativas sobre o extremo leste do Canadá, norte da África e no Oriente Médio. [Thompson e Wallace \(2000b\)](#) apresentaram uma relação entre a fase positiva da AO com o aumento da precipitação sobre o norte da Europa, Alasca, norte do México e a China central e uma diminuição sobre a parte central da América do Norte, sul da Europa e leste da Ásia.

No HS, a existência de um padrão tipo oscilação no cinturão de pressão que cruza o Chile e a Argentina em oposição ao Mar de Weddell e ao Mar de Bellingshausen foi documentada há bastante tempo ([WALKER, 1928](#)). Entretanto, somente várias décadas depois, com uma fonte de dados mais razoável, a oscilação entre os cinturões de pressão nas latitudes médias e altas foi apropriadamente descrita e referida como AAO ([GONG; WANG, 1998](#); [GONG; WANG, 1999](#); [THOMPSON; WALLACE, 2000a](#)). [Gong e Wang \(1999\)](#), aplicando EOF nos dados de PNMM da Reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP)/*National Center for Atmospheric Research* (NCAR) para o período de 1958-1997, encontraram que a característica mais relevante no padrão AAO é a intensa relação negativa da PNMM entre 40° e 70°-60°S. Os autores definiram um índice objetivo para a AAO através da subtração da PNMM média zonal normalizada para cada mês entre as latitudes de 40°S e 65°S. O índice positivo (negativo) desta oscilação é definido como pressão abaixo (acima) do normal na região polar.

O termo “Modo Anular”, para descrever uma simetria zonal em ambos os hemisférios e uma ‘gangorra’ norte-sul de massa atmosférica entre altas latitudes e partes das latitudes médias (Figura 2.1 c e d), foi inserido por [Thompson e Wallace \(2000a\)](#). Os autores mostraram que a AAO é o equivalente da AO no HS e ambas representam o Modo Anular. Os autores mostraram também, através da análise das estruturas espaciais da anomalia de altura geopotencial para ambos os hemisférios, que o Modo Anular existe o ano todo em toda a troposfera. Entretanto ela se amplifica com a altura até a estratosfera durante períodos em que a intensidade do escoamento zonal é conducente para uma forte interação

de ondas planetárias no escoamento médio (Figura 2.1 a-b). Esses períodos são chamados de “período ativo” e correspondem ao período com as maiores variações de anomalia de geopotencial na estratosfera (Figura 2.2). No HN, esse período ativo ocorre durante o inverno (JFM) (Figura 2.2 b), enquanto que no HS, ao final da primavera (ON) (Figura 2.2 a). Eles sugeriram que a explicação para os mecanismos de propagação descendente dessas anomalias na AO envolvem a modulação do guia de onda para ondas planetárias pelas anomalias de altas altitudes. No vento zonal, as anomalias modificam o guia de onda climatológico e a distribuição da aceleração vinda da convergência do fluxo de Eliassen-Palm (KODERA et al., 1990).

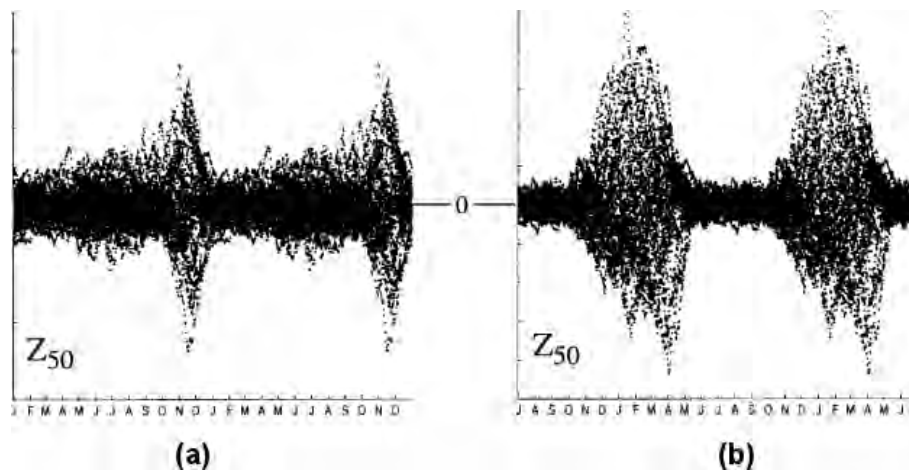


Figura 2.2 - Média diária entre o período 1958-1997 de anomalias de altura geopotencial m em 50 hPa média na região entre de 70° - 90° de latitude: (a) HS e (b) HN. Fonte: [Thompson e Wallace \(2000a\)](#)

Ainda segundo [Thompson e Wallace \(2000a\)](#), a localização dos centros de ação indica que na fase positiva do Modo Anular, há uma intensificação (enfraquecimento) dos ventos de oeste e da baroclinia nas altas latitudes (latitudes médias); um deslocamento em direção ao pólo do limite polar da célula de Hadley e o limite equatorial da célula de Ferrel, em relação à sua posição climatológica; um aquecimento (esfriamento) anômalo nas latitudes médias (polares) e uma anomalia negativa da coluna total de ozônio nas altas latitudes indicando um aumento da tropopausa nesta região, uma vez que a pressão na tropopausa está estreitamente relacionada com a altura da coluna total de ozônio.

[Boer et al. \(2001\)](#), através de simulações com o modelo climático acoplado do

Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma), analisaram a assinatura do Modo Anular no balanço de umidade. Eles encontraram que a pressão é mais baixa em latitudes altas (fase positiva), quando há uma anomalia na circulação meridional existente com uma célula termodinamicamente indireta das latitudes médias para altas e uma célula meridional termodinamicamente direta das latitudes médias para o equador. O transporte de umidade está associado principalmente com advecção pelos ramos mais baixos dessas células de circulação meridional anômala e, secundariamente, com o transporte anômalo pelos distúrbios transientes, dando, nesta fase positiva do Modo Anular, divergência de umidade e diminuição da precipitação em latitudes médias e convergência de umidade e aumento da precipitação em latitudes altas.

A relação entre o Modo Anular Sul (SAM ou AAO) e os jatos e STs também foi objeto de estudos de trabalhos prévios. [Carmo \(2002\)](#) e [Rao et al. \(2003\)](#) analisaram a correlação entre o índice AAO e a função envelope da anomalia do vento meridional em 300 hPa. Assumindo-se que a função envelope representa a amplitude local e instantânea das flutuações de v' (anomalia do vento meridional), os autores citaram que ela pode ser considerada como uma boa medida da atividade das ondas baroclínicas, onde os valores mais altos representam as regiões dos STs. Segundo os autores, a AAO mostrou ser negativamente correlacionada com as STs em latitudes altas e subtropicais (35° - 23° S) e positivamente correlacionada em latitudes médias (60° - 45° S) em todas as estações do ano. [Carvalho et al. \(2005\)](#), através de regressão de anomalias de vento zonal em 200 hPa e de altura geopotencial em 700 hPa para DJF, expuseram que a intensificação do jato subtropical, seu deslocamento em direção ao equador e o enfraquecimento do jato polar, conduz a AAO para a fase negativa. Inversamente, na fase positiva da AAO, o jato subtropical desloca-se em direção ao pólo e o jato polar intensifica-se.

Uma vez que a AAO possui uma relação com os jatos e com a ST, espera-se que os transientes também sejam afetados por este padrão. [Carvalho et al. \(2005\)](#) indicaram que as fases distintas da AAO modulam a latitude de formação dos ciclones e seu deslocamento máximo em direção ao equador. Segundo os autores, o deslocamento do jato subtropical para o equador durante a fase negativa da AAO, favorece o deslocamento da localização de formação e de dissipação de ciclones para latitudes mais baixas.

[Reboita et al. \(2009\)](#), analisaram a relação sazonal entre a AAO e a distribui-

ção espacial dos sistemas ciclônicos, dos padrões sazonais de frontogêneses e de distribuição de precipitação sobre o HS durante o período de 1980 a 1999. Os autores observaram que na fase negativa da AAO, a trajetória dos ciclones em todo o HS move-se para norte, comparada à fase positiva, e que no setor da AS e Atlântico Sul há intensa atividade frontogenética e anomalias positivas de precipitação na costa sudeste da AS. Em geral, na fase positiva, os autores observaram condições inversas.

Santos e Franco (2010) analisaram compostos do vento troposférico e de campos cinemáticos sobre a AS e ao seu redor. No cálculo desses compostos, os autores utilizaram médias ponderadas, com o índice AAO como peso. Os resultados apresentados pelos autores indicaram que a fase positiva do índice AAO conduz a uma configuração de bloqueio que se inicia nos setores central e leste do Oceano Pacífico Sul e persiste sobre a costa leste da AS e sobre o Oceano Atlântico Sul. Essa configuração de bloqueio altera os transientes que atuam na região.

Alguns trabalhos também sugerem uma relação entre a AAO e a componente oceânica. Seba (2011) utilizando o índice AAO e dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na região sul do Atlântico entre o período de janeiro de 1982 a janeiro de 2010, encontrou um dipolo de correlação significativa em novembro, entre o índice AAO e a TSM na região da Confluência Brasil-Malvinas, com a correlação positiva no lado sul do dipolo. Pezza et al. (2012), utilizando dados de sensores de microondas da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), mostraram que a AAO e a extensão de gelo marinho são significativamente correlacionadas em diversas áreas, principalmente sobre o Mar de Bellingshausen, oeste do Mar de Weddell, o setor Atlântico/Índico, do Oceano Sul para o sudoeste da Austrália e do Pacífico Sul para o leste do Mar de Ross. As correlações são positivas em todas as áreas, exceto nas regiões do Mar de Bellingshausen e oeste do Mar de Weddell, onde as correlações são negativas.

Os impactos das fases opostas do fenômeno ENOS na circulação global, em particular na posição e intensidade do Jato Subtropical e, por consequência, nas trajetórias e intensidades dos sistemas transientes, têm sido bem documentados (KAROLY, 1989; VAN LOON; ROGERS, 1981; CHEN et al., 1996; MO; KOUSKY, 1993; KILADIS; MO, 1998). Cai e Watterson (2002) utilizaram o modelo climático da *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation* (CSIRO) para analisar os modos de variabilidade na altura geopotencial em 500 hPa através de três

experimentos: um acoplado, em que a atmosfera e o oceano estão totalmente ligados, produzindo ciclos de ENOS permitindo total interação oceano-atmosfera; um com camada de mistura, em que a atmosfera é acoplada a uma equação de calor da camada de mistura oceânica, que permite interações oceano-atmosfera limitadas; e outro em que a atmosfera é forçada pela TSM climatológica observada, com um ciclo anual fixo, não permitindo a interação oceano-atmosfera. Os autores verificaram que os modos observados, incluindo o Modo Anular, são razoavelmente bem simulados nos três experimentos, embora a amplitude dos modos do modelo seja geralmente menor do que o observado e que a resposta da circulação atmosférica em latitudes médias e altas para a forçante ENOS do modelo projeta principalmente sobre o modo do PSA. Eles mostraram também que as amplitudes das anomalias associadas a cada modo nos três experimentos apresentaram pouca diferença, sugerindo que estes modos podem ser gerados somente pela dinâmica interna atmosférica, e que a dinâmica dos oceanos, interação oceano-atmosfera, e forçante ENOS não são essenciais. Este resultado, entretanto, não é compartilhado por diversos autores cujos trabalhos indicam que há uma relação entre a AAO e o ENOS (CARVALHO et al., 2005; GONG et al., 2012).

Carvalho et al. (2005) indicaram que fases negativas (positivas) da AAO durante o verão são dominantes quando o padrão de anomalias de TSM, convecção e circulação assemelham-se às fases El Niño (La Niña) do ENOS. L'Heureux e Thompson (2006), utilizando dados de Reanálise do NCEP/NCAR, mostraram que 25% da variabilidade interanual da AAO é linearmente relacionada com a flutuação do ENOS. Eles mostraram que a relação entre os dois padrões ocorre durante o verão austral (novembro-fevereiro). Cai et al. (2011), utilizando simulações individuais dos modelos do *Coupled Model Intercomparison Project phase 3* (CMIP3), mostraram que os sinais do ENOS projetam fortemente para a AAO.

A circulação meridional de retorno é um sistema de correntes oceânicas profundas e de superfície que abrangem todas as bacias oceânicas. Esse sistema transporta grandes quantidades de água, calor, sal, carbono, nutrientes e outras substâncias em todo o mundo, e conecta a superfície do oceano e a atmosfera com o enorme reservatório de águas profundas. Como tal, é de fundamental importância para o sistema climático global (SCHMITTNER et al., 1998). Marini et al. (2011), utilizando uma integração de 500 anos do modelo climático do *L'Institut Pierre-Simon Laplace Coupled Model*, versão 4 (IPSL CM4), estudaram a relação entre a AAO e a circulação meridional de retorno do Atlântico. Seus resultados mostraram que o mapa de regressão linear de anomalias de PNMM ao índice El

Niño 3.4 no modelo é bastante similar ao mapa de regressão linear da mesma variável ao índice AAO no modelo, exceto pela mudança de sinal e valores maiores de anomalias. Com isso, os autores sugerem que a condição de La Niña (El Niño) está associada com a fase positiva (negativa) da AAO. Os autores também indicaram que os dois padrões interferem na circulação meridional de retorno do Atlântico em várias escalas de tempo.

A Oscilação de Madden-Julian (OMJ) possui relação com as condições que afetam o ciclo do ENOS. Esta possível ligação entre a OMJ e o ENOS motiva a uma maior investigação sobre a relação entre a OMJ e a AAO (CARVALHO et al., 2005). Carvalho et al. (2005), através de composições defasadas de anomalias filtradas de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) na banda 20-70 dias para todos os eventos positivos e negativos de AAO no período de 1979-2000, sugeriram que fases opostas da OMJ podem interagir com fases da AAO e que um possível ingrediente para a manutenção das fases negativas da AAO é a propagação para leste dessas anomalias intrassazonais que permitem o realce da convecção sobre o Pacífico Central e sobre a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS). Por outro lado, os autores também indicaram que fases positivas da AAO são favorecidas por um padrão de anomalia positiva intensa de ROLE(20-70dias) sobre o Índico e uma anomalia negativa moderada de ROLE(20-70dias) sobre o Pacífico.

Assim como existem influências da AO nas condições de temperatura e precipitação no HN, a AAO apresenta um impacto relevante sobre o clima no HS. Silvestri e Vera (2003) estudaram a influência das fases da AAO no sudeste da AS (leste dos Andes entre as latitudes de 10°-40°S). Eles aduziram que a fase positiva (negativa) da AAO ocasiona uma diminuição (aumento) da precipitação sobre o sudeste da AS. Gillett et al. (2006), estudando observações de temperatura e precipitação em estações, identificaram a influência da AAO em todo o HS. Eles demonstraram que a fase positiva da AAO está relacionada com um aquecimento significativo sobre a Argentina e condições de seca sobre o sul da AS devido a um deslocamento para o sul das STs. Marshall (2007) correlacionou o índice AAO com dados mensais de temperatura do ar perto da superfície em 14 estações na Antártica. Seus resultados mostraram que, em geral, na última metade do século (1957-2004), o padrão apresentado é de uma correlação positiva (negativa) no norte da Península Antártica (Antártica leste).

Justino e Peltier (2006) e Justino e Peltier (2008), através de simulações com o

Climate System Model do NCAR para condições atuais e do último máximo glacial, estudaram o impacto da AAO no clima durante esses dois períodos. Seus resultados mostraram que durante o verão, o padrão não apresenta grandes diferenças entre as duas épocas, porém o inverno é caracterizado por uma mudança significativa na circulação que diferencia as características do padrão AAO da época glacial para o tempo atual. Os autores mostraram ainda que, em ambos os períodos, a AAO induz significantes mudanças no clima, como o aquecimento na região da Península Antártica e nas latitudes médias durante a fase positiva da AAO. [Silvestri e Vera \(2009\)](#) mostraram mudanças no padrão de circulação hemisférica associada a AAO, principalmente na AS, entre 1960-70 e 1980-90. Eles mostraram que na primeira década, a fase positiva da AAO estava associada com a circulação anticiclônica anômala desenvolvida no sudoeste do Atlântico subtropical que aumenta a advecção de umidade e promove o aumento de precipitação sobre o sudeste da AS. Na outra década, a anomalia anticiclônica induzida pela fase positiva da AAO cobre a maior parte do sul da AS e do Atlântico adjacente, produzindo um enfraquecimento da convergência de umidade e diminuição da precipitação ao longo do sudeste da AS e uma advecção positiva de temperatura sobre o sul da AS.

Observações indicam que o vórtice Antártico tem se intensificado nas últimas décadas ([WAUGH et al., 1999](#); [ZHOU et al., 2000](#); [RENWICK, 2004](#)). [Renwick \(2004\)](#), utilizando as reanálises do NCEP/NCAR e *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), calculou a tendência linear para duas janelas temporais dos verões de 22 anos (1958-1979 e 1980-2001). As tendências lineares foram calculadas a partir de cada série de dados por regressão dos mínimos quadrados em janelas de tempo especificados. O autor mostrou que, para o período de 1958-1979, há um aumento da altura geopotencial na estratosfera Antártica e um enfraquecimento do vórtice polar. Porém para o período de 1980-2001, ele apresentou uma queda da altura geopotencial em 500 e 50 hPa sobre a Antártica e intensificação do vento zonal sobre os oceanos sul durante o verão e outono. O autor sugere uma componente cíclica na escala decenal nesta tendência de intensificação do vórtice nas últimas décadas estudadas.

O índice da AAO também tem exibido uma tendência a apresentar fases positivas nas últimas décadas ([THOMPSON; WALLACE, 2000b](#); [TURNER et al., 2007](#)). [Thompson e Wallace \(2000b\)](#) mostraram uma forte tendência de altura geopotencial negativa em 50 hPa na região polar do HS em novembro (intensificação do vórtice polar estratosférico no HS e tendência para fases positivas do índice

AAO), um mês depois de uma forte diminuição do ozônio no HS. [Thompson e Solomon \(2002\)](#) também observaram que essa tendência para fases positivas é consistente com as grandes perdas do ozônio estratosférico durante o verão e o outono. [Yang et al. \(2007\)](#) mostraram que, através de uma série de interações dinâmicas e termodinâmicas, a diminuição do ozônio induzida antropicamente na Antártica durante a primavera leva a mudanças na escala decenal na baixa estratosfera e tropopausa em latitudes médias e altas do HS, bem como a tendência para a fase positiva da AAO na primavera e verão. Ainda segundo [Yang et al. \(2007\)](#), os acoplamentos estratosfera-troposfera ocorrem durante o final da primavera-início do verão em virtude da AAO, resultando numa propagação para baixo das anomalias de vento na baixa estratosfera para a troposfera.

Possíveis explicações para a tendência de fases positivas do índice AAO são mostradas também com experimentos numéricos. [Sexton \(2001\)](#), utilizando o modelo atmosférico HadAM3, estudou o efeito da perda de ozônio estratosférico na circulação extratropical do HS e mostrou uma súbita mudança na AAO para a fase positiva durante novembro e dezembro. O autor sugeriu que este resultado é uma possível explicação para o aumento dos ventos de oeste em 60°S desde o início da década de 80. [Gillett e Thompson \(2003\)](#), realizaram um estudo com o modelo HadSM3-L64 forçado somente com a diminuição do ozônio previsto, e forneceram evidências que a emissão antrópica de gases destruidores de ozônio teve um impacto relevante não só no nível estratosférico, mas também na superfície da Terra como um todo.

[Shindell e Schmidt \(2004\)](#) utilizaram o *Goddard Institute for Space Studies Global Circulation Model II* acoplado com a camada de mistura oceânica que difunde o calor para camadas mais profundas do oceano e também com uma termodinâmica de gelo marinho para a análise de três conjuntos de simulações forçadas pelo aumento dos gases do efeito estufa, pela mudança no ozônio estratosférico e por ambas forçantes. Os autores mostraram que tanto a diminuição do ozônio na Antártica quanto o aumento dos gases do efeito estufa contribuem para a tendência da fase positiva da AAO, enquanto que a recuperação do ozônio leva a uma tendência para a fase negativa. Ambos os fatores contribuem para os impactos na superfície nas últimas décadas, embora o impacto da diminuição do ozônio domine sobre a média troposfera. Nas projeções climáticas, com a recuperação do ozônio, somente o impacto dos gases do efeito estufa influenciam na tendência positiva da AAO.

Miller et al. (2006) analisaram o Modo Anular nos dois hemisférios através de simulações para o século 20 e 21 de catorze modelos acoplados submetidos ao *Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report* (IPCC AR4). O padrão Anular de PNMM simulado pelos modelos é altamente correlacionado com as variações espaciais do padrão observado durante o século 20, embora a variabilidade do padrão anular simulada represente uma porcentagem muito maior da variabilidade temporal total dentro de cada hemisfério. Os autores mostraram que a média de multi-modelos exibiu uma tendência positiva do Modo Anular nos dois hemisférios, com um decréscimo da pressão sobre os pólos e um aumento em latitudes médias. Miller et al. (2006) indicaram que a tendência do Modo Anular nos dois hemisférios resulta das forçantes de aumento da concentração dos gases do efeito estufa e de aerossóis de sulfato troposféricos, enquanto as mudanças no ozônio estratosférico fazem uma contribuição adicional para a tendência no Modo Anular Sul.

Roscoe e Haigh (2007) apresentaram os resultados de múltiplas regressões da AAO com dados de possíveis forçantes climáticas (aerossol vulcânico estratosférico, atividade solar, Oscilação Quase-Bienal, ENOS, depleção do ozônio estratosférico e massa de ozônio na região do vórtice Antártico) com o objetivo de explorar sua significância. Apesar dos autores não explorarem a relação causa-efeito por meio de simulações de modelos, seus resultados sugerem que, embora seja possível que a tendência positiva da AAO possa ser causada pelo aumento dos gases do efeito estufa, é pelo menos nove vezes mais provável que essa tendência da AAO seja devido ao buraco no ozônio estratosférico, considerando essa tendência resultado dessas influências isoladamente. Os autores não excluíram a existência de uma combinação do aumento dos gases do efeito estufa com o buraco na camada de ozônio na tendência da AAO.

Fogt et al. (2009) analisaram correlações defasadas entre o índice AAO e a coluna total de ozônio com dados observados e simulações de um modelo acoplado química-atmosfera GEOS-CCM. Os autores encontraram: um decréscimo (aumento) da coluna total de ozônio na primavera está associado com o aumento (diminuição) do índice AAO em um período de 1-4 meses à frente; uma relação entre a AAO em outubro e a concentração total de ozônio no final da primavera-início do verão seguinte, sugerindo que quando a AAO é mais fraca, mais ozônio é transportado das latitudes médias para o vórtice polar; uma correlação positiva entre a AAO e a coluna total de ozônio ocorrendo durante a noite polar (inverno austral) sem defasagem, indicando que baixas pressões em superfície sobre a

Antártica estão associadas com o aumento da coluna total de ozônio no inverno.

Polvani et al. (2011) analisaram a importância da depleção do ozônio estratosférico na circulação atmosférica da troposfera na segunda metade do século 20 utilizando o modelo atmosférico CAM 3. Seus resultados indicaram que os impactos da destruição do ozônio são cerca de 2 a 3 vezes maior do que aqueles associados com aumento de gases de efeito estufa na circulação troposférica de verão no HS. Thompson et al. (2011), através de dados da Reanálise do NCEP/NCAR e simulações numéricas, encontraram que a diferença entre as eras buraco na camada de ozônio e pré-buraco na camada de ozônio para DJF parece com a fase positiva da AAO. Os autores também indicaram que a força do aumento dos gases do efeito estufa é importante para a tendência na fase positiva na metade do século 21, mas não no século 20. Shaw et al. (2011), utilizando simulações do *Goddard Earth Observing System chemistry-climate model* (GEOS CCM) para cenários passados e futuros, mostrou que no período de depleção do ozônio, a quebra do vórtice polar, ou seja, a diminuição brusca do vento de oeste na estratosfera polar, às vezes tornando-se de leste, adia-se para o início do verão, modificando o acoplamento estratosfera-troposfera.

Com a projeção da recuperação do buraco na camada de ozônio no próximo século, as forças do ozônio e dos gases do efeito estufa não irão mais combinar-se para produzir uma forte tendência para a fase positiva da AAO (ARBLASTER et al., 2011; THOMPSON et al., 2011). Son et al. (2008), Perlwitz et al. (2008) e Simpkins e Karpechko (2012) examinaram a tendência da AAO, cada trabalho com um modelo acoplado químico-climático diferente, e encontraram respostas opostas entre o ozônio e os gases do efeito estufa, com dominância da recuperação do ozônio levando a uma tendência negativa da AAO nas projeções futuras. Os trabalhos mostraram que com a recuperação do ozônio nas projeções climáticas, os ventos de oeste no verão do HS irão desacelerar no lado polar do jato, implicando em uma tendência negativa no índice AAO no futuro. McLandress et al. (2011) também analisaram essas duas forças utilizando o modelo atmosférico *Canadian Middle Atmosphere Model* (CMAM) acoplado com oceano para o período passado (1960-1999) e futuro (2000-2099). Como nos outros trabalhos citados, a resposta troposférica da força de ozônio durante o verão tem um sinal oposto ao do passado (tendência AAO positiva) e no futuro (tendência AAO negativa). Enquanto que a força dos gases do efeito estufa produz uma tendência com mesmo sinal (AAO positiva) nos dois períodos. Os resultados de McLandress et al. (2011) mostraram que a força do ozônio domina a

tendência no período passado, enquanto, no período futuro, as duas forçantes contribuem quase igualmente, porém com sinal oposto.

Arblaster et al. (2011) analisaram as forçantes de ozônio e gases do efeito estufa nos modelos NCAR *Parallel Climate Model* (PCM) e NCAR *Community Climate Model version 3* (CCSM3) que são acoplados para os sistemas atmosfera-oceano-superfície-gelo marinho. Ambos os modelos apresentaram uma tendência negativa da AAO durante o verão nas simulações para 2001-2005, porém esta tendência no NCAR PCM possui uma magnitude muito maior que no NCAR CCSM3. Arblaster et al. (2011) também examinaram simulações onde somente o CO₂ aumenta, concluindo que a tendência negativa mais fraca da AAO no modelo NCAR CCSM3 quando comparado ao NCAR PCM pode ser explicada pela grande sensibilidade do primeiro modelo ao CO₂, o que compensa a recuperação do ozônio. Os autores sugerem que diferentes parametrizações nas componentes atmosféricas dos modelos, especialmente com respeito aos processos radiativos e dinâmicos podem também resultar em diferentes respostas para forçantes similares do ozônio estratosférico.

Nos trabalhos apresentados anteriormente, a AAO influencia as condições atmosféricas sobre a AS em diversas escalas de tempo. A relação das fases da AAO com o posicionamento dos jatos troposféricos (CARVALHO et al., 2005), ST (CARMO, 2002; RAO et al., 2003), ciclones e frentes (REBOITA et al., 2009) pode auxiliar na previsão de tempo. A relação da AAO com as condições de bloqueio atmosférico (SANTOS; FRANCO, 2010) e a possível relação com o ENOS (CARVALHO et al., 2005) sugere uma influência na escala de clima. Estudos anteriores, como Gillett et al. (2006) e Silvestri e Vera (2003), mostram que a influência da AAO na AS ocorre principalmente no sul e sudeste do continente, entretanto, a possível relação da AAO com a região tropical sugere que esse fenômeno também pode influenciar regiões mais ao norte do continente. Conhecendo a relação entre a AAO e o clima na AS e a relação do ozônio estratosférico e gases do efeito estufa com as fases da AAO (Arblaster et al. (2011), por exemplo), pode-se discutir essas influências no clima futuro no continente Sul-americano. Devido a todos esse fatores, um estudo abrangente sobre a influência da AAO na AS e os mecanismos físicos relacionados torna-se importante.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Os dados utilizados na execução desta tese foram:

- a) Dados mensais e diários de Reanálise 2 do NCEP/NCAR com resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ lat/lon. Foram utilizadas diversas variáveis nos níveis de 1000 até 10 hPa. Esses dados foram gerados por meio de assimilação de dados em um modelo idêntico ao sistema global utilizado operacionalmente no NCEP, entretanto com resolução horizontal de T62 (aproximadamente 200 km) e com um banco de dados que inclui muitas fontes de observações não disponíveis em tempo real para a parte operacional. Um maior detalhamento destes dados encontra-se em [Kanamitsu et al. \(2002\)](#);
- b) Dados mensais de razão de mistura de ozônio e geopotencial em 700 hPa do conjunto de reanálise ERA INTERIM do ECMWF, com resolução espacial de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ lat/lon ([DEE et al., 2011](#)).
- c) Dados mensais de precipitação analisados em pontos de grade com resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ lat/lon obtidos do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP). Esse conjunto de dados contém dados de precipitação obtidos de observações em superfície e de precipitação estimada por meio de canais de microondas provenientes de satélites de órbita baixa e de canais infravermelhos provenientes de satélites de órbita geoestacionária. Um maior detalhamento da metodologia utilizada pelo GPCP pode ser encontrado em [Adler et al. \(2003\)](#);
- d) Dados mensais de ROLE estimada por satélites de órbita polar interpolados pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), com resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ lat/lon. [Liebmann e Smith \(1996\)](#) apresentaram uma descrição detalhada da metodologia utilizada na interpolação destes dados;
- e) Análises diárias do NCEP para as condições iniciais a serem inseridas no MCGA;
- f) Climatologia mensal do ozônio extraída da Reanálise ERA-40 do ECMWF ([UPPALA et al., 2005](#)) para as condições de contorno a serem inseridas no MCGA;

- g) Dados mensais observados de TSM do NCEP Climate Prediction Center optimum interpolated SST dataset (REYNOLDS; SMITH, 1994), interpolados em pontos de grade com resolução espacial de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ lat/lon, para as condições de contorno a serem inseridas no MCGA e análises observacionais;
- h) Resultados dos experimentos com o MCGA. O modelo utilizado foi o MCGA do CPTEC (CAVALCANTI et al., 2002; TAMAOKI et al., 1999).

Nas análises realizadas neste estudo foi empregado o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2006. A exceção ocorreu no gráfico das séries temporais do índice AAO e da razão de mistura de ozônio, no qual usou-se o período de janeiro de 1979 a dezembro de 2011 (dados do ERA-INTERIM, vide Seção 3.2). O período utilizado pelos dados de saída do modelo foi de 1980-1989. O período dos dados de entrada no modelo será descrito adiante.

As anomalias temporais diárias foram calculadas através da diferença entre os valores diários e a climatologia diária para o período de 1980-2006 nos dados da Reanálise 2, ROLE e TSM e para o período de 1980-1989 para as saídas do modelo. A mesma analogia foi utilizada no cálculo das anomalias mensais. Ressalta-se que para os dados do ERA-INTERIM, o período utilizado para o cálculo das anomalias foi de 1979-2011.

Uma análise dos meses da primavera (setembro, outubro e novembro) mostrou que a influência da AAO no clima da AS e oceanos adjacentes ocorreu de forma relevante somente em novembro, que é o período ativo da AAO (THOMPSON; WALLACE, 2000a). Desta forma um estudo sazonal da AAO através de médias dos três meses suavizaria o impacto da AAO no período ativo. Por esta razão, optou-se por avaliar cada estação por um mês representativo da mesma. Os meses centrais do verão, outono e inverno (janeiro, abril, julho, respectivamente) foram escolhidos como meses representativos de cada estação. Na primavera o mês de novembro foi escolhido como representativo, por ser o período ativo da AAO.

3.2 Metodologia

O estudo proposto compreende diversas fases que serão descritas abaixo:

3.2.1 Cálculo do índice AAO mensal

Lorenz (1986) introduziu o conceito de EOF como metodologia ao realizar um estudo com a finalidade de encontrar uma maneira eficaz de extrair uma representação simplificada ou compacta de um conjunto de dados. O objetivo era uma representação otimizada do estado da atmosfera, em função do tempo e do espaço, ou seja, uma seqüência temporal de campos meteorológicos. Através do método de EOF pode-se obter padrões espaciais de variabilidade e a variação temporal de um único campo escalar (BJÖRNSSON; VENEGAS, 1997). Este método é bastante usado em estudos de variabilidade climática e tem duas vantagens básicas: (i) permite que a descrição de um campo seja feita por um número relativamente pequeno de funções e coeficientes temporais associados, que explicam uma fração maior da variância total do que qualquer outra transformação; (ii) permite investigar processos geofísicos, tais como os que ocorrem em variações oceânicas ou atmosféricas.

Para o cálculo do índice da AAO foi aplicada a técnica de EOF nos dados de anomalia temporal de altura geopotencial em 700 hPa (Reanálise 2 e Era-Interim) entre 20°-90°S para todo o período selecionado. A série temporal do índice AAO foi obtida através da CP do primeiro EOF. Os valores positivos (negativos) do índice AAO representam anomalias positivas (negativas) de altura geopotencial nas latitudes médias e anomalias negativas (positivas) em altas latitudes, ou seja, a fase positiva (negativa) da AAO. Quando o padrão da EOF apresenta o sinal oposto ao citado acima, a série temporal da CP é multiplicada por -1 . Essa metodologia foi baseada no trabalho de Baldwin e Thompson (2009) e na metodologia aplicada para o cálculo do índice AAO fornecido pelo *Climate Prediction Center* (CPC)/NOAA. (http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/history/method.shtml). Além do índice usual, foram calculados também índices AAO nos níveis de 1000 até 10 hPa (além de 700 hPa) com a mesma metodologia do índice em 700 hPa (Reanálise 2).

3.2.1.1 Identificação das fases da AAO nos meses representativos das 4 estações

Foi realizada uma separação dos valores positivos e negativos extremos da AAO em 700 hPa calculados anteriormente para os meses representativos das estações verão, outono, inverno e primavera (janeiro, abril, julho, novembro) durante o período supracitado. Casos com índice AAO extremo foram baseados em análises de quintis, selecionando os seis maiores valores positivos e os seis maiores

valores negativos em cada um dos meses. Esses anos extremos foram apresentados em uma tabela com os meses de cada estação em que ocorreram valores positivos e negativos extremos da AAO.

3.2.2 Sazonalidade da AAO na estratosfera

Segundo [Thompson e Wallace \(2000a\)](#), a AAO ocorre durante todo o ano na troposfera e se estende até a estratosfera durante o chamado período ativo. Para confirmar os resultados dos autores e compreender melhor o papel da sazonalidade da AAO na estratosfera, foram confeccionados gráficos para o período de 1980-2006: do vento zonal médio em 50 hPa ao sul de 60°S; das médias das anomalias temporais de altura geopotencial em 50 hPa ao sul de 60°S; do fluxo meridional de calor sensível em 50 hPa médio zonal em cada latitude do HS para cada mês representativo de cada estação. A sazonalidade da AAO foi analisada através de gráficos dos índices AAO em 700 hPa e 50 hPa para os meses representativos de cada estação (descrito no item anterior) e também através do gráfico com a série temporal do perfil vertical dos índices AAO de 1000-10 hPa (descrito no item anterior).

3.2.3 Características da AAO em cada mês representativo de cada estação

Para cada mês do estudo, foi apresentado o padrão da AAO, representado pela primeira EOF da anomalia temporal de altura geopotencial em 700 hPa, a qual indica o modo dominante de variabilidade. Foram também confeccionados compostos de anomalia temporal de altura geopotencial em 500, 200 e 50 hPa para as fases extremas da AAO em cada mês. Para confirmar que os resultados dos compostos fossem representativos dos casos extremos, aplicou-se o teste t-student ([WILKS, 2006](#)). Após alguns testes com os compostos, foi escolhido o nível de 90% de confiança. Os compostos de anomalia de altura geopotencial em 500 e 50 hPa foram apresentados em coordenada estereográfica polar de forma a facilitar a visualização do modo polar. Entretanto o composto para anomalia de geopotencial em 200 hPa foi apresentado em formato latitude × longitude, com o intuito de visualizar também possíveis padrões de trem de onda. Foram confeccionados compostos, para as fases extremas da AAO em cada mês, dos perfis verticais médios zonais em cada latitude do HS da anomalia temporal de vento zonal e da anomalia temporal de temperatura do ar.

Os compostos do perfil vertical de magnitude do vento foram realizados com média zonal entre 180°W-0°. Essa restrição teve o intuito de focar os resultados da

relação da AAO com as características dinâmicas na região de interesse da tese (AS e oceanos adjacentes). Para complementar a análise do perfil da magnitude do vento, confeccionou-se os compostos dos perfis verticais da energia cinética turbulenta, da conversão baroclínica e conversão barotrópica (média entre 180°W-0°), cuja metodologia está descrita adiante.

3.2.4 Análise da baroclinia e barotropia sobre a AS e oceanos adjacentes nas duas fases da AAO em cada estação

Segundo o ciclo de energia da atmosfera apresentado por Lorenz (1955), a instabilidade barotrópica é associada a um cisalhamento horizontal do vento, como por exemplo, na corrente de jato. Os distúrbios sujeitos a essa instabilidade crescem pela extração de energia cinética diretamente do estado básico. A instabilidade baroclínica está associada com o gradiente médio de temperatura horizontal, que deve existir para fornecer o balanço do vento térmico para o cisalhamento vertical do escoamento médio. Nesse caso os distúrbios crescem pela conversão de energia potencial disponível do estado básico, associada a esse gradiente médio de temperatura horizontal. Durante o processo de crescimento da amplitude da perturbação, a energia potencial disponível do escoamento básico é convertida em energia potencial disponível da perturbação e esta, por sua vez, se transforma em energia cinética da perturbação.

A energética da atmosfera de 180°W a 0° em cada uma das fases da AAO foi investigada através, primeiramente, do cálculo das anomalias temporais diárias da componente zonal do vento, da temperatura do ar e do movimento vertical (Omega). Foram calculados então a energia cinética da perturbação (KEH, Equação 3.2), a conversão da energia cinética do estado básico para a perturbação (Equação 3.3, conversão barotrópica, CK) e a conversão de energia potencial disponível da perturbação para energia cinética da perturbação (Equação 3.4, conversão baroclínica, PK). As equações usadas são similares àquelas apresentadas por Plumb (1983). Os resultados foram organizados em compostos dos perfis verticais para cada fase extrema da AAO no mês representativo de cada estação. A Equação 3.1 indica a variação da energia cinética dos distúrbios a partir do saldo de conversões de energia potencial e energia cinética além de um termo residual R_{ke} .

$$\frac{\partial KEH}{\partial t} = PK - CK + R_{ke} \quad (3.1)$$

$$KEH = \frac{u'^2 + v'^2}{2} \quad (3.2)$$

$$CK = u'u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + v'u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + v'u' \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + v'v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \quad (3.3)$$

$$PK = -\frac{R}{P} \omega' T' \quad (3.4)$$

Nas equações acima, t é o tempo, u é o vento zonal, v é o vento meridional, ω é o movimento vertical dado em função de Omega (dp/dt), T é a temperatura do ar. O símbolo $'$ significa a anomalia temporal diária da variável e o símbolo $\bar{}$, média temporal. R_{ke} é o termo residual e representa fontes/sumidouros não-conservativos e fluxos de energia cinética de perturbações de alta frequência. Para analisar a energética foram confeccionados, para as fases extremas da AAO em cada mês representativo de cada estação, os compostos dos perfis verticais de energia cinética turbulenta entre 180°W-0°, da conversão baroclínica e da conversão barotrópica entre 180°W-0°.

3.2.5 Comparação da série temporal entre a razão de mistura do ozônio estratosférico e o índice AAO

A temperatura na estratosfera é influenciada pela concentração de ozônio nessas altitudes. Uma vez que a estratosfera possui um papel importante na AAO, torna-se interessante comparar concentração do ozônio na estratosfera com o índice AAO. Para isso, foi confeccionado um gráfico com as séries temporais da razão de mistura de ozônio média ao sul de 60°S e com o índice AAO em 700 hPa. A Reanálise 2 não possui dados de ozônio e o ERA-40 só possui dados até 2002. Por esta razão foram utilizados dados do Era-Interim, até o último ano completo disponibilizado (2011). Para haver uma uniformidade com os dados de ozônio, o índice AAO foi calculado, para apresentação nesta série, com dados de altura geopotencial em 700 hPa do Era-Interim.

3.2.6 Influência da AAO sobre o clima da AS e oceanos adjacentes

Para analisar as diferentes influências dos períodos ativos e inativos da AAO sobre o clima na AS e oceanos adjacentes foram confeccionadas para cada mês as figuras de correlação do índice AAO com as seguintes variáveis: temperatura do ar em 850 hPa, TSM e anomalia temporal de ROLE (AROLE). Foram confeccionadas também para cada mês, figuras dos compostos de anomalia temporal de precipitação e anomalias temporais de linhas de corrente em 200 hPa para as fases extremas da AAO.

3.2.7 Análise da relação entre a convecção tropical e a AAO

Como muitos autores associam a AAO à convecção tropical, foi analisada a relação entre a convecção na Indonésia e a AAO. Para isso calculou-se a média de AROLE na região da Indonésia (20°S - 20°N // 100°E - 140°E) durante o período ativo (novembro) e inativo (julho) da AAO. Os valores foram separados em quatro conjuntos de acordo com o índice AAO: com AROLE positiva e AAO positiva; AROLE positiva e AAO negativa; AROLE negativa e AAO positiva e AROLE negativa e AAO negativa. O resultado foi mostrado em uma tabela. Os quatro conjuntos foram utilizados para gerar compostos de AROLE, anomalia temporal de altura geopotencial em 500 hPa e anomalia temporal de linhas de corrente em 200 hPa.

Para entender em que escalas de tempo a relação entre a AROLE na Indonésia e a AAO estão relacionadas e qual evento ocorre primeiro, foram confeccionadas figuras de ondeletas cruzadas, coerência e ângulos de fase entre o índice AAO e AROLE na região da Indonésia (20°S - 20°N // 100°E - 140°E). A potência de ondeleta cruzada é uma medida da potência comum entre as duas séries. A coerência da ondeleta cruzada é uma medida da intensidade da covariância. A diferença entre os ângulos de fase determinada pelos métodos de ondeleta cruzada e coerência é essencialmente a suavização utilizada no método de coerência da ondeleta. Portanto, por simplicidade, somente analisa-se os ângulos de fase e os intervalos de confiança determinados pela análise de coerência (GRINSTED et al., 2004). Explicações mais detalhadas encontram-se no Apêndice A.

A interpretação física dos ângulos de fase entre duas séries temporais pode ser avaliada de acordo com a Figura 3.1 (GRINSTED et al., 2004; BARBOSA, 2007). Deve-se saber qual série temporal é processada primeiramente no cálculo da transformada de ondeleta cruzada e da coerência, para que seja válido o esquema da Figura 3.1 (BARBOSA, 2007). No caso desta tese, a série do índice

AAO foi processada primeiro. A interpretação física da Figura 3.1 (vetores apontam na direção dos números):

- 1 - Série 1 completamente em fase com a série 2.
- 2 - Série 1 avançada 45° da série 2. A série 2 responde em $1/8$ do período.
- 3 - Série 1 avançada 90° da série 2. A série 2 responde em $1/4$ do período.
- 4 - Série 1 avançada 135° da série 2. A série 2 responde em $3/8$ do período.
- 5 - Série 1 e série 2 estão em fases opostas.
- 6 - Série 2 avançada 135° da série 1. A série 1 responde em $3/8$ do período.
- 7 - Série 2 avançada 90° da série 1. A série 1 responde em $1/4$ do período.
- 8 - Série 2 avançada 45° da série 1. A série 1 responde em $1/8$ do período.

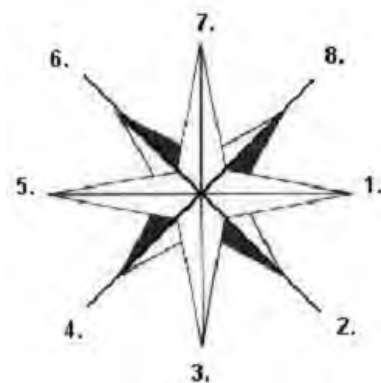


Figura 3.1 - Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais (Série 1 x Série 2).
Fonte: [Barbosa \(2007\)](#)

3.2.8 Relação entre os extremos de precipitação sobre parte da Região Sudeste do Brasil durante o verão e sua relação com a AAO

Uma análise dos verões extremos chuvosos e secos em parte da Região Sudeste de Brasil (25° - 20° S, 50° - 45° W) foi realizada através do cálculo da correlação entre o índice AAO em 700 hPa para DJF com a anomalia de precipitação também em DJF. Após essa etapa foram separados verões dos quintis extremos positivos e negativos de precipitação na região analisada para a confecção dos compostos

de anomalia temporais de precipitação, altura geopotencial em 500 hPa e linha de corrente em 200 hPa.

3.2.9 Experimento com o MCGA do CPTEC para testar a influência da variação do ozônio na AAO

Uma descrição do MCGA CPTEC (versão dezembro/2011) é apresentada no Apêndice B.

Neste estudo, foram realizados três experimentos, cada um com sete membros com diferentes condições iniciais:

- a) O primeiro experimento foi uma integração controle do modelo com os valores existentes de ozônio climatológico mensal, extraídos do ERA-40. As integrações foram feitas para um período de 10 anos (1980-1989) de forma a gerar uma climatologia;
- b) O segundo experimento foi realizado com o ozônio na estratosfera dividido por cinco, para obtenção de valores mínimos extremos da concentração de ozônio. O período do experimento também foi dez anos (1980-1989).
- c) O terceiro experimento foi realizado com o ozônio na estratosfera multiplicado por cinco, de forma a analisar o extremo oposto ao experimento anterior e verificar as possíveis linearidades da relação do ozônio com a AAO. A duração desse experimento também foi de dez anos (1980-1989).

Os valores de Ozônio foram modificados apenas na estratosfera considerando os níveis acima de 100 hPa (incluso). As integrações foram inicializadas com dados de novembro de 1979 com o objetivo de estabilizar o modelo até o início do período de estudo.

Os experimentos foram realizados com o MCGA CPTEC, na resolução T62L42, ou seja, truncamento triangular na onda zonal de número 62 (aproximadamente 1,89° lat./lon.) e 42 camadas na coordenada vertical (Tabela 3.1). Uma vez que a AAO tem uma relação com a estratosfera, optou-se pela configuração do modelo com 42 níveis na vertical em vez de 28. O objetivo foi melhorar a resolução vertical na estratosfera e, com isso, melhorar sua representação. Considerando a pressão no primeiro nível como 1011,37 hPa (média global e no período de

01/01/1980 e 31/12/1989 do experimento controle), a configuração L42 possui 10 níveis acima de 100 hPa. A configuração de 28 camadas possui 7 níveis acima de 100 hPa.

Tabela 3.1 - Camadas na vertical do MCGA do CPTEC.

TOTAL=42			
NÍVEL	SIGMA DA CAMADA	NÍVEL	SIGMA DA CAMADA
1	0.995983	22	0.418210
2	0.987352	23	0.377801
3	0.977447	24	0.338903
4	0.966105	25	0.301882
5	0.953154	26	0.267023
6	0.938427	27	0.234526
7	0.921760	28	0.204515
8	0.902982	29	0.177045
9	0.881943	30	0.152100
10	0.858509	31	0.129606
11	0.832589	32	0.109457
12	0.804137	33	0.091512
13	0.773155	34	0.075612
14	0.739722	35	0.061597
15	0.703998	36	0.049290
16	0.666213	37	0.038517
17	0.626683	38	0.029117
18	0.585798	39	0.020938
19	0.544008	40	0.013831
20	0.501804	41	0.007647
21	0.459701	42	0.002042

Foi utilizada no experimento a dinâmica Euleriana, e a grade regular gaussiana. Nas parametrizações foi utilizado o esquema de radiação Solar Radiative Transfer Model (CLIRAD-SW-M) de Chou e Suarez (1999) modificado por Tarasova e Fomin (2000) e para o esquema de radiação de onda longa, o esquema Harshvardhan (HARSHVARDHAN et al., 1987). Os esquemas de convecção profunda e rasa selecionados foram Kuo (KUO, 1974) e Tiedtke (TIEDTKE, 1983), respectivamente. A Tabela 3.2 sintetiza os experimentos propostos.

Primeiramente confeccionou-se, para os quatro meses representativos, diagramas tipo 'Spagueti' de altura geopotencial em 500, 200 e 50 hPa e temperatura do ar em 850 hPa para o experimento controle com o objetivo de avaliar o grau de dispersão entre os membros. Foram confeccionadas também tabelas com os valores médios na região da AS e oceanos adjacentes (180°W-0° e 60°S-15°N), para cada membro (e média dos membros) de cada experimento, das mesmas

Tabela 3.2 - Experimentos com o MCGA do CPTEC.

EXPERIMENTOS	RESOLUÇÃO	MEMBROS: DATAS DAS CONDIÇÕES INICIAIS	TÉRMINO DARODADA
Rodada controle: O ₃ climatológico do ERA-40		1: 01/11/1979 2: 02/11/1979	
Experimento 1: O ₃ na estratosfera abaixo da média climatológica	TQ0062L042	3: 03/11/1979 4: 04/11/1979 5: 05/11/1979	31/12/1989
Experimento 2: O ₃ na estratosfera acima da média climatológica		6: 06/11/1979 7: 07/11/1979	

variáveis apresentadas nos diagramas 'spaguetti'. As tabelas correspondem à média entre 1980 e 1989 para os meses de janeiro, abril, julho e novembro.

Após essa etapa foi calculada a média dos membros de cada experimento. Foi confeccionado então um gráfico com o ozônio médio ao sul de 60°S em 50 hPa para os três experimentos (média dos membros) e os mapas com o ozônio em 50 hPa médio entre 1980-1989 para cada mês estudado e para cada experimento. O objetivo desses resultados foi visualizar a diferença na concentração de ozônio na estratosfera em cada um dos experimentos.

Foi avaliada também a climatologia dos dez anos no experimento controle (média dos membros). A avaliação realizou-se através da comparação com os dados da Reanálise 2 do NCEP/NCAR e com os dados do GPCP. As figuras geradas foram PNMM, linha de corrente em 850 e 250 hPa e precipitação.

A etapa seguinte foi avaliar o papel da variação do ozônio na estratosfera (experimentos máximo e mínimo). Primeiramente, confeccionou-se dois gráficos com as séries temporais do saldo de radiação de onda curta na superfície (descendente-ascendente) média no HS: um extraído da Reanálise 2 e outro com os três experimentos (média dos membros). Foram então confeccionadas figuras com média entre 1980-1989 para cada mês estudado, porém subtraindo os valores dos experimentos da rodada controle. As variáveis avaliadas nessas figuras foram: precipitação, PNMM e linha de corrente em 850 hPa, altura geopotencial em 500

e 250 hPa, linha de corrente e magnitude do vento em 250 hPa.

Para analisar a representação das características da AAO pelo MCGA com essas configurações, foram confeccionados, para cada membro de cada experimento, a figura do 1º EOF de anomalia temporal de altura geopotencial em 700 hPa em cada um dos meses representativos das estações. A análise do índice AAO dos experimentos foi realizada através da confecção de gráficos com a 1ª CP da anomalia de altura geopotencial em 700 hPa para cada membro dos três experimentos e para os dados diários de Reanálise 2 para cada mês significativo.

Assim como nas análises com a Reanálise 2, para avaliar as características da AAO representadas pelo modelo foram confeccionados, para o experimento controle, compostos para cada mês (janeiro, abril, julho, novembro) e para cada fase da AAO. Para esse experimento, foram separados dos 10 anos (1980-1989) de todos os membros, os anos positivos e negativos extremos do índice AAO calculado com os resultados do modelo. Com a metodologia apresentada anteriormente, confeccionou-se figuras dos compostos de anomalia temporal de altura geopotencial em 500, 200 e 50 hPa, perfis verticais da média zonal de anomalia temporal do vento zonal e anomalia temporal de temperatura do ar.

Para entender o comportamento da sazonalidade da AAO na configuração do MCGA do CPTEC utilizada neste trabalho, foram confeccionados para o experimento controle os gráficos do vento zonal em 50 hPa médio ao sul de 60°S para o período de 1980-1989 e do fluxo meridional de calor em 50 hPa médio zonal em cada latitude do HS para cada mês representativo de cada estação para o período de 1980-1989.

Como complemento da análise do comportamento do modelo com relação à sazonalidade da AAO, foram confeccionados para o experimento controle compostos dos perfis verticais médios zonais da magnitude do vento, de energia cinética turbulenta, da conversão baroclínica e da conversão barotrópica. O cálculo da energética segue a metodologia utilizada com os dados da Reanálise 2.

4 CARACTERÍSTICAS DA AAO E PROCESSOS DINÂMICOS ASSOCIADOS

4.1 Sazonalidade da AAO na estratosfera

Nesta primeira parte dos resultados é discutida a sazonalidade da circulação na estratosfera polar e sua relação com a AAO, objetivando ratificar e complementar os resultados apresentados por [Thompson e Wallace \(2000a\)](#). Analisando o vento zonal médio diário em 50 hPa (média de todas as longitudes e latitudes entre 90°S e 60°S), os maiores valores são observados durante o inverno e a primavera (Figura 4.1). De acordo com a Figura 4.1, o máximo (mínimo) vento de oeste, conseqüentemente, o máximo (mínimo) vórtice polar, ocorre no meado da primavera (verão). O período do máximo vórtice polar aqui apresentado difere ligeiramente de [Thompson e Wallace \(2000a\)](#). Eles indicaram que o máximo vórtice polar no HS ocorre no inverno. Ressalta-se que os autores analisaram o vórtice polar estratosférico de forma indireta, através dos valores médios de altura geopotencial em 50 hPa. Os autores citaram que o geopotencial na região equatorial não se altera durante o ano, e que desta forma, o aumento/diminuição do geopotencial no pólo (estratosfera) diminui/aumenta o vento zonal de oeste (vórtice polar estratosférico). A reprodução da mesma figura de [Thompson e Wallace \(2000a\)](#) (altura geopotencial em 50 hPa ao sul de 60°S) com os dados e o período utilizado nesta tese apresentou o mesmo resultado que os autores (não mostrado). Entretanto, optou-se por apresentar a figura com vento zonal em 50 hPa ao sul de 60°S por ser uma medida mais direta do vórtice polar estratosférico.

As anomalias da altura geopotencial em 50 hPa (média entre todas as longitudes e latitudes entre 90 ° e 60° S) analisadas para cada ano (Figura 4.2) apresentaram as maiores amplitudes no final da primavera (novembro), quando o vórtice polar estratosférico está decaindo. Essas flutuações na anomalia de altura geopotencial em 50 hPa no final da primavera está de acordo com os resultados de [Thompson e Wallace \(2000a\)](#), que sugerem que são uma manifestação da forte interação de ondas planetárias no escoamento médio e indicando um acoplamento entre a estratosfera e a troposfera durante esse período.

De acordo com [Edmon et al. \(1980\)](#), as componentes do fluxo de Eliassen-Palm denotam a direção e a magnitude da propagação dessas ondas planetárias. Assim, uma vez que a média zonal do fluxo meridional de calor em 50 hPa (Figura 4.3) é proporcional à componente vertical do fluxo Eliassen-Palm, este é usado como uma medida da atividade das ondas que entram na estratosfera. A pro-

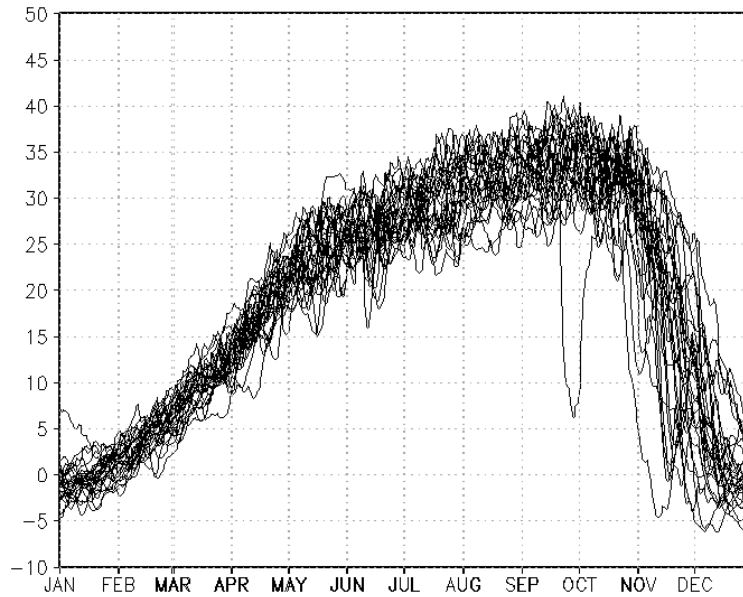


Figura 4.1 - Média diária do vento zonal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) em 50 hPa média ao sul de 60°S . Cada linha representa um ano (1980-2006).

pagação ascendente da onda planetária em altas latitudes é fraca no verão e se intensifica no inverno, mas o máximo ocorre somente no final da primavera (novembro).

Segundo [Charney e Drazin \(1961\)](#), grandes quantidades de energia de ondas planetárias são produzidas na troposfera. Nas latitudes médias, esta energia não consegue penetrar acima da estratosfera média durante o ano porque há fortes ventos zonais de oeste (inverno) ou fracos ventos de leste (verão) acima da tropopausa, de forma que a energia fica retida nessa região. Durante a primavera ou por um breve período do outono, parte da energia da onda da troposfera penetra até a alta estratosfera. Ondas de pequena escala na baixa troposfera gradualmente desaparecem na alta troposfera. Portanto, a alta troposfera não é influenciada por movimentos de pequena escala da troposfera. Ainda segundo [Charney e Drazin \(1961\)](#), no caso das ondas planetárias, a propagação vertical da energia das ondas é possível somente quando os ventos zonais na estratosfera são de oeste e menor que um valor crítico (no caso do artigo, $38 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), não ocorrendo quando os ventos são de leste ou quando os ventos são de oeste acima do valor crítico. Analisando a Figura 4.1, o valor máximo do vento de oeste está próximo do valor crítico citado por [Charney e Drazin \(1961\)](#), sugerindo que este valor crítico em 50 hPa pode ser um pouco menor. Entretanto, seguindo a teoria, a Figura 4.1 mostra que o outono e o final da primavera são os períodos em

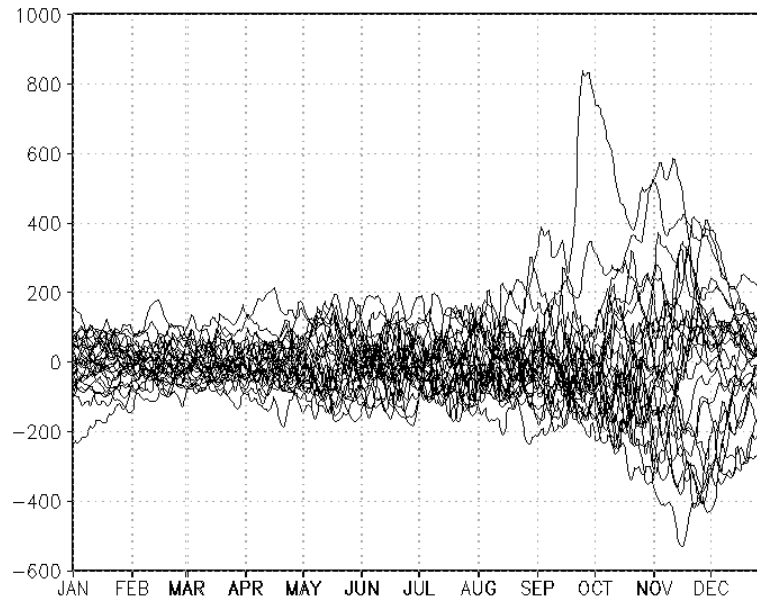


Figura 4.2 - Anomalia diária de altura geopotencial (m) em 50 hPa média ao sul de 60°S. Cada linha representa a anomalia de um ano (1980-2006).

que poderia haver essa propagação da energia da troposfera para a estratosfera. Os resultados das Figuras 4.2 e 4.3 mostram que esse acoplamento troposfera-estratosfera, através de uma maior propagação da energia das ondas planetárias da troposfera para a estratosfera, ocorre somente em novembro. [Randel e Newman \(1998\)](#) também discutiram sobre o fluxo meridional de calor em 50 hPa representativo das ondas que entram na estratosfera, e também encontraram um máximo somente na primavera. Essa ausência da propagação durante o outono também foi percebida por [Thompson e Wallace \(2000a\)](#). Os autores sugerem que deficiências de dados nas Reanálises podem ocultar o pico no outono e citaram que as medidas de temperatura de radiossondas apresentadas por [Randel e Wu \(1999\)](#) sugerem um pico em abril-maio, além do apresentado em novembro.

A série temporal com a fase e a intensidade do índice AAO diários em diversos níveis é apresentada na Figura 4.4. Nota-se que, em geral, o sinal do índice AAO não possui sistematicamente nenhuma defasagem entre estratosfera e troposfera, que ocorre apenas em poucos anos, como por exemplo no final dos anos 1990, 1991, 1995, 1998. Nota-se que, nesses anos, o sinal parece na estratosfera no final da primavera e descende para a troposfera no início do verão. Este resultado também ocorre com o índice filtrado (Lanczos) para 90 dias (não mostrado). Este sinal não defasado da AAO difere do que é observado para a AO, visto em [Baldwin e Dunkerton \(1999\)](#). Os autores mostraram para dados filtrados

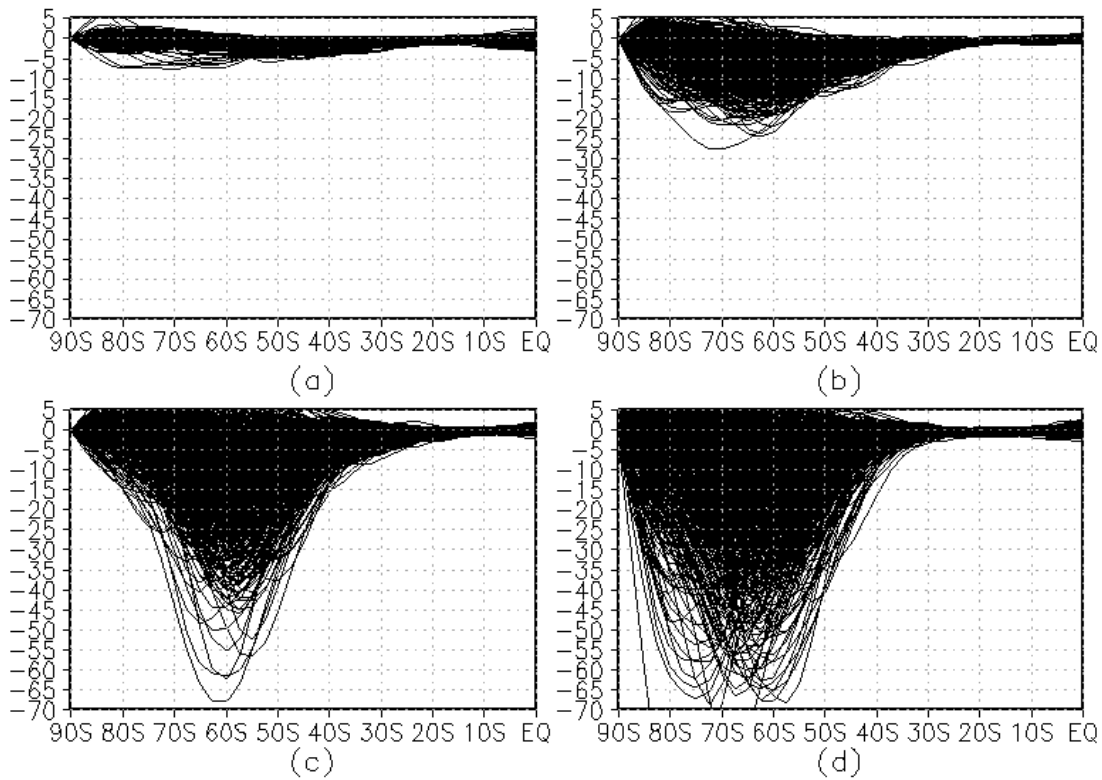


Figura 4.3 - Fluxo meridional de calor médio mensal ($K.m.s^{-1}$) em 50 hPa entre 1980-2006 para: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro.

de 90 dias que o índice AO aparece primeiro na estratosfera e depois propaga-se para a troposfera. Na Figura 4.5, são apresentados os índices AAO em 700 hPa e 50 hPa para os meses representativos do verão (janeiro), outono (abril) e inverno (julho). A primavera é representada por novembro, quando há o máximo acoplamento estratosfera-troposfera. O índice AAO mensal em 700 hPa apresenta as maiores amplitudes em julho (Figura 4.5 c), seguido por novembro (Figura 4.5 d). Entretanto o mês de novembro apresenta as maiores amplitudes do índice na estratosfera. A propagação das ondas planetárias em altas latitudes até a estratosfera, resultando em um máximo acoplamento troposfera-estratosfera em novembro, pode explicar a maior atuação da AAO na estratosfera durante esse mês, que chamaremos de período ativo.

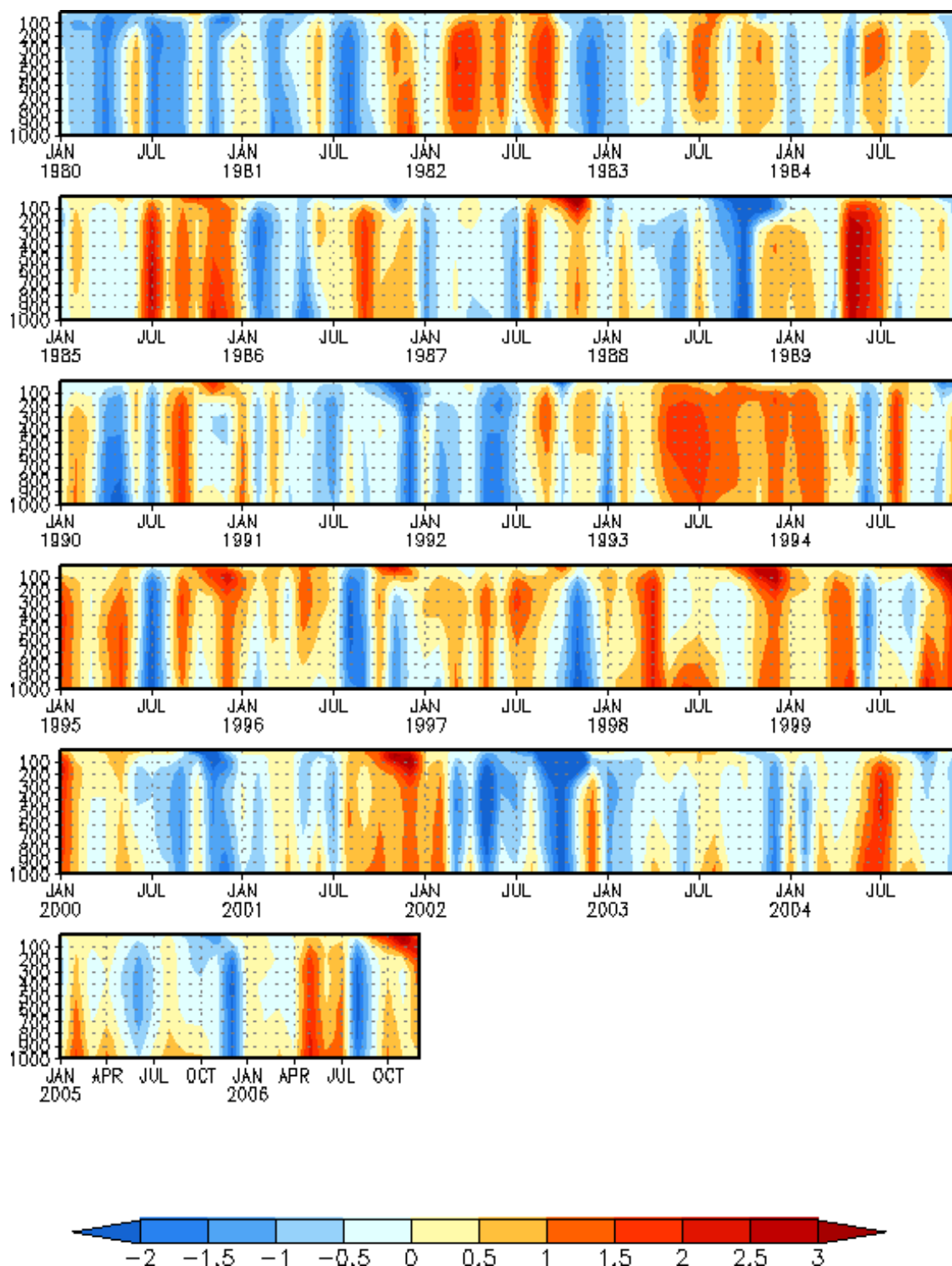


Figura 4.4 - Série temporal do índice AAO mensal calculado para os níveis de 1000 a 10 hPa (1980-2006).

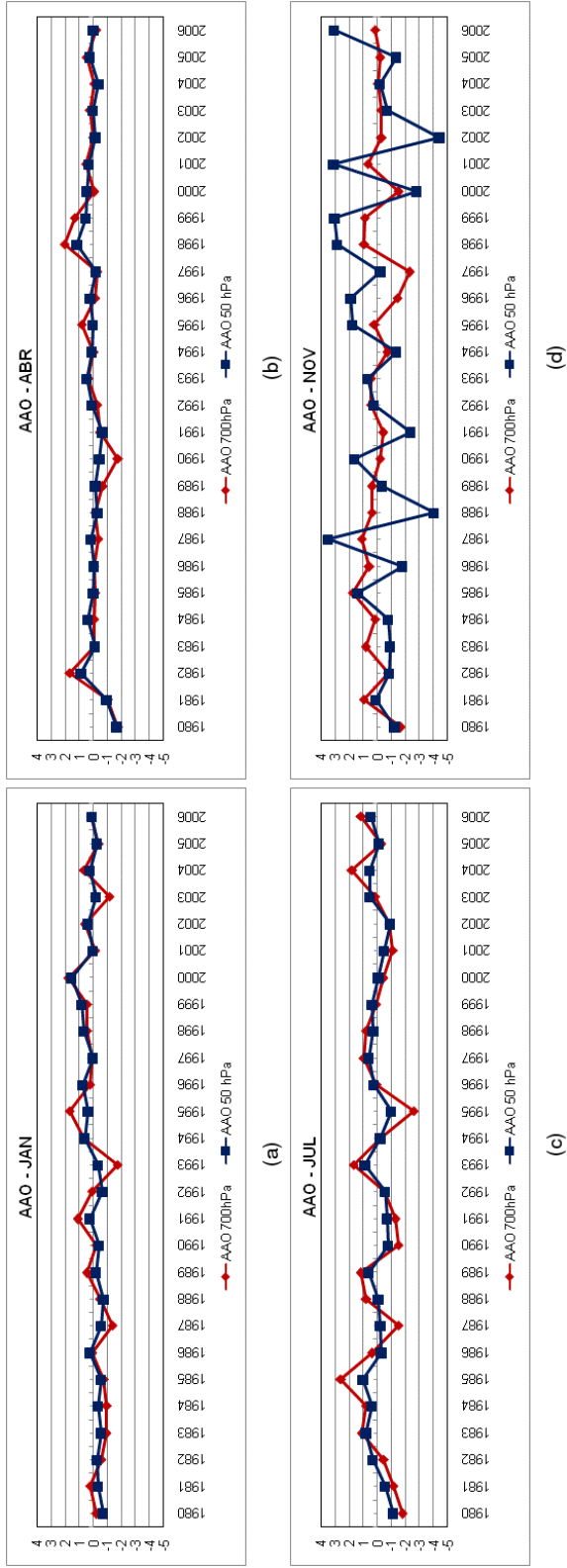


Figura 4.5 - Índice AAO mensal em 700 hPa (vermelho) e 50 hPa (azul): (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro.

Os resultados apresentados até então levam a questionamentos sobre o comportamento da atmosfera na atuação de cada fase da AAO durante os meses apresentados na Figura 4.5, analisando as diferenças entre as fases e entre os meses inativos (janeiro, abril e julho) e ativo (novembro). Este estudo será apresentado na próxima seção.

4.2 Estrutura horizontal e vertical da atmosfera durante janeiro, abril, julho e novembro para casos extremos da AAO nas duas fases

Os campos da EOF 1 da anomalia de altura geopotencial em 700 hPa para cada estação (janeiro - 45,6%, abril - 38%, julho - 48,9% e novembro - 42,3%) mostram sinais opostos entre latitudes médias e altas, típica da AAO, nos quatros meses (Figura 4.6). O padrão anular é mais evidente em janeiro e novembro, enquanto em abril e julho há uma estrutura de onda quatro e três, respectivamente. Há também uma expansão dos centros de latitude média para latitudes mais baixas em julho. As séries temporais dessa EOF foram apresentadas na Figura 4.5, levando em conta que em julho e novembro, as séries foram multiplicadas por -1 para representar o índice AAO (vide 3.2).

Para entender a influência da AAO nas características atmosféricas em cada estação, serão apresentados a seguir os compostos dos índices extremos positivo e negativo da AAO para diversas variáveis. A Tabela 4.1 mostra os anos com o índice positivo e negativo para cada um dos meses representativos, com destaque para os extremos.

Tabela 4.1 - Classificação dos anos com valores positivos e negativos do índice AAO para cada estação (mês representativo). Os quintis extremos estão sombreados.

	JAN	ABR	JUL	NOV
POSITIVO	1981, 1986, 1989, 1991, 1992, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998, 1999, 2000, 2002, 2004, 2006	1982, 1993, 1995, 1998, 1999, 2001, 2003, 2005	1983, 1984, 1985, 1986, 1988, 1989, 1993, 1996, 1997, 1998, 1999, 2003, 2004, 2006	1981, 1983, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1992, 1993, 1995, 1998, 1999, 2001, 2006
NEGATIVO	1980, 1982, 1983, 1984, 1985, 1987, 1988, 1990, 1993, 2001, 2003, 2005	1980, 1981, 1983, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992, 1994, 1996, 1997, 2000, 2002, 2004, 2006	1980, 1981, 1982, 1987, 1990, 1991, 1992, 1994, 1995, 2000, 2001, 2002, 2005	1980, 1982, 1990, 1991, 1994, 1996, 1997, 2000, 2002, 2003, 2004, 2005

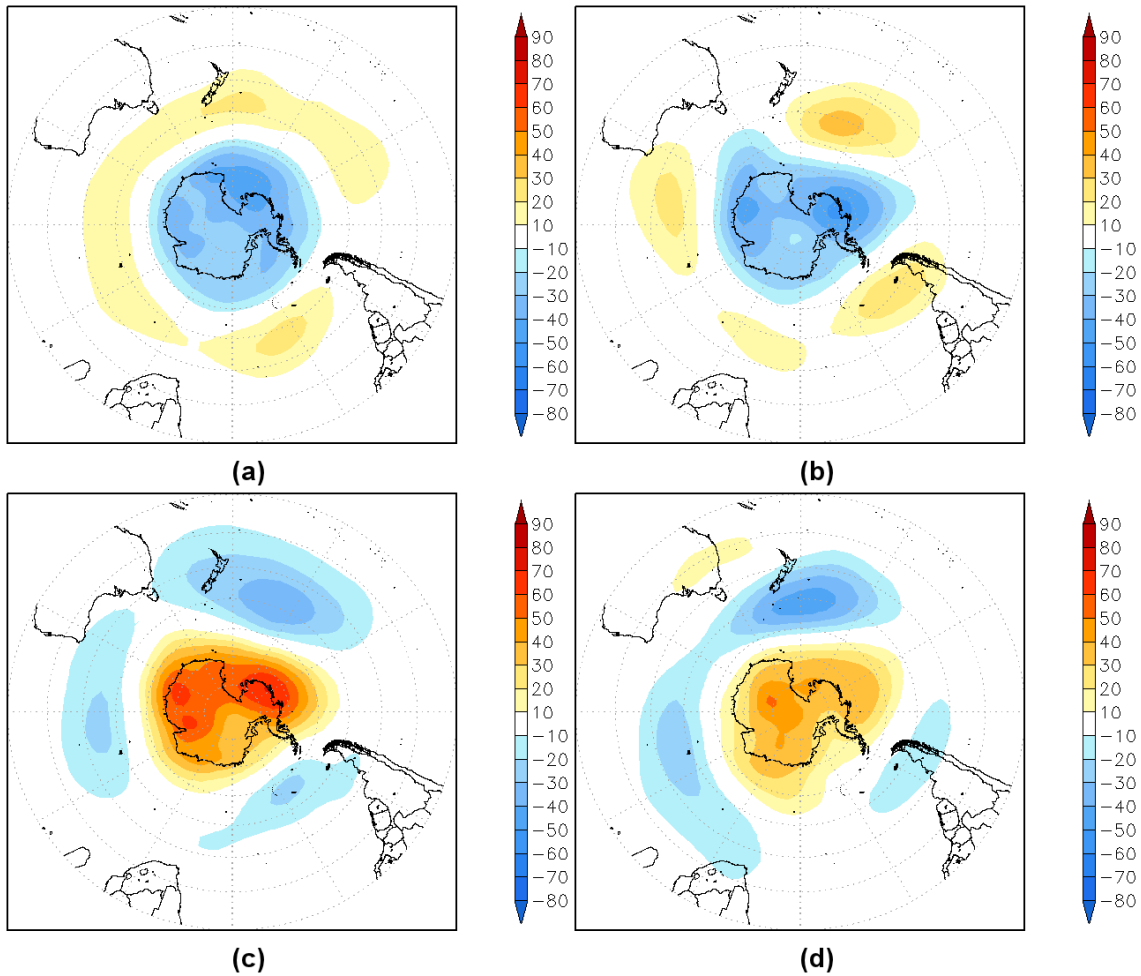


Figura 4.6 - Primeira EOF de anomalia mensal de altura geopotencial em 700 hPa (1980-2006): (a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro.

Os compostos de anomalia da altura geopotencial em 500 hPa para as fases extremas da AAO em cada estação mostram a típica gangorra da AAO entre a região polar e latitudes médias (Figura 4.7). Anomalias negativas sobre a Antártica e anomalias positivas nas latitudes médias ocorrem nas fases extremas positivas da AAO em todas as estações (lado esquerdo). Uma configuração oposta é vista nas fases extremas negativas da AAO (lado direito). É notável em novembro centros significativos e opostos no sul da AS em ambas as fases (Figura 4.7 g-h). Também há um centro positivo significativo sobre esta região em abril, na fase positiva da AAO (Figura 4.7 c). Também é possível observar, na Figura 4.7, que existe um centro positivo (negativo) significativo próximo da Nova Zelândia nas fases extremas positivas (negativas) em todos os meses. Esses centros estão localizados numa região onde existem freqüentes ocorrências de bloqueio (TRENBERTH, 1985; RENWICK, 1998; RENWICK; REVELL, 1999; MENDES et al., 2008).

Os resultados sugerem que a ocorrência de bloqueio nesta região é intensificada por essa crista persistente na fase positiva da AAO (lado esquerdo). A configuração da fase positiva indica também a intensificação dos ventos ao sul deste bloqueio anticiclônico e o enfraquecimento ao norte. Na fase negativa da AAO, a baixa persistente a sudeste e sobre a Nova Zelândia durante os quatro meses pode intensificar o jato subtropical e reduzir as condições de bloqueio.

Os compostos de anomalia de altura geopotencial foram semelhantes em níveis baixos (não mostrado) e nos altos níveis da troposfera (Figura 4.8), com estrutura barotrópica equivalente. Na estratosfera, os compostos de anomalia de altura geopotencial (Figura 4.9) apresentam o padrão tipo 'gangorra' entre latitudes médias e altas com sinais opostos para cada fase da AAO durante os meses de abril (Figura 4.9 c-d), julho (Figura 4.9 e-f) e novembro (Figura 4.9 g-h), sendo que em julho e novembro os valores estão mais intensos. Em novembro, a diferença entre os dois setores da gangorra é mais intensa, o que explica a maior amplitude do sinal do índice AAO estratosférico em novembro (Figura 4.5). Durante esse mês, destaca-se também, na fase negativa, uma intensa anomalia negativa sobre o sul da AS e Península Antártica (Figura 4.9 h).

As Figuras 4.10 e 4.11 apresentam os perfis verticais médios zonais de anomalia de temperatura do ar e anomalia de vento zonal, respectivamente. Na fase positiva da AAO a temperatura alcança uma anomalia negativa máxima na estratosfera polar no mês de novembro (Figura 4.10), resultado este que concorda com [Thompson e Wallace \(2000a\)](#). Na fase negativa, a estratosfera polar alcança um máximo positivo também em novembro, porém de intensidade menor que a anomalia negativa apresentada no mesmo mês para a fase positiva. Em janeiro, para cada fase, há um máximo de anomalia de temperatura do ar na estratosfera polar em menor intensidade e com sinais opostos ao apresentado em novembro. Os resultados apresentados por [Thompson e Wallace \(2000a\)](#) para a fase positiva da AAO no período inativo assemelham-se aos resultados apresentados para a fase positiva no mês de abril do presente estudo (Figura 4.10 c).

Os perfis verticais de anomalia do vento zonal (Figura 4.11) apresentam em todos os meses um dipolo com a célula polar com anomalia positiva (negativa) e uma célula subtropical com anomalia negativa (positiva) na fase positiva (negativa) da AAO. Este resultado mostra um enfraquecimento do jato no lado equatorial e uma intensificação no lado polar para a fase positiva da AAO; o oposto ocorrendo na fase negativa da AAO. Assim como em [Thompson e Wallace \(2000a\)](#), a

célula de altas latitudes se estende para a estratosfera no período ativo (novembro), enquanto no período inativo as células são mais confinadas na troposfera. A exceção neste trabalho em comparação aos resultados apresentado pelos autores ocorre em julho na fase negativa, onde a célula de altas latitudes também se estende para a estratosfera. Ressalta-se que [Thompson e Wallace \(2000a\)](#) analisaram somente os meses de fevereiro-março no período inativo.

Estes resultados vêm complementar àqueles apresentados por [Thompson e Wallace \(2000a\)](#). [Thompson e Wallace \(2000a\)](#) representaram somente a fase positiva da AAO e o período inativo foi representado pelos meses de fevereiro-março, por ser quando o vórtice polar estratosférico está mais fraco ou com ventos de leste. Nesta tese, a análise de ambas as fases da AAO e a análise das diferentes estações que englobam o período inativo (janeiro, abril e julho) permitiram avaliar de forma mais detalhada as diferenças entre as fases da AAO e a diferença entre as estações dentro do período inativo.

Uma vez que o foco desta tese é entender a relação da AAO com as características atmosféricas sobre a AS e oceanos adjacentes, foram confeccionados perfis verticais de médias zonais da magnitude do vento entre $180^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$ (Figura 4.12). Em janeiro há a presença de um único jato na troposfera em ambas as fases da AAO, mas levemente mais intenso e deslocado para o equador na fase negativa (Figura 4.12 a-b). As estruturas verticais nos compostos de abril (Figura 4.12 c-d) e julho (Figura 4.12 e-f) são similares em ambas as fases na troposfera, com a presença dos Jatos Polar e Subtropical na fase positiva da AAO e um único jato na fase negativa. As diferenças entre os dois meses são relacionadas à intensificação do Jato Subtropical em julho e o começo de um jato estratosférico em abril, intensificando em julho. Este jato estratosférico em julho é mais intenso e deslocado para o norte na fase negativa. Em novembro, a troposfera tem uma estrutura similar a abril e julho, apresentando dois jatos na fase positiva da AAO e um Jato Subtropical mais intenso na fase negativa (Figura 4.12 g-h). Durante esse mês, o jato estratosférico começa a enfraquecer, mas ainda há um acoplamento com o Jato Polar troposférico na fase positiva. Na fase negativa há uma quebra do jato estratosférico. O perfil de novembro para a fase positiva da AAO se assemelha aos resultados de [Shaw et al. \(2011\)](#) para novembro durante o período de 1979-2004 com os dados do *Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Application* (MERRA). Enquanto na fase negativa em novembro, o resultado se aproxima da figura dos autores para dezembro com a simulação do GEOS CCM durante o período de 1950-2004.

Os compostos do perfil vertical médio de energia cinética da perturbação em $180^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$ apresentam um centro de máxima energia nos quatro meses e em ambas as fases da AAO em 300 hPa, porém este aparece mais deslocado para norte na fase negativa (Figura 4.13 b, d, f, h). Em julho (Figura 4.13 e-f), o centro máximo na troposfera alcança a posição mais ao norte, localizando-se em latitudes subtropicais. Em janeiro (Figura 4.13 a-b), abril (Figura 4.13 c-d) e novembro (Figura 4.13 g-h), o centro na troposfera está localizado em latitudes médias. Diferenças na intensidade entre fases opostas da AAO são identificadas em abril (Figura 4.13 c-d) e julho (Figura 4.13 e-f), quando a energia cinética da perturbação é maior na fase positiva. Em novembro (Figura 4.13 g-h), o máximo ocorre na estratosfera e também é mais intenso na fase positiva da AAO. O máximo troposférico para o mês de novembro possui maior valor na fase negativa da AAO e está deslocado para norte em relação à fase positiva. A região de máxima energia cinética da perturbação na alta troposfera condiz com a região dos ST. Somente os resultados para o mês de abril concordam com os trabalhos de Carmo (2002) e Rao et al. (2003), mostrando maiores valores na região dos STs em latitudes médias na fase positiva da AAO.

O comportamento da energia cinética da perturbação (Figura 4.13), que mostra um máximo na alta troposfera durante o inverno e na estratosfera durante a primavera, juntamente com o comportamento da magnitude do vento (jato estratosférico muito intenso em julho e decaindo em novembro, porém ainda com uma conexão entre estratosfera e troposfera) ratifica a interação troposfera-estratosfera, iniciando no inverno e culminando em uma máxima energia em novembro na estratosfera, o que também é refletido no fluxo meridional de calor na estratosfera (Figura 4.3). Os resultados sugerem que a máxima propagação da energia da troposfera para a estratosfera em novembro é maior na fase positiva, ocasionando esse máximo da energia cinética da perturbação na estratosfera (Figura 4.13).

Para entender o comportamento da energia cinética da perturbação e dos ventos, avaliaram-se as trocas entre energia potencial disponível da perturbação e energia cinética da perturbação (Figura 4.14) e entre a energia cinética do escoamento médio e a energia cinética da perturbação (Figura 4.15) na mesma região estudada ($180^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$). A conversão baroclínica - a transferência de energia potencial disponível da perturbação para a energia cinética da perturbação - são valores positivos na Figura 4.14. A conversão barotrópica - transferência de energia cinética do fluxo básico em energia cinética da perturbação - são valores

negativos na Figura 4.15. Em janeiro, a conversão baroclínica máxima (Figura 4.14 a-b) ocorre em torno das mesmas latitudes do máximo de energia cinética da perturbação (Figura 4.13), na média troposfera. Em abril (Figura 4.14 c-d), os máximos deslocam-se para latitudes mais baixas, mas também em torno de latitudes semelhantes ao máximo de energia cinética da perturbação na média troposfera. A intensidade é mais forte do que janeiro. Em julho (Figura 4.14 e-f), a conversão baroclínica máxima está ligeiramente ao sul do máximo de energia cinética da perturbação. Durante esses três meses (Jan, Abr, Jul) os máximos são mais intensos na fase positiva. Em novembro (Figura 4.14 g-h), há um máximo de conversão baroclínica na estratosfera e este está ligeiramente ao sul do máximo de energia cinética da perturbação na estratosfera. Ao contrário dos outros meses, os valores máximos são mais intensos na fase negativa da AAO. O máximo estratosférico está mais próximo do pólo na fase negativa que na positiva. A Equação 3.4 mostra que os valores positivos de PK mostram um transporte ascendente de calor sensível. Desta forma, o máximo da conversão baroclínica na estratosfera em novembro mostra que há uma diminuição da estabilidade estática na estratosfera.

A conversão baroclínica é composta de duas etapas: a conversão de energia potencial disponível do estado básico para a perturbação e a conversão da energia potencial disponível da perturbação para energia cinética da perturbação. Nesta tese, convencionou-se chamar de conversão baroclínica somente a segunda etapa (Equação 3.4). Entretanto, o fluxo meridional de calor é proporcional à conversão de energia potencial disponível do estado básico para a perturbação (PLUMB, 1983). Através da Figura 4.3, pode-se inferir que o máximo dessa conversão na estratosfera também ocorre em novembro.

A conversão barotrópica é fraca em janeiro (Figura 4.15 a-b) e abril (Figura 4.15 c-d), mas ocorre em latitudes e altitudes similares ao máximo de energia cinética da perturbação (Figura 4.13). Em julho (Figura 4.15 e-f), há uma conversão barotrópica na estratosfera, em cerca de 65°S , que se estende até a troposfera. Esta região de conversão barotrópica segue a região de energia cinética da perturbação na estratosfera e se localiza ligeiramente ao sul das latitudes de máximo da energia cinética da perturbação na troposfera. Em novembro (Figura 4.15 g-h), a conversão barotrópica é muito intensa na estratosfera polar, principalmente na fase negativa da AAO, e se estende para baixo alcançando o nível de 150 hPa em 60°S . A conversão barotrópica está localizada ligeiramente ao sul do valor máximo da energia cinética da perturbação na estratosfera e tro-

posfera. Essas ligeiras diferenças na posição da energia cinética em relação às conversões podem estar relacionadas aos termos residuais (Equação 3.1) que não foram contabilizados nessa análise.

Na troposfera, em todos os meses, a principal contribuição para os máximos de energia cinética da perturbação é a conversão baroclínica, que pode ser relacionada aos sistemas transientes na região. Em julho, há também um máximo de energia cinética da perturbação na estratosfera e este pode ter contribuição da conversão baroclínica relacionada à propagação de ondas da troposfera. Entretanto, a conversão barotrópica nessas altitudes e sua contribuição à energia cinética da perturbação possuem valores similares à conversão baroclínica. Em novembro, quando a energia cinética da perturbação alcança o seu máximo na estratosfera, a contribuição das conversões baroclínica e barotrópica nessas altitudes também alcançam o seu máximo, principalmente na fase negativa da AAO. Isto pode estar relacionado à maior propagação de ondas da troposfera para a estratosfera durante este mês. Ressalta-se que os valores mais intensos dessas conversões na estratosfera na fase negativa da AAO podem explicar a quebra do jato polar estratosférico nesta fase devido a uma maior propagação ascendente da energia das ondas. Estes resultados sugerem que, em novembro, a dinâmica da atmosfera tem uma atuação importante na estratosfera, contribuindo para a formação do padrão de anomalias de geopotencial relacionada à AAO até a estratosfera, ou seja, formando o período ativo da AAO neste mês.

Nos resultados apresentados nesta tese utilizou-se dados da Reanálise 2 empregando média mensal (novembro). Os resultados mostraram que novembro é o mês em que ocorrem os maiores valores da energia cinética da perturbação na estratosfera, embora na troposfera os maiores valores sejam vistos em julho (Figura 4.13). Bonatti (1980) também analisou a energia cinética da perturbação na estratosfera no HS. Entretanto, ele trabalhou com três estudos de casos, utilizando dados observados diários: um no inverno, um antes e um depois do aquecimento estratosférico brusco (na primavera). O caso antes do aquecimento estratosférico brusco ocorreu em outubro e foi quando ocorreram os maiores valores da energia cinética da perturbação na estratosfera. O caso após o aquecimento estratosférico brusco ocorreu em novembro e ele mostrou que a energia cinética da perturbação diminuiu bastante em relação ao caso no inverno.

Os resultados deste capítulo mostram algumas características da AAO na estratosfera e alguns aspectos da interação troposfera-estratosfera. A estratosfera por

sua vez é fortemente influenciada pela concentração de ozônio nessas altitudes, sugerindo uma relação do padrão AAO com o ozônio estratosférico. Na Figura 4.16, as séries temporais do índice AAO e da razão de mistura de ozônio em 50 hPa médio ao sul de 60°S mostram que o decaimento do ozônio na estratosfera polar até meados da década de 90 coincide com o aumento do índice AAO. Com o início da recuperação do ozônio acontecendo desde o final da década de 90, a tendência de elevação do índice AAO começa a diminuir, indicando uma possível mudança na tendência do índice no futuro. Esses resultados, que coincidem com estudos prévios, levam a questionamentos sobre o impacto da variação do ozônio estratosférico na AAO e como esse impacto varia sazonalmente. Este tema será abordado no Capítulo 6 através de experimentos com o MCGA do CPTEC. Ressalta-se que a Figura 4.16 foi confeccionada com dados do Era-Interim. O uso desta reanálise nesta figura em vez da Reanálise 2 utilizada no restante da tese, ocorreu devido a esta última não ter dados de ozônio.

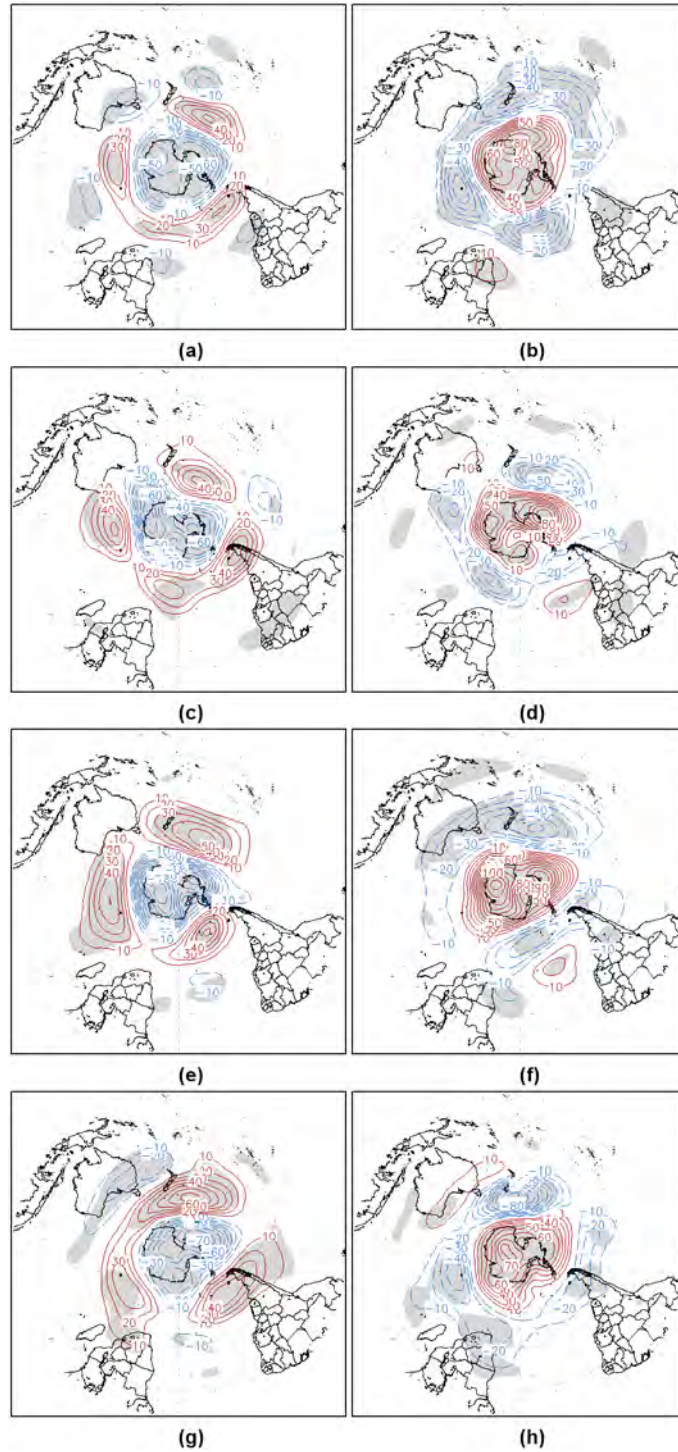


Figura 4.7 - Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 500 hPa (contorno: linha vermelha - valores positivos; linha azul - valores negativos): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. Lado esquerdo: quintil extremo positivo do índice AAO. Lado direito: quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Contornos de 10m.

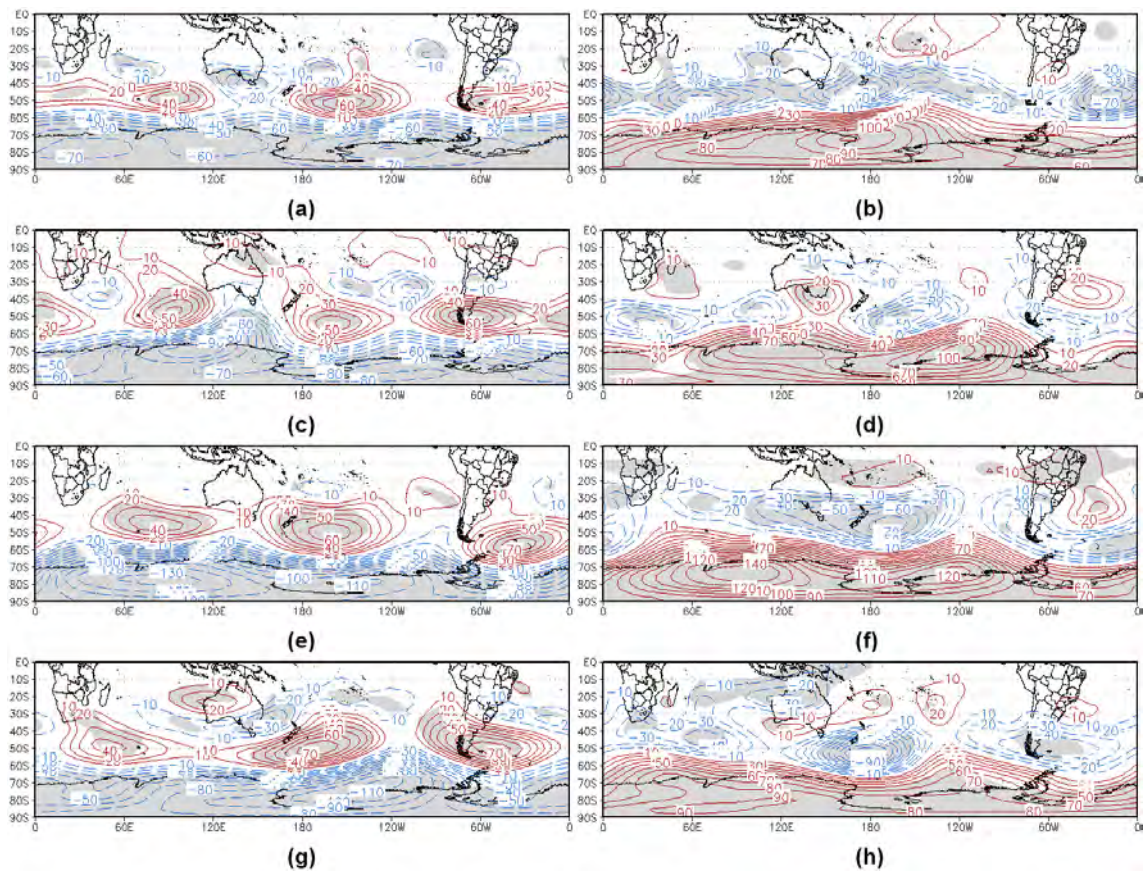


Figura 4.8 - Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 200 hPa (contorno: linha vermelha - valores positivos; linha azul - valores negativos): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. Lado esquerdo: quintil extremo positivo do índice AAO. Lado direito: quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Contornos de 10m.

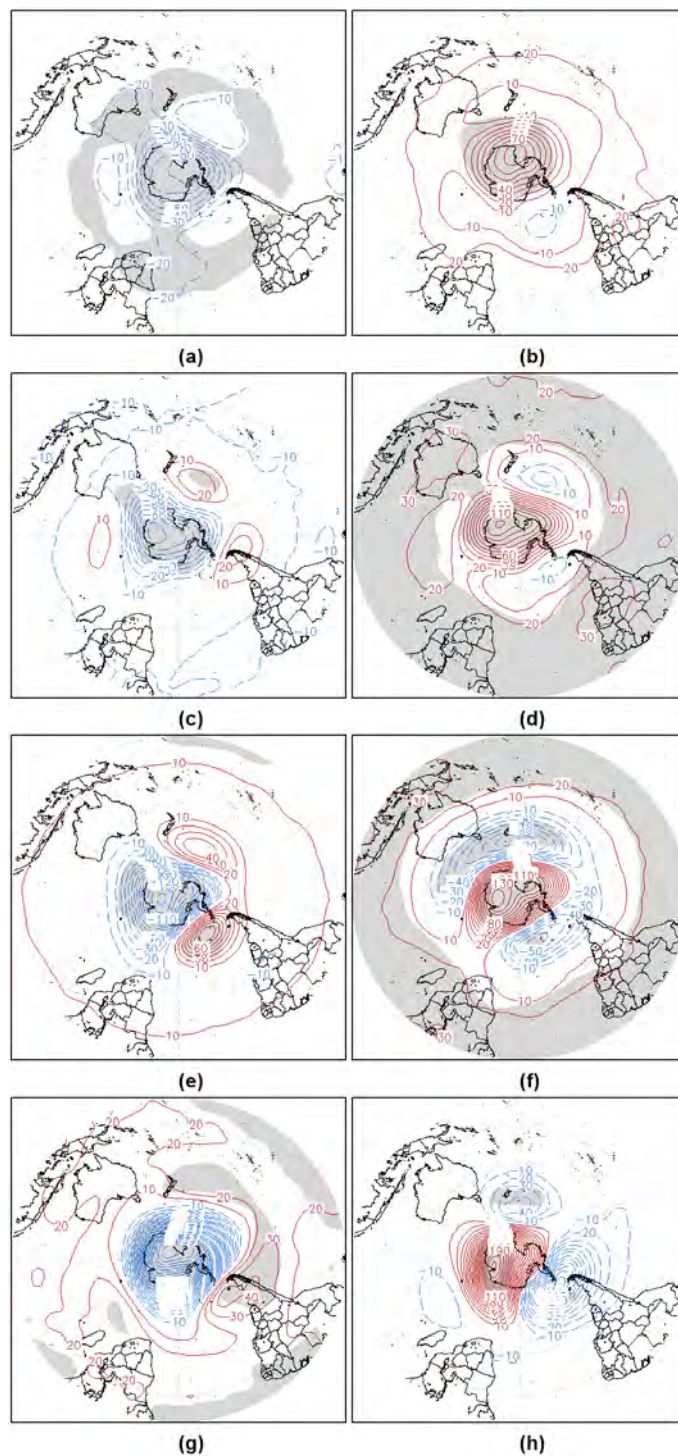


Figura 4.9 - Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 50 hPa (contorno: linha vermelha - valores positivos; linha azul - valores negativos): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. Lado esquerdo: quintil extremo positivo do índice AAO. Lado direito: quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Contornos de 10m.

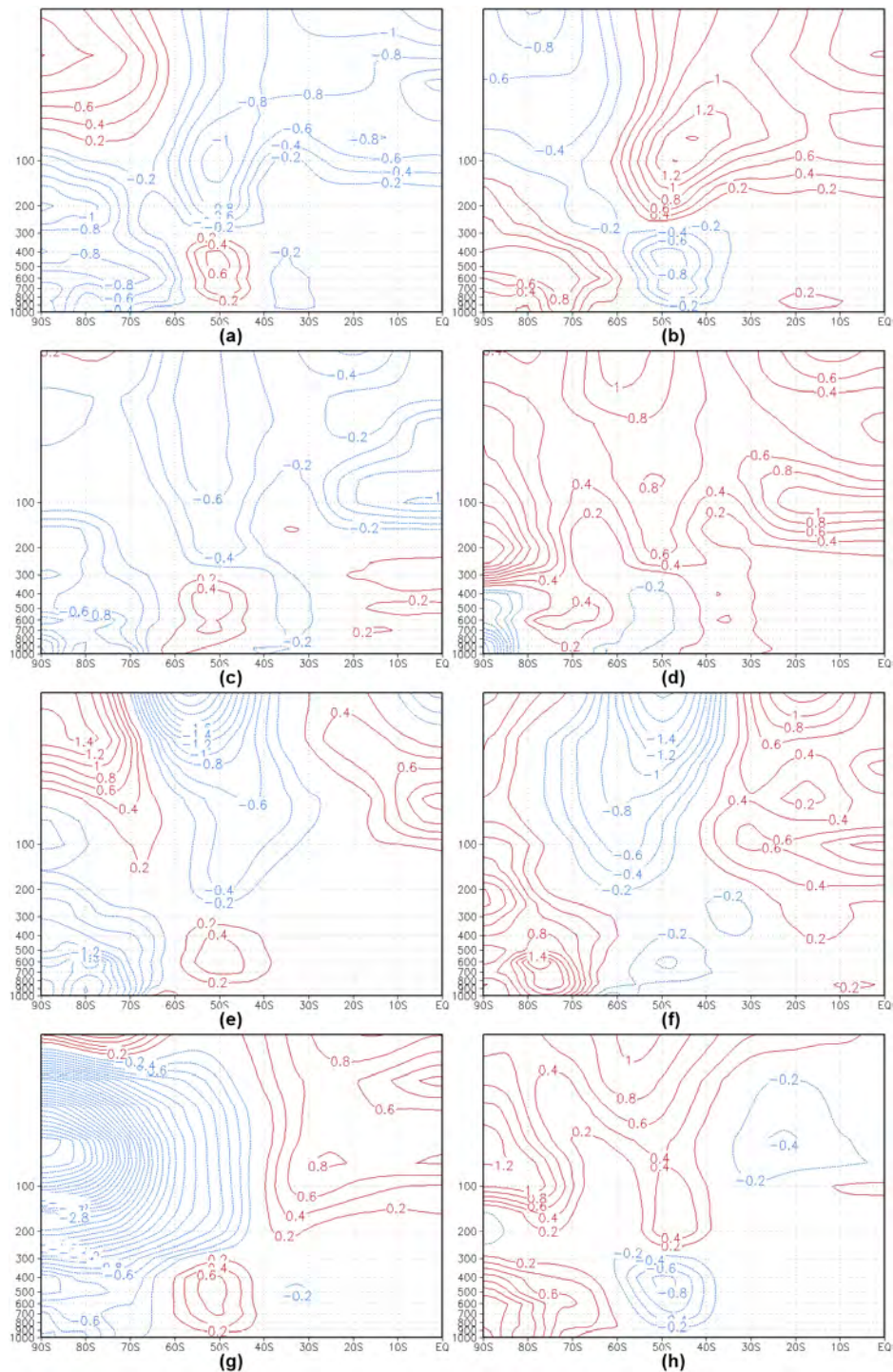


Figura 4.10 - Compostos do perfil vertical médio zonal de anomalia de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $0,2^{\circ}\text{C}$.

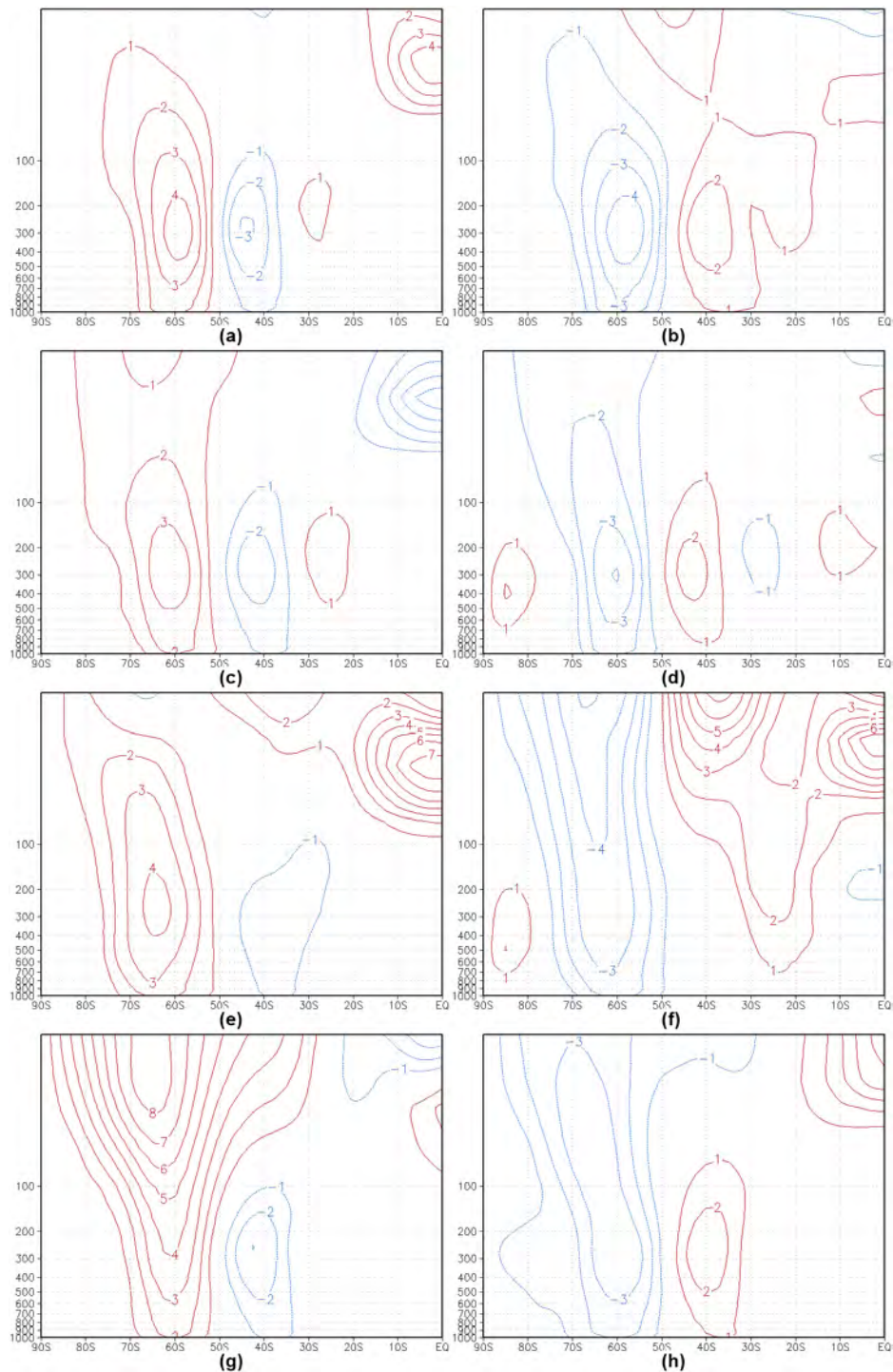


Figura 4.11 - Compostos do perfil vertical médio zonal de anomalia temporal do vento zonal (m.s^{-1}): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de 1 m.s^{-1} .

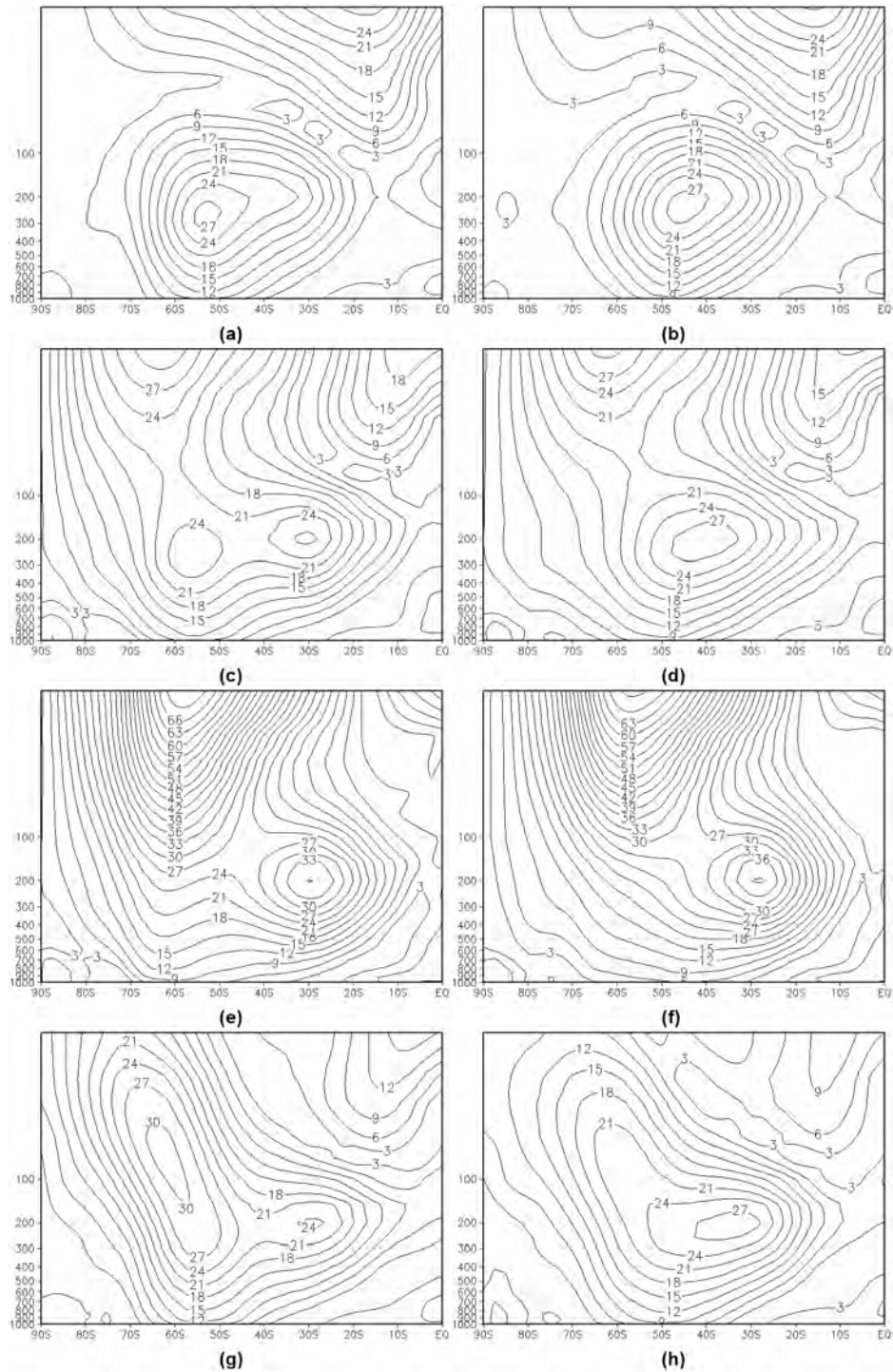


Figura 4.12 - Compostos do perfil vertical médio zonal de magnitude do vento (m.s^{-1}) em $180^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Contornos de 3 m.s^{-1} .

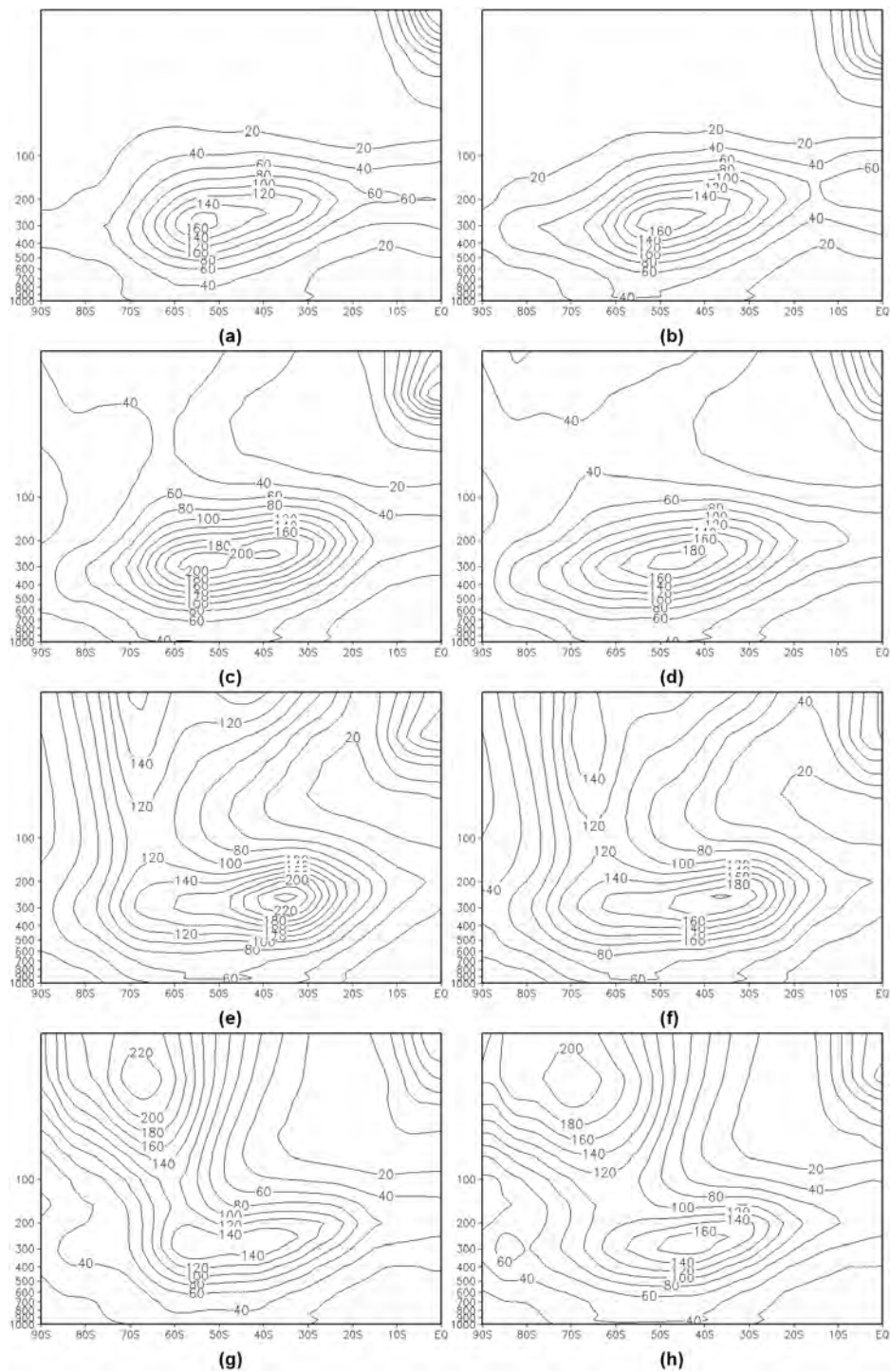


Figura 4.13 - Compostos do perfil vertical médio zonal de energia cinética da perturbação ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) em $180^\circ\text{W}-0^\circ$: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Contornos de $20 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$.

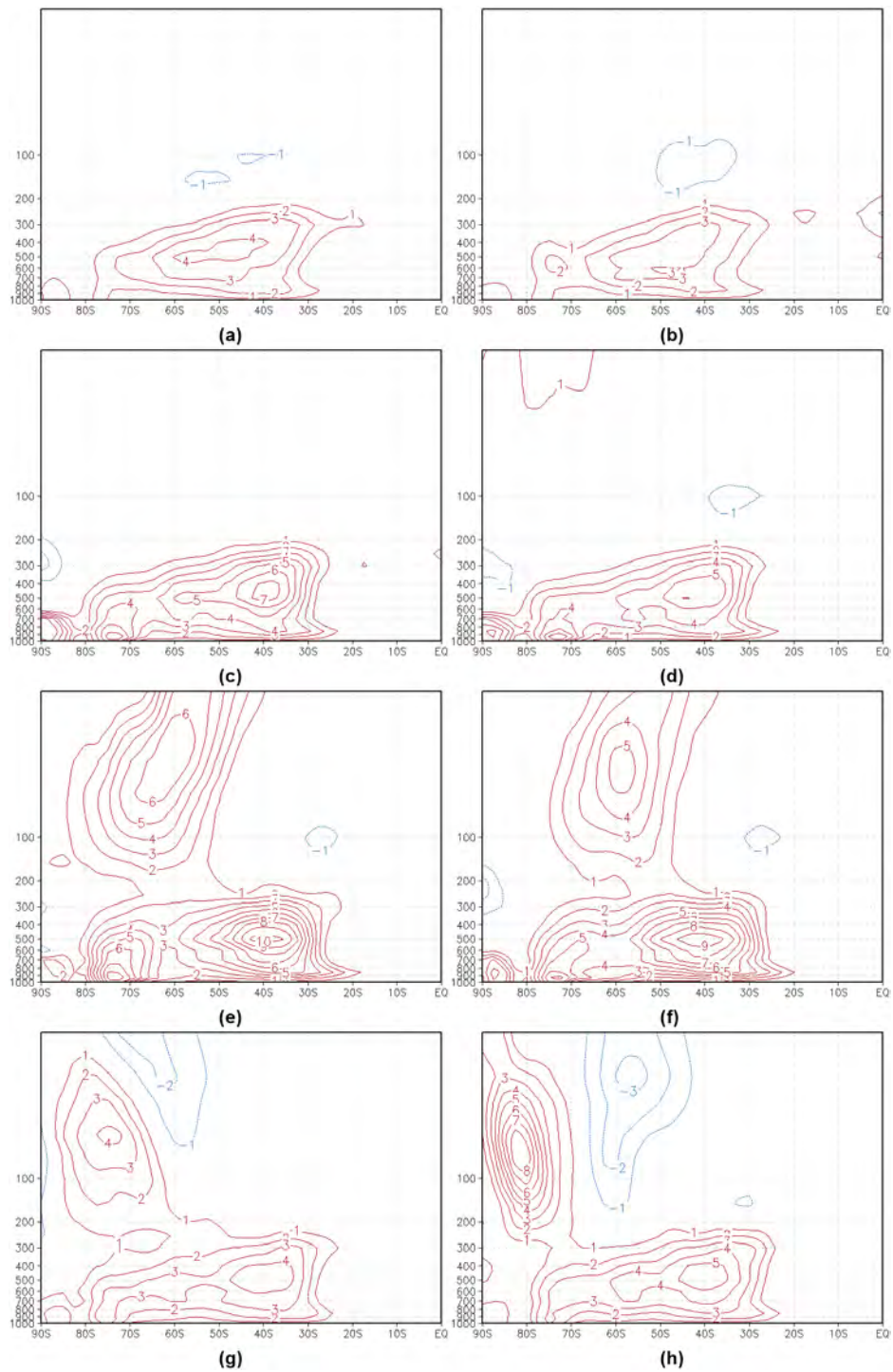


Figura 4.14 - Compostos do perfil vertical médio zonal conversão baroclínica ($W.m^{-2}$) em $180^{\circ}W-0^{\circ}$: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $1 \times 10^{-4} W.m^{-2}$.

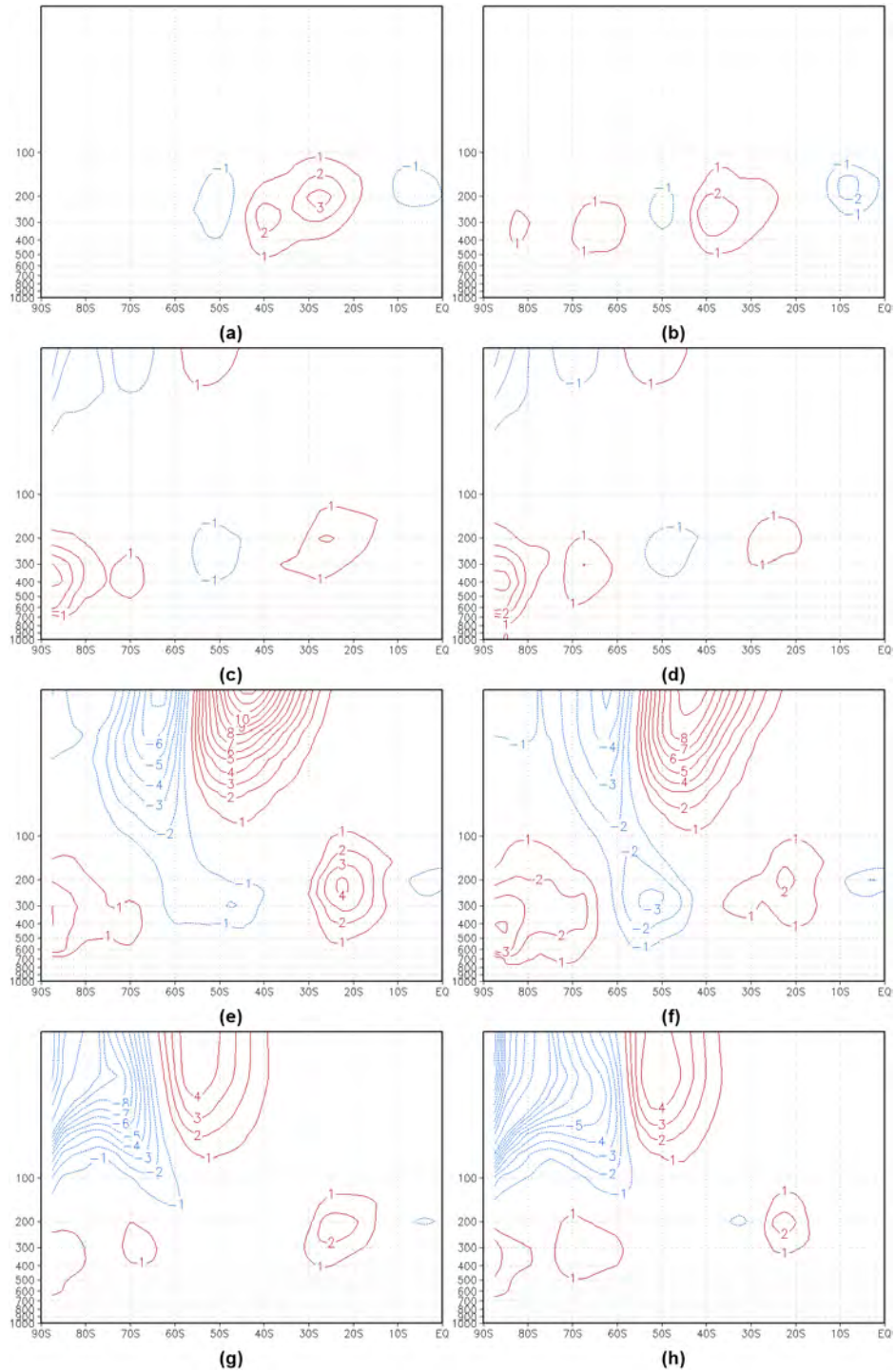


Figura 4.15 - Compostos do perfil vertical médio zonal conversão barotrópica ($W.m^{-2}$) em $180^{\circ}W-0^{\circ}$: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $1 \times 10^{-4} W.m^{-2}$. Valores menores que $-10 \times 10^{-4} W.m^{-2}$ têm contorno de $5 \times 10^{-4} W.m^{-2}$.

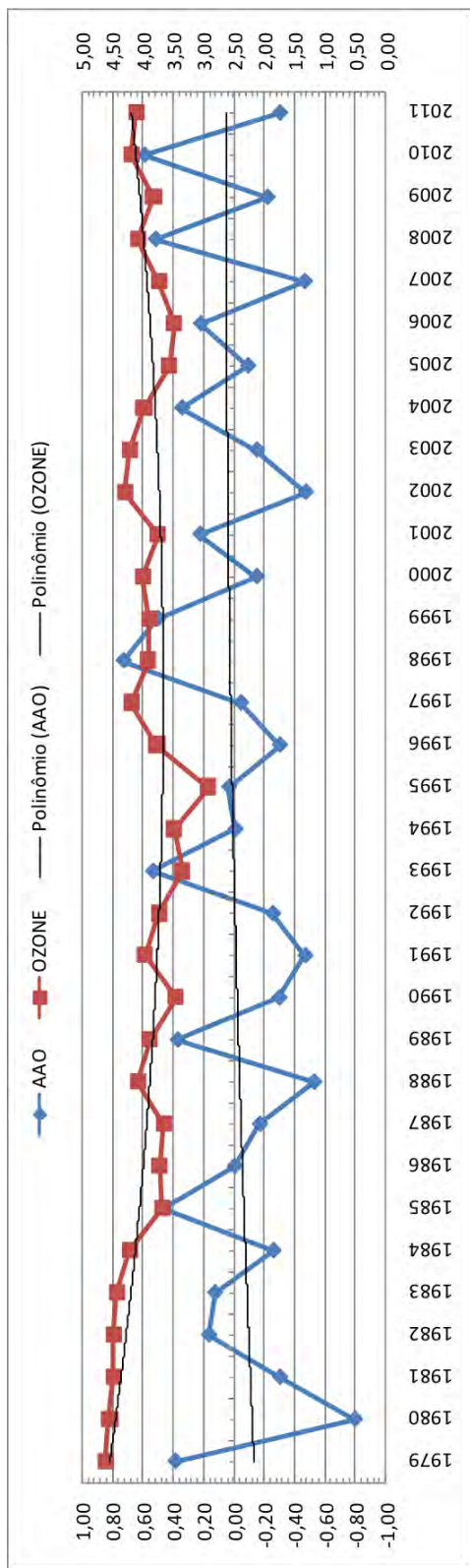


Figura 4.16 - Séries temporais do índice AAO em 700 hPa (linha azul) e da razão de mistura do ozônio ($\times 10^3 \text{ g.kg}^{-1}$) em 50 hPa ao sul de 60°S (linha vermelha) para o período de 1979-2011. Linhas pretas: tendência tipo polinomial para as duas séries temporais.

A 'profundidade' da AAO, da troposfera até a estratosfera e a interação entre as duas regiões através de propagação de ondas durante o período ativo sugere que, neste período, este padrão atue de forma mais efetiva na modulação do clima no globo. O estudo a seguir apresenta a relação entre as fases da AAO e o clima sobre a AS e oceanos adjacentes e como esta influência varia de acordo com as estações, principalmente durante o período ativo da AAO.

4.3 Sumário

Neste capítulo foram analisadas as características da AAO em janeiro, abril, julho e novembro e apresentada uma discussão sobre os processos dinâmicos envolvidos. Os seguintes assuntos foram abordados:

- Sazonalidade da AAO na estratosfera -

Os resultados mostraram que o máximo (mínimo) do vórtice polar estratosférico no HS ocorre na primavera (verão), resultado esse que difere de [Thompson e Wallace \(2000a\)](#) que encontrou o máximo no inverno. Ressalta-se essa diferença ocorreu porque [Thompson e Wallace \(2000a\)](#) analisaram o vórtice polar estratosférico indiretamente (através do geopotencial), enquanto nesta tese foi avaliado o vórtice através do vento zonal;

Foi também visto que as maiores amplitudes da altura geopotencial na estratosfera iniciam no inverno culminando em um máximo em novembro, concordando com o trabalho de [Thompson e Wallace \(2000a\)](#);

Mostrou-se que essas maiores amplitudes ocorrem devido à propagação da energia de ondas planetárias em altas latitudes vindas da troposfera, cujo máximo ocorre em novembro seguido por julho;

Apresentou-se que o índice AAO na troposfera tem as maiores amplitudes em julho, seguido por novembro, mas que na estratosfera as maiores amplitudes do índice ocorrem em novembro;

Por fim conclui-se que a propagação das ondas planetárias para a estratosfera aumentam no inverno, alcançando um máximo em novembro provocando as maiores amplitudes na altura geopotencial e, por consequência, as maiores amplitudes do índice AAO.

- Características da AAO durante janeiro, abril, julho e novembro -

Mostrou-se que o padrão tipo 'gangorra' entre latitudes médias e altas ocorre nos quatro meses em toda a troposfera com uma estrutura barotrópica equivalente, concordando com [Thompson e Wallace \(2000a\)](#); mostrou-se também que o padrão é mais anular em janeiro e novembro, enquanto que há uma estrutura de onda 4 e 3 em abril e julho, respectivamente; o mês de novembro é o único a apresentar um centro sobre a AS com sinal oposto em cada fase da AAO;

Os resultados sugeriram também que bloqueios próximo da Nova Zelândia podem ocorrer em associação à intensificação da crista persistente que existe na fase positiva da AAO e suas ocorrências podem ser reduzidas pela baixa persistente a sudeste e sobre a Nova Zelândia na fase negativa da AAO;

Apresentou-se que na estratosfera, o padrão tipo 'gangorra' entre latitudes médias e altas com sinais opostos para cada fase da AAO ocorreu nos meses de abril, julho e novembro, e que neste último, a diferença entre os dois setores da 'gangorra' é mais intensa, explicando a maior amplitude do sinal do índice AAO estratosférico em novembro; concluiu-se então que o período ativo em novembro não ocorre porque é o único período em que a AAO ocorre na estratosfera, mas porque é aquele em que o padrão 'gangorra' é mais intenso nessas altitudes;

Mostrou-se ainda que a temperatura do ar possui uma anomalia negativa máxima na estratosfera polar no mês de novembro na fase positiva da AAO e um dipolo de anomalia do vento zonal com sinal oposto entre as fases da AAO em todos os meses, estendendo-se para a estratosfera em novembro, o que concorda com [Thompson e Wallace \(2000a\)](#); na fase negativa constatou-se uma anomalia positiva de temperatura na estratosfera menos intensa; apesar de julho ser considerado período inativo da AAO, mostrou-se também que, na fase negativa da AAO a célula de altas latitudes também se estende para a estratosfera;

Constatou-se que, em todos os meses, exceto janeiro, há a presença dos dois jatos na fase positiva e um único jato na fase negativa, mais deslocado para norte; na estratosfera o jato polar é mais intenso em julho, e também é mais deslocado para norte na fase negativa; constatou-se também que as fases da AAO interferem no jato estratosférico em novembro de forma que na fase positiva o jato estratosférico

está mais fraco, porém ainda há um acoplamento com a troposfera e na fase negativa, já houve a quebra do vórtice polar estratosférico e o jato fica restrito à troposfera;

A análise da energética mostrou que na troposfera o máximo da energia cinética da perturbação ocorre em julho, com a maior conversão baroclínica associada aos transientes; na estratosfera, o máximo da energia cinética da perturbação ocorre em novembro, juntamente com os maiores valores das conversões baroclínica e, principalmente barotrópica; mostrou-se também que essas conversões são maiores na fase negativa, relacionando-as com as maiores propagações da energia das ondas troposféricas e, com isso, contribuindo para a quebra do jato nesta fase da AAO.

5 INFLUÊNCIA DA AAO SOBRE O CLIMA NA AMÉRICA DO SUL E OCEANOS ADJACENTES

As características dinâmicas da AAO em cada estação, detalhada no capítulo anterior, sugere uma influência diferente dos períodos ativos e inativos da AAO sobre o clima na AS e oceanos adjacentes. Neste capítulo é apresentada uma análise desta influência da AAO em janeiro, abril e julho (período inativo) e novembro (período ativo) através de compostos e correlações.

Em geral, os mapas de correlação entre o índice AAO e a temperatura do ar em baixos níveis para os meses inativos (Figura 5.1 a-c) mostram resultados similares ao do período ativo (Figura 5.1 d). Nos três meses, há uma correlação negativa no Pacífico Equatorial e Subtropical, mas com uma extensão longitudinal e um posicionamento variando de mais a leste em janeiro para oeste em julho. Abril e julho também mostraram uma correlação positiva no sul da AS. No Atlântico Tropical, com exceção de julho, também há uma correlação positiva. Com exceção de janeiro, os padrões de correlação mostram uma alternância de sinal do Pacífico até a AS, sugerindo a atuação de um trem de onda nesta região. Ressalta-se que em janeiro e abril, há também uma correlação negativa significativa na região do Uruguai e Rio Grande do Sul. De acordo com [Gan e Rao \(1991\)](#), esta é uma região de ciclogêneses. [Reboita et al. \(2009\)](#) encontraram um aumento da condição frontogenética sobre o sudeste da AS e Oceano Atlântico Sul na fase negativa da AAO em comparação com a fase positiva em todas as estações. Em novembro, a anomalia de temperatura do ar em baixos níveis no sul da AS tem uma correlação positiva significativa com o índice AAO (Figura 5.1 d). [Gillett et al. \(2006\)](#) também demonstraram que fases positivas da AAO estão associadas com aquecimento significativo sobre a Argentina. Há também uma correlação positiva da AAO com a temperatura do ar sobre o Atlântico Tropical Norte e Sul e sobre o Atlântico Sudoeste. Correlações negativas da AAO com a temperatura do ar são observadas no centro e leste do Pacífico Equatorial, bem como em áreas extratropicais do Pacífico Sul. Os compostos de anomalia de temperatura do ar em baixos níveis para AAO extrema mostraram padrões similares ao mapa de correlação (não mostrado).

A Figura 5.2 mostra os compostos de anomalia de precipitação para as fases extremas positiva e negativa da AAO em cada mês representativo de cada estação. Em janeiro (Figura 5.2 a-b) e em abril (Figura 5.2 c-d), há um padrão de dipolo entre as Regiões Norte/Nordeste e parte do sudeste do Brasil e áreas na Região

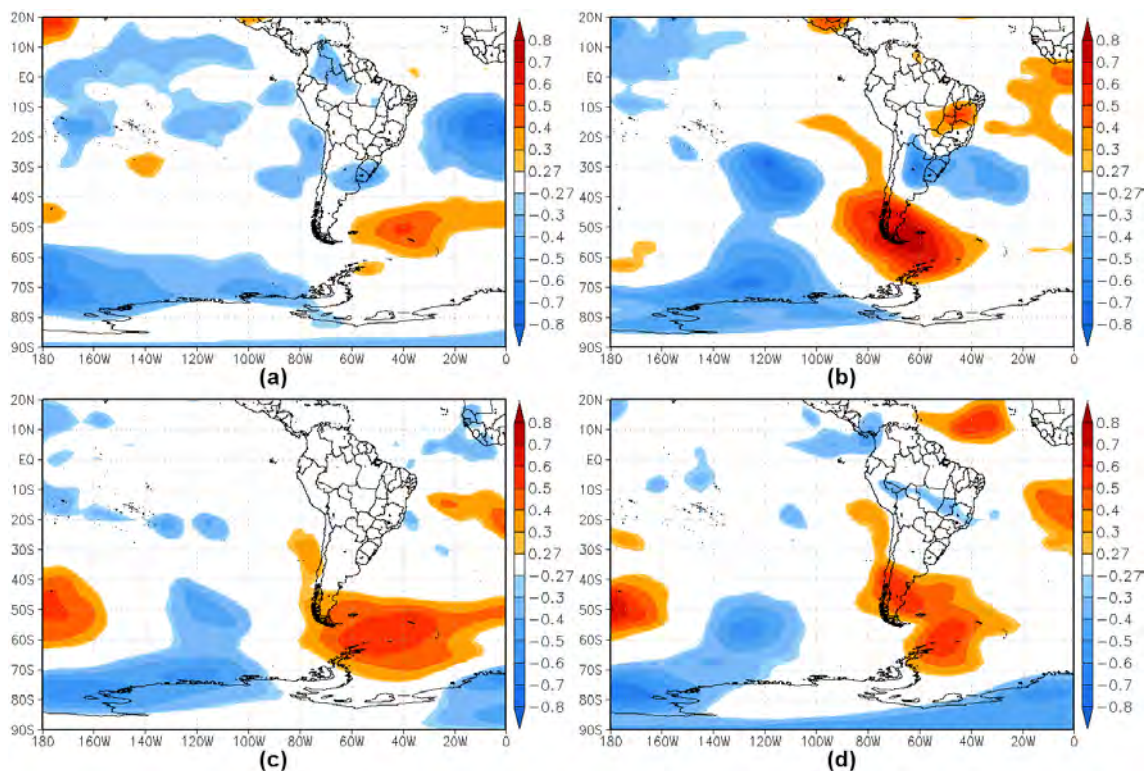


Figura 5.1 - Mapa de correlação mensal entre o índice AAO e a temperatura do ar em 850 hPa: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro com 90% de significância (teste t-student).

Sul do Brasil, porém com sinais opostos entre janeiro e abril, na fase positiva. Na fase negativa o dipolo se dá entre o Norte/Nordeste e parte do sudeste, com os mesmos sinais em janeiro e abril. Ressalta-se que em janeiro e em abril, há também a presença de um padrão oposto de anomalia de precipitação sobre o Atlântico Tropical em cada fase da AAO, associado à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Este resultado mostra uma possível relação entre este sistema e a AAO. Essa relação foi sugerida também em Souza (2008) que observou características do Modo Anular Sul em compostos de casos com anomalias na ZCIT do Atlântico. Nota-se também uma oposição sobre o Pacífico tropical central entre as anomalias de precipitação nas duas fases, em janeiro e abril. Em julho (Figura 5.2 e-f), a precipitação parece ser pouco afetada pelo padrão AAO, embora sejam notadas anomalias opostas no Atlântico Norte tropical.

Em novembro (Figura 5.2 g-h), na fase positiva da AAO, há um padrão de anomalia de precipitação tipo dipolo sobre o continente, com anomalias negativas sobre o sul do Brasil/Bacia do Prata e anomalias positivas ao norte. Este dipolo inverte de sinal na fase negativa da AAO. Este resultado indica uma influência da

AAO no posicionamento e/ou freqüência de ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que pode ocorrer no fim da primavera. Na seção 5.2 são mostrados resultados similares, porém com os centros deslocados mais para sul, estudando a precipitação extrema sobre parte da Região Sudeste no verão (dezembro, janeiro e fevereiro) (VASCONCELLOS; CAVALCANTI, 2010). Silvestri e Vera (2003) também encontraram, durante novembro e dezembro, uma associação entre a fase positiva (negativa) da AAO e a diminuição (aumento) da precipitação no sul do Brasil, Uruguai, Paraguai e Argentina. Neste mês também há uma oposição da anomalia de precipitação entre as duas fases da AAO, em toda a região equatorial do Pacífico, embora a anomalia positiva na fase negativa da AAO não seja significativa. Este resultado sugere uma relação com o ENSO, encontrada também em Carvalho et al. (2005). Diferente de janeiro e abril, o impacto da AAO na precipitação em novembro apresenta respostas opostas entre as fases da AAO. Este resultado sugere que a influência da AAO na precipitação da AS neste mês é maior.

Uma vez que a TSM pode interferir no regime de precipitação sobre a AS, verificou-se uma possível relação da AAO com a TSM. A correlação entre o índice AAO e a TSM em cada mês é mostrada na Figura 5.3. As correlações da AAO com a TSM abrangem grandes áreas do Pacífico equatorial leste e extratropical em novembro (Figura 5.3 d). A correlação negativa no Pacífico equatorial, indica que em casos com AAO positiva, as anomalias de TSM nessa região são negativas, ou seja, casos de La Niña. Os casos com AAO negativa se correlacionam com El Niño (anomalias de TSM positiva). Outras características em novembro são correlações positivas que se estendem da costa sudeste da AS para o Atlântico sudoeste e correlações negativas no Oceano Índico Tropical e Extratropical. Ressalta uma correlação positiva entre a AAO e a TSM no Atlântico Equatorial em janeiro e abril (Figura 5.3 a-b, respectivamente). Essa correlação, juntamente com as anomalias de precipitação nesta região (Figura 5.2 a-d), sugerem que um aumento de anomalia de TSM e de precipitação no Atlântico Equatorial em janeiro e abril intensificaria a célula de Hadley nessa região. Essa intensificação da célula alteraria os jatos de forma a levar a AAO a uma fase positiva.

Analisando a correlação entre o índice AAO e a TSM para janeiro abril e julho (Figura 5.3 a-c, respectivamente), em geral, nota-se que as correlações encontradas no Pacífico Tropical e Subtropical e no Atlântico tropical correspondem às correlações entre o índice AAO e a temperatura do ar em baixos níveis (Figura

5.1). O padrão de TSM sobre o Atlântico Tropical em abril sugere uma relação entre a AAO e a ZCIT e, conseqüentemente, no padrão de precipitação nesta região (Figura 5.2). Na região subtropical e tropical do Pacífico, as áreas com correlações significativas são menores que àquelas identificadas em novembro. Entretanto, ao sul da Austrália, uma extensa área de correlações negativas é observada em janeiro e abril. Em julho e novembro as correlações negativas ocorrem no Índico e Pacífico Sul.

Novamente, as áreas mais extensas de correlações entre o índice AAO e a AROLE ocorrem em novembro (Figura 5.4). Nesse mês, correlações positivas no centro e leste do Pacífico Equatorial estão de acordo com as correlações negativas entre o índice AAO e a TSM na Figura 5.3. Estes resultados mostram uma relação entre as fases da AAO e características do padrão ENOS sobre o Pacífico Tropical ocorrendo somente em novembro. A fase positiva da AAO está relacionada ao padrão La Niña, em concordância com o decréscimo da TSM (Figura 5.3), da temperatura do ar em baixos níveis (Figura 5.1), da atividade convectiva (Figura 5.4) e da precipitação (Figura 5.2). Na fase negativa da AAO, o oposto ocorre, com a configuração das características do El Niño. As características associadas ao ENOS podem ser identificadas também sobre a Indonésia, Índico e pelo dipolo de AROLE sobre a AS. [Carvalho et al. \(2005\)](#) discutiram o papel da convecção no Pacífico Tropical durante o verão austral sobre as fases da AAO. Eles encontraram a dominância da fase negativa (positiva) da AAO quando os padrões de TSM, convecção e circulação assemelhava-se ao El Niño (La Niña). [Gong et al. \(2010\)](#) também mostraram uma tendência de fases positivas (negativas) da AAO em evento de La Niña (El Niño). Os resultados da Figura 5.4 indicam que nos meses inativos, a relação entre as fases da AAO e o padrão ENOS não está bem configurada. [Grimm \(2011\)](#), analisando o primeiro modo da precipitação na AS, encontrou uma relação semelhante entre o padrão de precipitação e a TSM no Pacífico durante a primavera (SON). Os seus resultados também mostraram que essa relação entre a existência do padrão dipolo de precipitação e a TSM no Pacífico não ocorre nas outras estações. Enfatiza-se que os resultados das correlações entre o índice AAO e a TSM, AROLE e temperatura do ar em baixos níveis apresentados acima mostra uma relação entre o ENOS, ZCIT no Atlântico e as fases da AAO. Porém não indica causa e efeito entre eles.

Analisando novamente a Figura 5.4, ressalta-se, em novembro, uma forte atividade convectiva na fase positiva da AAO sobre a região da Indonésia e ao

norte da Nova Zelândia, características típicas de La Niña. Na fase negativa, a convecção se localiza no Pacífico Leste, característica típica de El Niño. Estas intensas anomalias não ocorrem nos outros meses e podem estar associadas à formação de trens de onda que influenciariam no padrão de precipitação apresentado na AS nas fases da AAO (Figura 5.2). Para ratificar este resultado, a Figura 5.5 apresenta os compostos de anomalias de linhas de corrente em 200 hPa. Em novembro (Figura 5.5 g-h), um trem de onda tipo PSA inicia sobre a Austrália e resulta em um par anticiclônico/ciclônico (ciclônico/anticiclônico) sobre o sul/sudeste da AS na fase positiva (negativa) da AAO. Este resultado sugere que a relação trópicos e AAO possa ocorrer via PSA. Nota-se também na Figura 5.5 que, em novembro, há um trem de onda partindo da AS atravessando os Oceanos Atlântico e Índico e alcançando a região da Indonésia. Este resultado sugere que a anomalia na convecção e, por consequência, na circulação na AS provocada pela relação PSA e AAO, provocaria um novo trem de onda para leste que influenciaria a região da Indonésia, fechando o ciclo. Desta forma relação da convecção na Indonésia e a AAO ocorreria nos dois sentidos. [Cunningham e Cavalcanti \(2006\)](#), através de correlações e técnicas de compostos entre a AROLE na região da ZCAS e anomalias do vento meridional, também encontraram esse trem de onda da região da ZCAS para a Indonésia e o trem de onda entre a convecção na Indonésia e a ZCAS. [Grimm e Silva Dias \(1995\)](#), utilizando Funções de Influência, encontraram um trem de onda que atinge a AS, originado pela divergência em altos níveis idealizada para a ZCPS deslocada da sua posição climatológica (que eles associaram ao ENOS). Os autores também encontraram que a divergência idealizada para uma ZCAS intensa provoca um trem de onda que alcança a Indonésia.

[Fogt e Bromwich \(2006\)](#) examinaram a variabilidade decenal da teleconexão do ENOS na região do Pacífico durante SON e DJF através de EOF. Os autores encontraram que a teleconexão do ENOS em latitudes altas é amplificada pelo PSA quando a AAO está positivamente correlacionada com o índice Oscilação Sul e pode ser enfraquecida quando há correlação negativa ou insignificante. Uma sugestão sobre a intensificação de um dos centros de PSA próximo à Antártica pela AAO em DJF foi discutida por [Vasconcellos e Cavalcanti \(2010\)](#) e seção 5.2. [Schneider et al. \(2012\)](#) sugeriram que há duas formas de influência do ENOS na variabilidade do clima na Antártica. Durante a primavera, o mecanismo de ligação envolve o PSA e sua interpretação como um trem de onda de Rossby propagando dos trópicos para altas latitudes. Durante o verão, essa ligação desaparece e a ligação trópicos e Antártica ocorre via AAO, através da

modificação do jato subtropical.

Nos meses estudados no presente estudo, o centro positivo próximo à AS na fase positiva da AAO está relacionado a um padrão de onda 3 (Figura 4.7). Analisando a Figura 5.5, nota-se que o mês de novembro é o único em que o trem de onda tipo PSA inicia na região da Austrália e mostra circulações anômalas opostas sobre a AS. Foi visto na Figura 4.9 que o centro polar da AAO na estratosfera é mais intenso durante novembro e que os principais centros de latitudes médias estão próximo à Nova Zelândia e sobre o sul da AS. Como citado anteriormente, a Figura 5.4 apresenta, somente em novembro uma forte (fraca) atividade convectiva na Indonésia na fase positiva (negativa) da AAO, formando um 'gatilho' para que o trem de onda tipo PSA inicie sobre a Austrália. Este trem de onda é intensificado pela AAO na região dos centros ao sudeste da Nova Zelândia e sobre a AS. Este resultado mostra que a ocorrência do padrão ENOS e da AAO pode servir para intensificar o trem tipo PSA na região próxima a AS. O padrão de dipolo na precipitação (Figura 5.2) sobre o continente em novembro está de acordo com a localização da circulação no sul da AS e dos centros corrente abaixo.

Desta forma, a associação da configuração do PSA, com a presença de um centro profundo (até a estratosfera) da AAO no sul da AS durante novembro, intensifica os centros corrente abaixo sobre o continente e, conseqüentemente, influencia no padrão de precipitação apresentado sobre o continente.

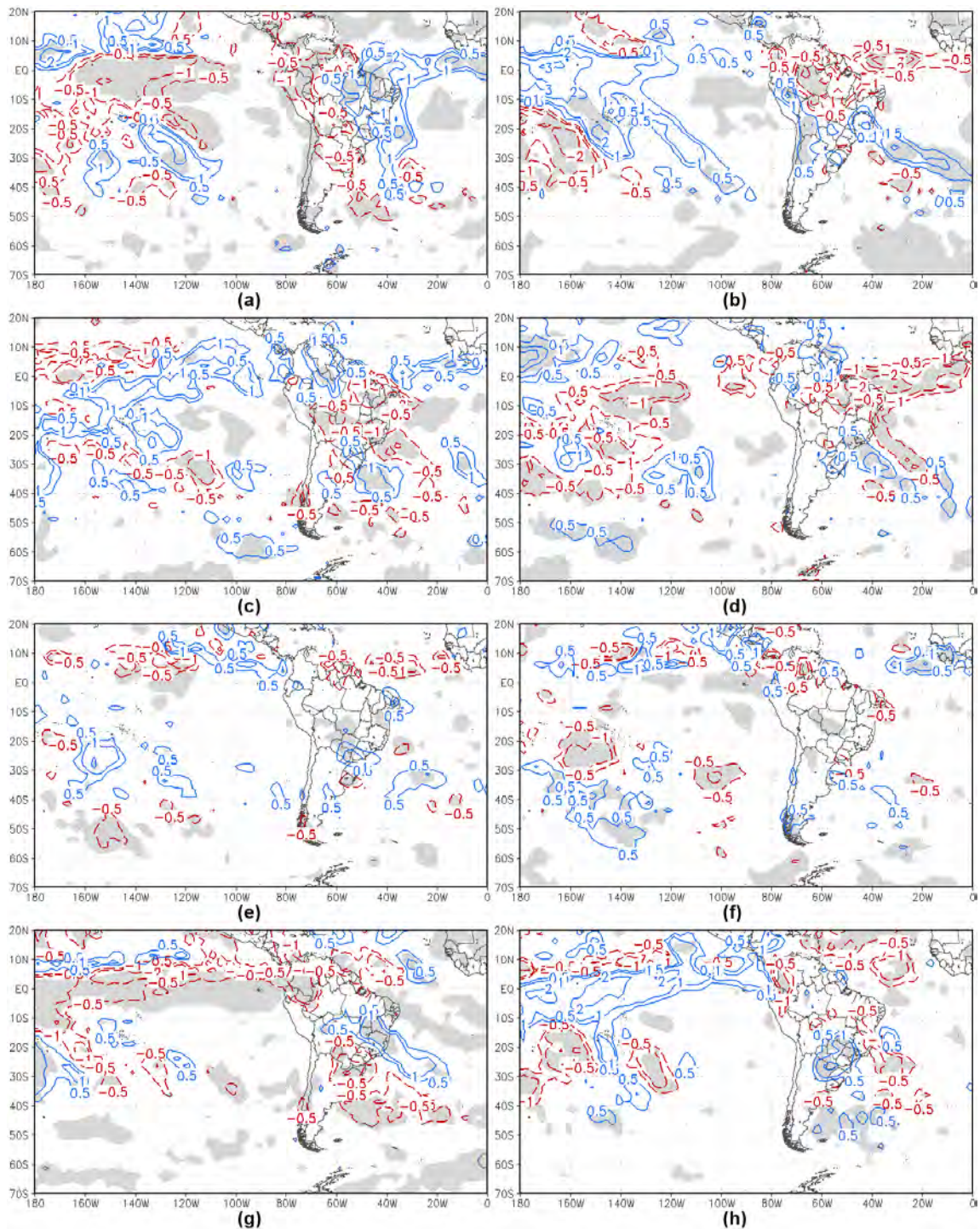


Figura 5.2 - Compostos de anomalia temporal de precipitação ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$): (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com valores maiores (menores) que $0,5$ ($-0,5$) $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ estão com linha cheia azul (linha vermelha pontilhada). Áreas com 90% de significância estão em sombreado (teste t-student).

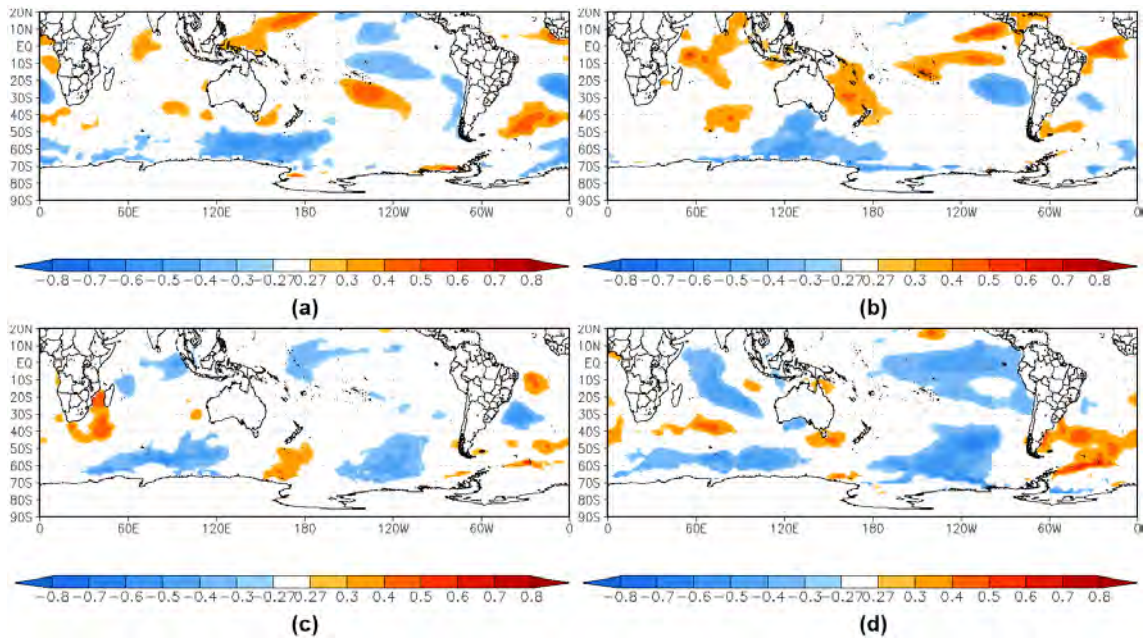


Figura 5.3 - Mapa de correlação mensal entre o índice AAO e a TSM: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro com 90% de significância (teste t-student).

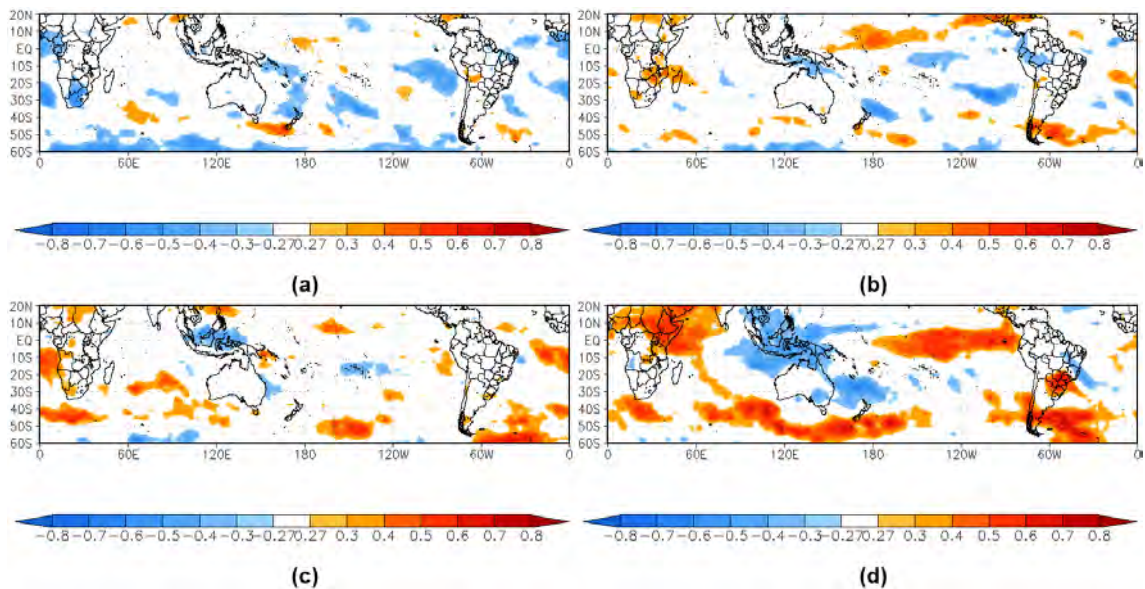


Figura 5.4 - Mapa de correlação mensal entre o índice AAO e AROLE: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro com 90% de significância (teste t-student).

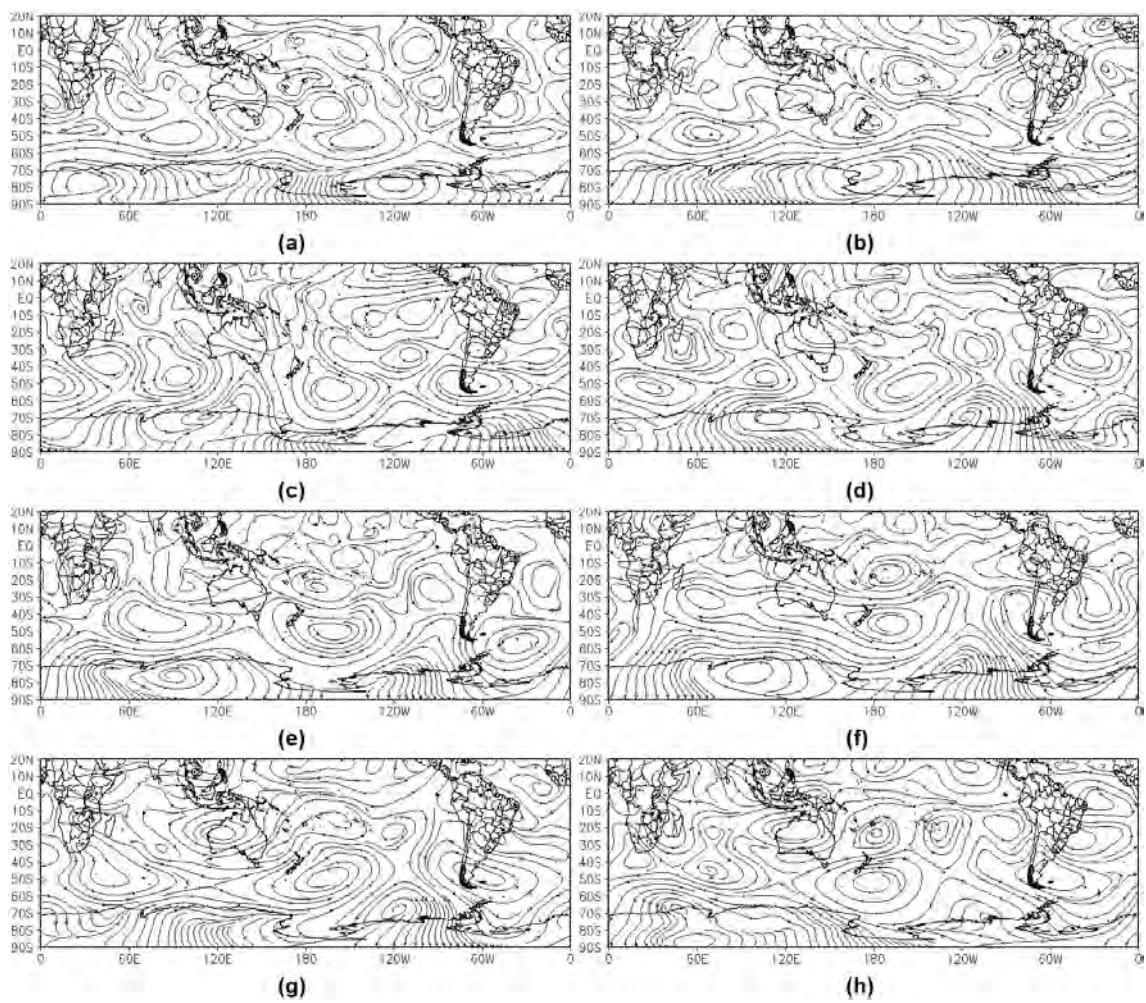


Figura 5.5 - Compostos de anomalia temporal de linhas de corrente em 200 hPa: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO.

5.1 Relação entre a anomalia de ROLE na Indonésia e a AAO

Devido aos resultados apresentados na seção anterior, torna-se necessária a realização de estudos complementares sobre a relação entre a convecção na Indonésia, ENOS e a AAO. Para isso selecionou-se os valores positivos e negativos de AROLE na região da Indonésia (20°S - 20°N / 100°E - 140°E) durante o período ativo (novembro) e inativo (julho) da AAO. Foi escolhido o mês de julho para representar o período inativo, pois este foi o único dos meses estudados a apresentar uma correlação significativa entre o índice AAO e a Indonésia (Figura 5.4). A Tabela 5.1 mostra os anos correspondentes às AROLE positivas e negativas para os dois meses analisados. Também realizou-se a separação desses conjuntos de AROLE de forma que foi identificado em cada conjunto quais anos corresponderam às fases positiva e negativa da AAO. Nota-se que em ambos os meses, a maior parte dos anos com sinal positivo (negativo) de AROLE possui o índice AAO negativo (positivo), o que está de acordo com a Figura 5.4. Seguindo o raciocínio que anomalias positivas (negativa) de AROLE na Indonésia estão relacionadas com El Niño (La Niña), o resultado acima está de acordo com [Carvalho et al. \(2005\)](#), uma vez que eles também mostraram uma maior frequência de AAO negativa em anos de El Niño. Ressalta-se que os autores apresentaram este resultado para o verão austral, e nesta tese este resultado ocorre somente na primavera austral (novembro).

Os compostos de AROLE com sinais opostos ao da AAO para novembro mostram um padrão semelhante à Figura 5.4 d, com uma intensa anomalia em novembro na região da Indonésia, alcançando o norte da Nova Zelândia (Figuras 5.6 d, f). Esta anomalia não possui o mesmo padrão nos compostos de novembro com mesmo sinal (Figura 5.6 a, h). Em julho, o padrão na Indonésia nos compostos com sinais opostos também é semelhante à Figura 5.4 no qual a anomalia na região da Indonésia possui uma menor intensidade e distribuição espacial (Figura 5.6 c, e).

A Figura 5.7 apresenta os compostos de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa para as fases opostas de anomalia de ROLE em julho (Figura 5.7 lado esquerdo) e novembro (Figura 5.7 lado direito), separados pelos anos com índice AAO positivo (lado esquerdo) e negativo (lado direito). Em julho o padrão AAO aparece em todos os compostos, o que indica que a anomalia de ROLE exerce pouca influência sobre a AAO. Em novembro, os compostos com índices opostos de anomalia de ROLE e AAO (Figura 5.7 d, f) possuem o padrão anular

Tabela 5.1 - Classificação dos anos com valores positivos e negativos extremos de AROLE para julho e novembro. Cada conjunto de AROLE extremo foi dividido em anos com sinais iguais de AROLE E AAO e sinais opostos de AROLE e AAO.

JULHO		NOVEMBRO	
AROLE + / AAO +	1993, 2003, 2004, 2006	AROLE + / AAO +	1984, 1989, 1992, 1993, 2006
AROLE + / AAO -	1980, 1982, 1987, 1990, 1991, 2001, 2002	AROLE + / AAO -	1980, 1982, 1990, 1991, 1994, 1997, 2002, 2003, 2004
AROLE - / AAO +	1983, 1984, 1985, 1986, 1988, 1989, 1996, 1997, 1998, 1999	AROLE - / AAO +	1981, 1983, 1985, 1986, 1987, 1988, 1995, 1998, 1999, 2001
AROLE - / AAO -	1981, 1992, 1994, 1995, 2000, 2005	AROLE - / AAO -	1996, 2000, 2005

melhor definido que os compostos com índices com mesmo sinal (Figura 5.7 b, h). Comparando ainda os compostos de anomalia de geopotencial em 500 hPa com o mesmo sinal de AROLE, ressalta-se que tanto em novembro (Figura 5.7 b,d ou f,h) quanto em julho (Figura 5.7 a,c ou e,g) há um padrão trem de onda no Pacífico com sinal contrário para cada fase da AAO. Este resultado sugere que a AAO altera o PSA, reforçando-o, quando a AROLE na Indonésia e a AAO possuem sinais opostos ou enfraquecendo o PSA quando possuem sinais iguais. Entretanto, em novembro o PSA parece atuar também sobre a AAO, tornando o padrão menos anular nos casos com sinais iguais de AROLE e AAO (Figura 5.7 b, h) ou reforçando o formato anular nos casos com sinais opostos (Figura 5.7 d, f). Em julho (Figura 5.7 lado esquerdo) o PSA não parece afetar o padrão anular da AAO. O fato disto não ocorrer em julho poder ser relacionado ao PSA não ser tão ativo, devido à anomalia da convecção na Indonésia ser menos intensa.

A análise dos compostos de linhas de corrente em altos níveis (Figura 5.8) confirma os resultados sobre a relação PSA e AAO apresentado na Figura 5.7, apresentando que, para ambos os meses, o padrão de trem de onda tipo PSA está melhor definido nos compostos de sinais opostos entre anomalia de ROLE e o índice AAO (Figura 5.8 c, e para julho e Figura 5.8 d, f para novembro). Em novembro (Figura 5.8 lado direito), o trem de onda inicia-se na Austrália, atin-

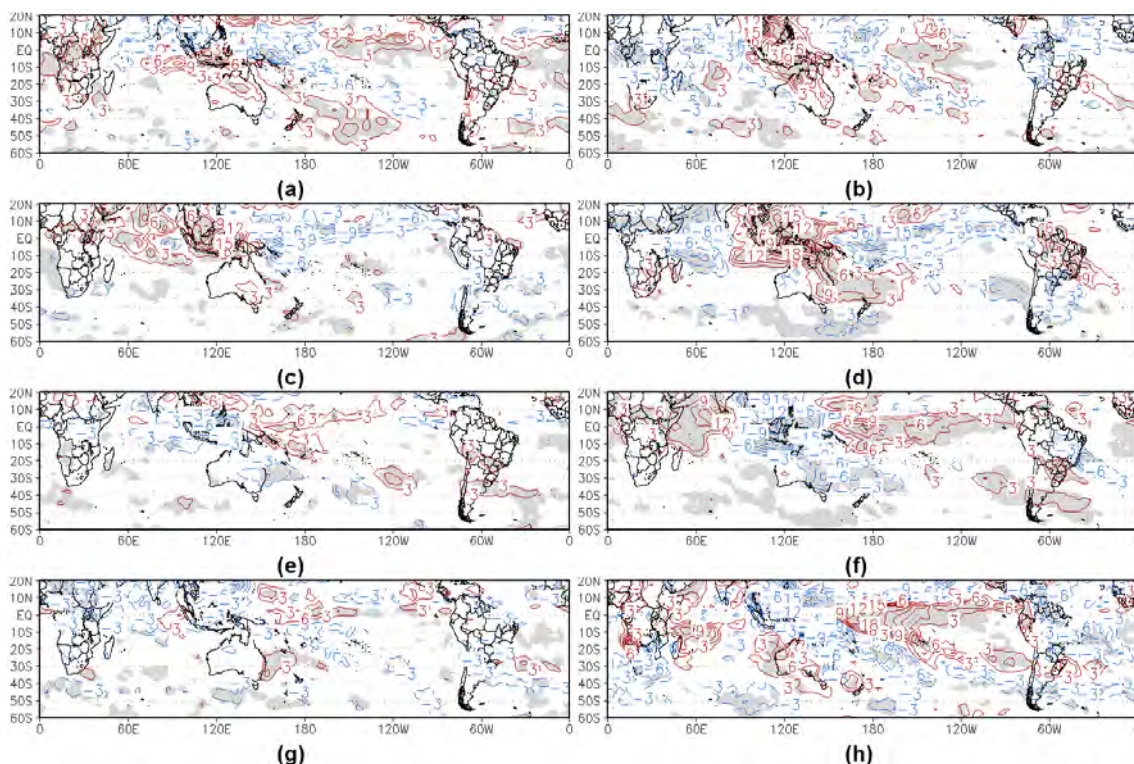


Figura 5.6 - Compostos de AROLE ($W.m^2$) (contorno: linha vermelha - valores positivos; linha azul - valores negativos): (lado esquerdo) julho e (lado direito) novembro. (a, b) AROLE positiva e AAO positiva; (c, d) AROLE positiva e AAO negativa; (e, f) AROLE negativa e AAO positiva; (g, h) AROLE negativa e AAO negativa. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student).

gindo a AS. Nos compostos para este mês com sinais da AROLE e AAO opostos (Figura 5.8 d, f), esse trem de onda continua pelo continente. Essa intensificação/enfraquecimento do PSA nos compostos com sinais opostos de AROLE e AAO está relacionada com os centros corrente abaixo sobre a AS, que por sua vez, influencia na formação do dipolo de precipitação visto na Figura 5.2. Em julho, o trem de onda inicia-se no Pacífico, deslocando para leste a parte correspondente ao continente sul-americano (Figura 5.8 lado esquerdo). Somente no composto para a AROLE negativa e AAO positiva o trem de onda atinge a parte litorânea do continente (Figura 5.8 e). O fato do trem de onda em julho iniciar-se no Pacífico, mostra que há pouca ou nenhuma influência da convecção na Indonésia sobre a atuação deste PSA.

Para ratificar e complementar os resultados apresentados anteriormente são analisadas, na Figura 5.9, a ondeleta cruzada, coerência e o ângulo de fase (vetores) entre o índice AAO e a AROLE média na região da Indonésia para

todo o período estudado (1980-2006). Ressalta-se que os ângulos de fase estão presentes tanto no espectro cruzado da ondeleta (Figura 5.9 a) quanto na coerência (Figura 5.9 b), devendo-se considerar apenas as informações dos ângulos de fase contidos nas figuras de coerência. A potência cruzada entre a AAO e a AROLE na Indonésia mostra sinais na escala de tempo de 48-96 meses (4-8 anos), sendo significativa entre os períodos de 1984 a 2000. A potência cruzada também apresenta sinais na escala de tempo de até 6 meses, principalmente durante os meses de novembro (Figura 5.9 a). Dessas escalas, existe coerência apenas nas escalas de até 4 meses, em sua maior parte em novembro, e de 64-96 meses de 1989-1998 (Figura 5.9 b).

Os ângulos de fase (aproximadamente 135°) indicam que na escala 64-96 meses, a AROLE está avançada cerca de 2 a 3 anos da AAO. Esta escala (64-96) corresponde à escala de tempo de ocorrência do ENOS. Este resultado reforça a hipótese que o ENOS, e, por conseqüência, a convecção da Indonésia interfere no padrão AAO (Figura 5.9 b). Nota-se que a influência da AROLE na Indonésia na AAO ocorre com uma defasagem muito longa (2 a 3 anos) para a componente troposférica. Este resultado sugere que essa relação pode ocorrer através de componentes de baixa freqüência, como a Circulação de Brewer-Dobson (BREWER, 1949; DOBSON, 1956) ou através da componente oceânica. Marini et al. (2011) também sugeriram uma relação entre a AAO, ENOS e a componente oceânica. Carvalho et al. (2005) também sugeriram uma relação do ENOS na modulação da fase da AAO, porém eles usaram técnicas de correlação defasada. A técnica de ondeletas cruzadas oferece uma ratificação dos resultados apresentados pelos autores, além de informações extras como, diversos tempos de defasagens nesta relação entre a AAO e a convecção na Indonésia.

Na escala de até 4 meses, os ângulos de fases indicam diferentes defasagens para cada período analisado. Destacam-se na figura dois períodos: novembro de 1992 e novembro de 2004. Em novembro de 1992 (ano de El Niño), os ângulos de fase (aproximadamente 315°) indicam que a AROLE na Indonésia está avançada cerca de 3 a 15 dias. Este resultado, juntamente com os compostos apresentados anteriormente, reforça a hipótese que a interferência entre a AROLE na Indonésia e a AAO possa ocorrer através de um trem de onda tipo PSA. Em novembro de 2004 (ano de El Niño), a defasagem (aproximadamente 45°) está cerca de 3-12 dias da AAO para a AROLE na Indonésia (Figura 5.9 b). A hipótese neste caso é que um trem de onda dirija-se para leste de regiões em que a AAO possua interferência (a AS, por exemplo), alcançando a Indonésia.

Os resultados apresentados acima, juntamente com os trabalhos prévios, ratificam a hipótese que, na escala de até 4 meses, o aumento na convecção na Indonésia gera um trem de onda tipo PSA. Nesta tese, os resultados indicaram que os centros mais ao sul desse PSA influenciariam a fase da AAO intensificando (enfraquecendo) o padrão anular na fase positiva (negativa). Por outro lado, a AAO intensifica o centro do PSA junto à AS gerando novos centros no continente e, assim, influenciando a convecção na ZCAS. A anomalia de convecção no continente por sua vez, geraria outro trem de onda que atravessa o Atlântico e o Índico, alcançando a região próxima à Indonésia, fechando assim o ciclo. Em anos de ENOS, esse padrão pode ocorrer com mais frequência e/ou intensidade, explicando a tendência da fase positiva (negativa) da AAO durante períodos de La Niña (El Niño). Em [Carvalho et al. \(2005\)](#), os autores indicam que a relação do ENOS com as fases da AAO ocorrem através do Jato Subtropical. Em anos de El Niño, o Jato Subtropical ficaria mais forte em latitudes mais baixas, contribuindo para a mudança do sinal da AAO para negativa e inverso ocorre em anos de La Niña.

As referências bibliográficas, assim como os resultados apresentados nesta tese, sugerem que a AAO sofre influência em diversos âmbitos. A possível relação entre ENOS e AAO ainda provoca grandes debates no meio científico, com trabalhos indicando a existência dessa relação e trabalhos sugerindo que essa existência não existe. Esta tese vem acrescentar conhecimento a essa discussão através dos resultados apresentados anteriormente sobre a relação entre a convecção da Indonésia, ENOS e a AAO. Os resultados apresentados aqui apontam que, apesar de terem mecanismos distintos e a AAO ocorrer em anos neutros também, há uma influência da convecção na Indonésia, que pode estar relacionada ao ENOS, no padrão anular da AAO. Essa conexão ocorre via PSA. Como uma via de mão dupla a AAO pode influenciar no padrão PSA e na própria convecção na Indonésia. Esta última através de um trem de onda partindo da AS. A ondeleta cruzada apresentada na [Figura 5.9](#), mostra ainda uma influência da convecção na Indonésia na AAO com um período mais longo de defasagem, sugerindo uma possível componente oceânica nesta relação.

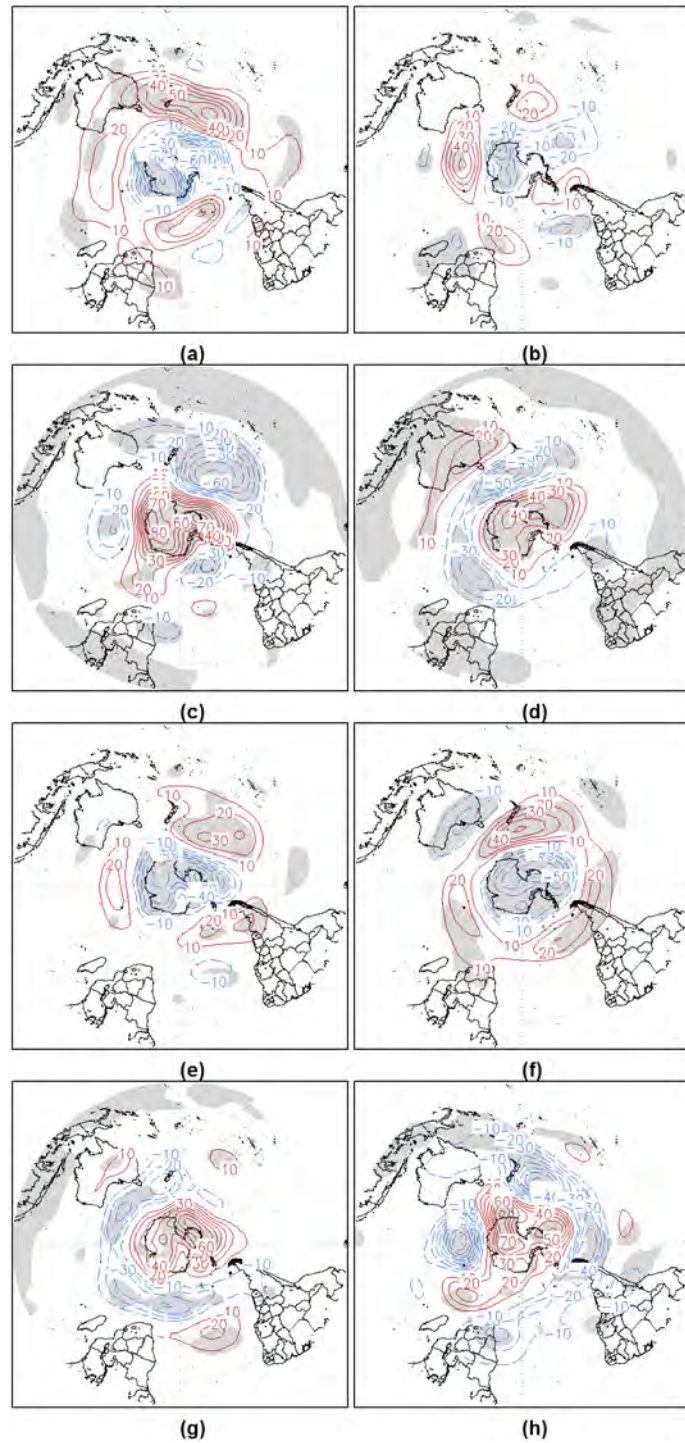


Figura 5.7 - Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial em 500 hPa (m) (contorno: linha vermelha - valores positivos; linha azul - valores negativos): (lado esquerdo) julho e (lado direito) novembro. (a, b) AROLE positiva e AAO positiva; (c, d) AROLE positiva e AAO negativa; (e, f) AROLE negativa e AAO positiva; (g, h) AROLE negativa e AAO negativa. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student).

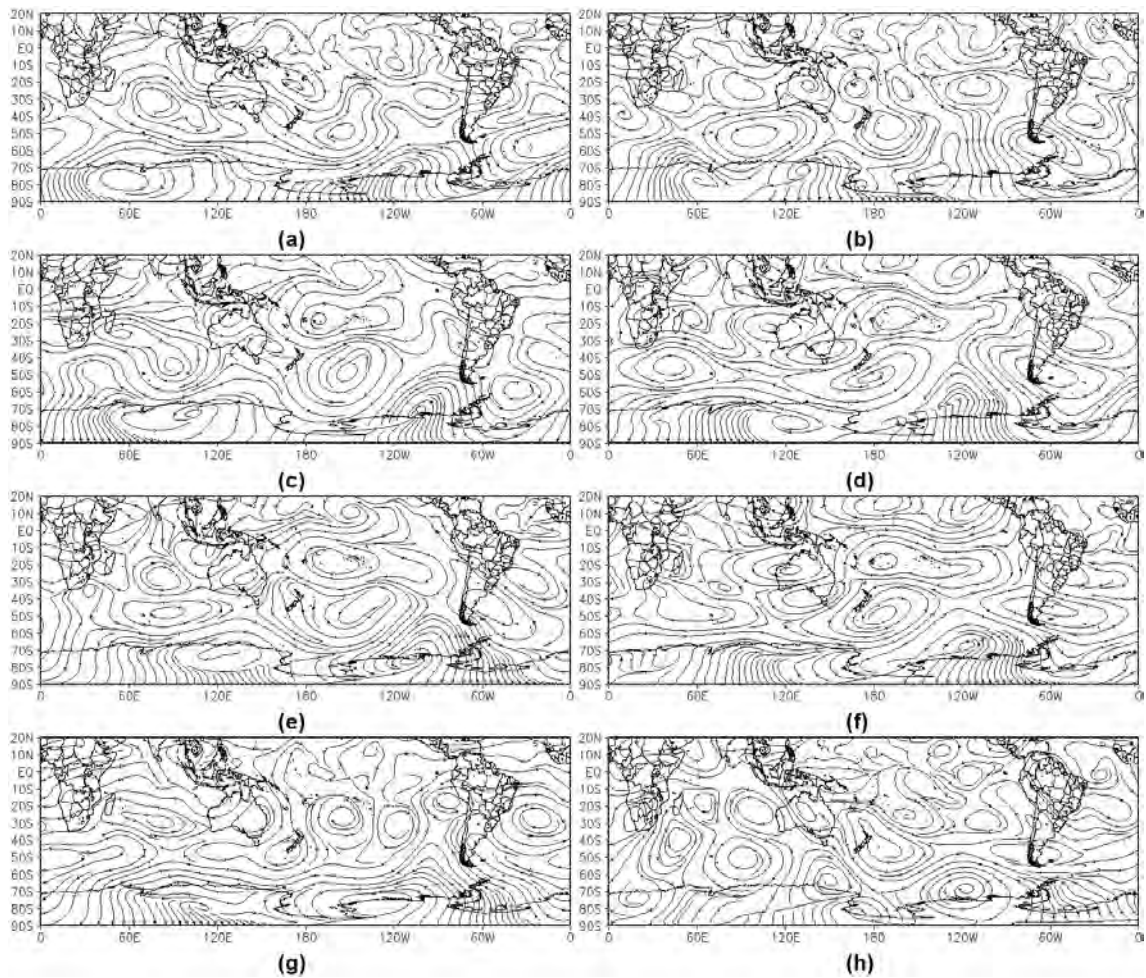


Figura 5.8 - Compostos de anomalia temporal de linhas de corrente em 200 hPa (m): (lado esquerdo) julho e (lado direito) novembro. (a, b) AROLE positiva e AAO positiva; (c, d) AROLE positiva e AAO negativa; (e, f) AROLE negativa e AAO positiva; (g, h) AROLE negativa e AAO negativa.

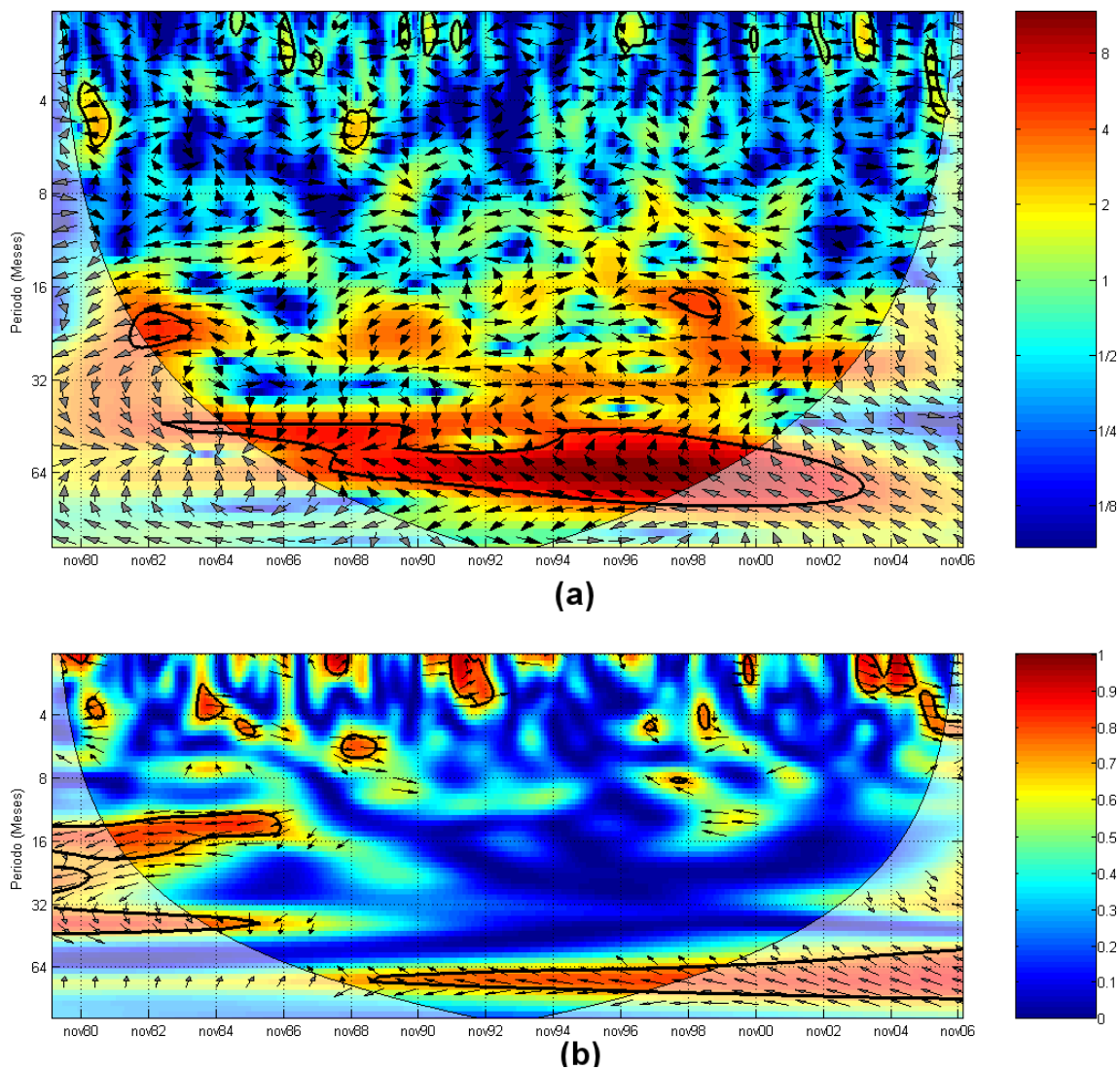


Figura 5.9 - Análise de ondeleta cruzada entre o índice AAO e a AROLE média na região da Indonésia. (a) Espectro cruzado de potência e ângulo de fase (vetores) e (b) Coerência da ondeleta e ângulo de fase (vetores). (contornos sólidos e grossos) Intervalo de confiança no nível de 95% (teste de Monte Carlo).

5.2 Relação entre os extremos de precipitação sobre parte da Região Sudeste do Brasil durante o verão e sua relação com a AAO

Baseado nos resultados de Vasconcellos (2008) houve o interesse de avaliar a relação dos extremos de precipitação no trimestre de verão (DJF) em parte da Região Sudeste do Brasil e a AAO. A Figura 5.10 mostra a correlação entre o índice AAO em 700 hPa e a anomalia de precipitação em DJF. Os resultados mostram uma correlação positiva entre a AAO e a anomalia de precipitação no verão em parte da Região Sudeste do Brasil e sobre a região da ZCAS oceânica. Os compostos de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa para os extremos de precipitação em parte sul da Região Sudeste do Brasil (25°-20°S, 50°-45°W) para DJF (Tabela 5.2) mostram o padrão 'gangorra' entre as latitudes médias e altas típica da AAO (Figura 5.11). Embora as anomalias não sejam muito altas, os valores são significativos. As anomalias negativas sobre a Antártica e positiva sobre as latitudes médias (AAO positiva) ocorre nos verões chuvosos (Figura 5.11 a) e o oposto nos verões secos (Figura 5.11 b).

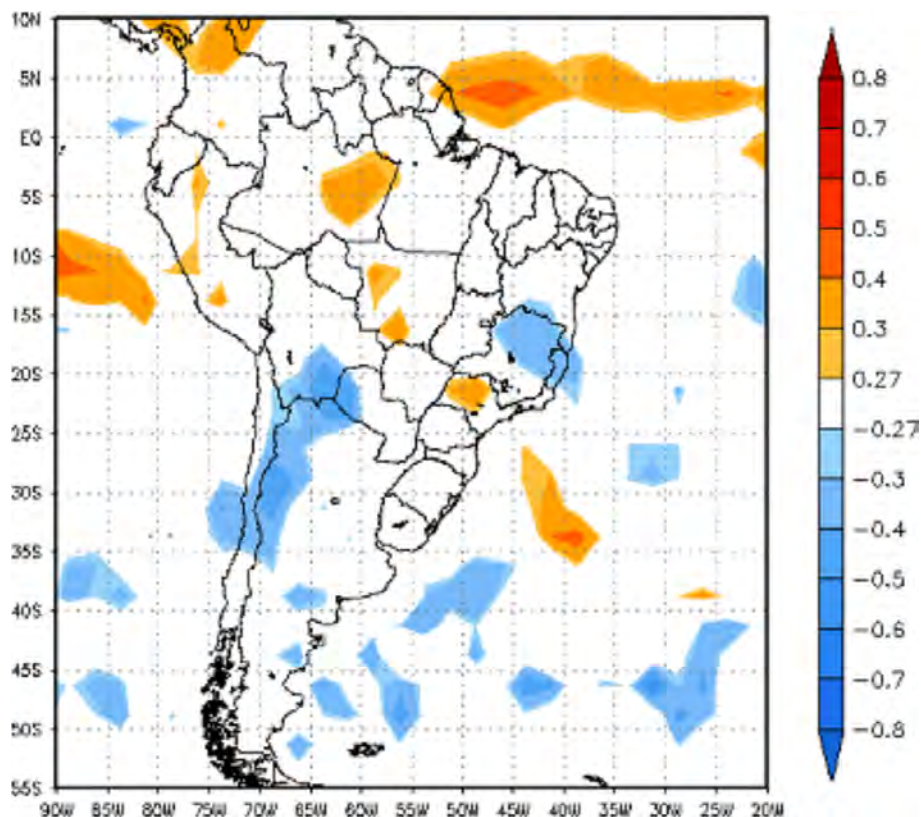


Figura 5.10 - Correlação entre o índice AAO e a anomalia temporal de precipitação em DJF com 90% de significância (teste t-student).

Tabela 5.2 - Classificação dos anos quintis extremos positivos e negativos de precipitação em parte sul da Região Sudeste do Brasil (25°-20°S, 50°-45°W) para DJF.

CLASSIFICAÇÃO	PERÍODO
MUITO CHUVOSO	DEZEMBRO 1986 – FEVEREIRO 1987 DEZEMBRO 1994 – FEVEREIRO 1995 DEZEMBRO 1998 – FEVEREIRO 1999 DEZEMBRO 2001 – FEVEREIRO 2002 DEZEMBRO 2002 – FEVEREIRO 2003
MUITO SECO	DEZEMBRO 1983 – FEVEREIRO 1984 DEZEMBRO 1985 – FEVEREIRO 1986 DEZEMBRO 1989 – FEVEREIRO 1990 DEZEMBRO 1990 – FEVEREIRO 1991 DEZEMBRO 1991 – FEVEREIRO 1992

Os compostos de anomalia de precipitação para os verões muito chuvosos e muito secos confirmam o extremos de precipitação na região analisada (Figura 5.12). Para os verões muito chuvosos (Figura 5.12 a), há anomalia positiva de precipitação na banda noroeste-sudeste sobre o sudeste do Brasil, típica da ZCAS, e uma anomalia negativa de precipitação a nordeste e sudoeste desta banda de maior precipitação. O sinal inverte nos verões muito secos (Figura 5.12 b), apresentando anomalias negativas de precipitação sobre a região da ZCAS e anomalias positivas em ambos os lados. Ressalta-se que nos dois compostos somente a banda na região da ZCAS e a banda a sudoeste são significativas. Os resultados indicam que a frequência e/ou intensidade da ZCAS são responsáveis pela precipitação extrema nesta região durante o verão. O dipolo de anomalia de precipitação encontrado nos compostos dos verões extremos chuvosos (secos) em parte da Região Sudeste é semelhante ao de novembro para os extremos positivo (negativo) de AAO (Figura 5.2 g-h). Entretanto, o dipolo que ocorre em novembro com AAO extrema está mais deslocado para norte de forma que a relação da AAO com a região de estudo seja oposta à apresentada na Figura 5.11.

A relação da precipitação extrema em parte da Região Sudeste e a AAO durante o verão sugere que possa também haver uma relação entre AAO, PSA e dipolo de precipitação na AS, como discutido na seção anterior para os extremos da AAO. A Figura 5.13 mostra os compostos de anomalia de linhas de corrente em 200 hPa para os verões extremos chuvosos e secos na região estudada. Assim como encontrado nos compostos de novembro na Figura 5.5, no verão

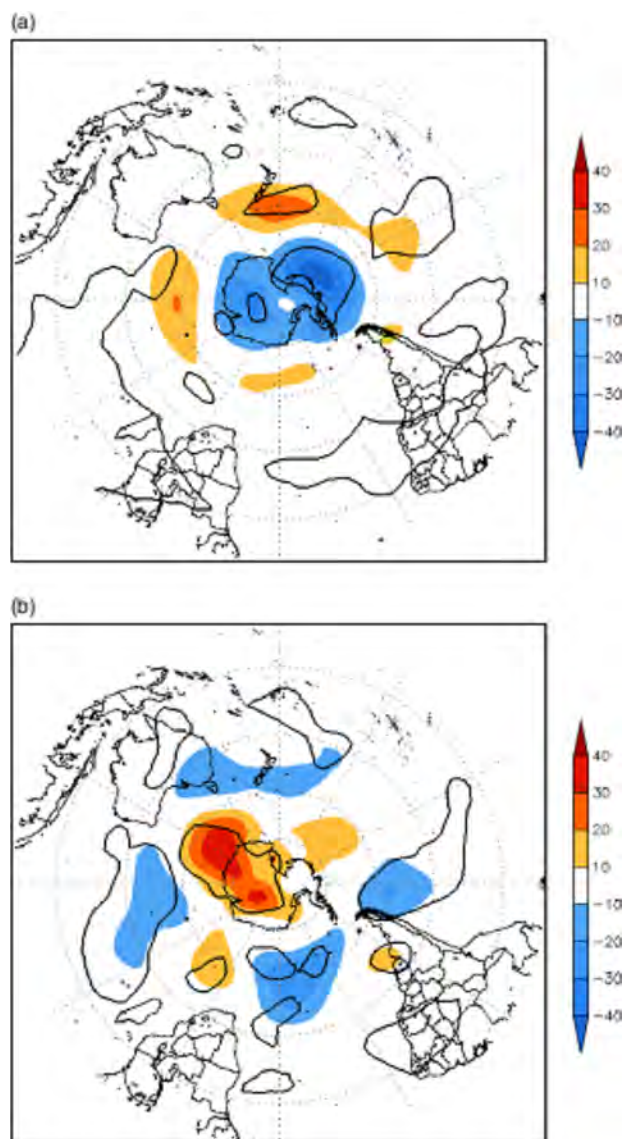


Figura 5.11 - Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial em 500 hPa (m) em DJF (colorido): (a) verões extremos chuvosos e (b) verões extremos secos. Contorno: áreas com 90% de significância.

extremo chuvoso, há a existência de um trem de onda tipo PSA iniciando na região da Austrália com anomalia anticiclônica e alcançando com uma anomalia ciclônica o sudeste do Pacífico. Este centro também parece ser intensificado pelo centro polar da AAO localizado na mesma região. A intensificação deste centro induz um par de circulação anômala ciclônica-anticiclônica na área analisada no continente, afetando a precipitação. Nos verões extremos secos, esse trem de onda tipo PSA inverte de sinal, apresentando um centro anticiclônico no sudeste do Pacífico e sendo intensificado pelo sinal positivo do centro da AAO nessa mesma região; gerando assim o par de circulação anômala no continente com

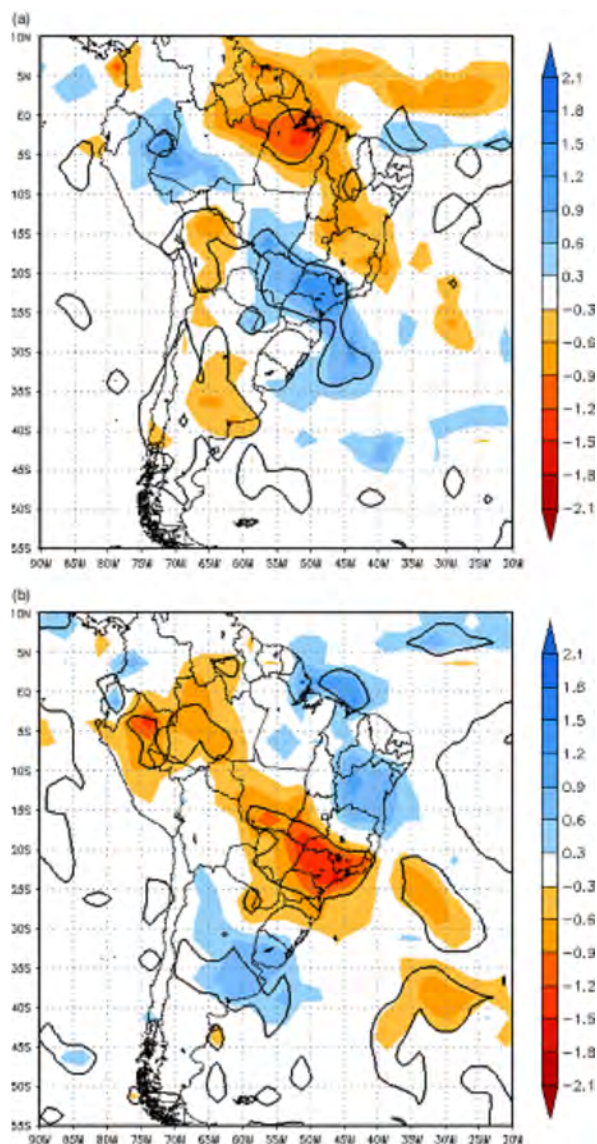


Figura 5.12 - Compostos de anomalia temporal de precipitação (mm.dia-1) em DJF (colorido): (a) verões extremos chuvosos e (b) verões extremos secos. Contorno: áreas com 90% de significância.

sinal oposto aos verões extremos chuvosos. Ressalta-se que o centro no sudeste do Pacífico está deslocado quando comparado ao da Figura 5.5 o que explica o deslocamento do dipolo de precipitação em novembro na Figura 5.2.

Os resultados apresentados acima não são representados por janeiro nos compostos com AAO extrema. Os resultados da Figura 5.5 a mostram o trem de onda gerado pela anomalia de convecção da Indonésia na escala de meses. Seguindo esse resultado, a sugestão é que, para o verão, essa relação PSA, AAO e dipolo de precipitação ocorre na escala de meses sendo vistos somente nos compos-

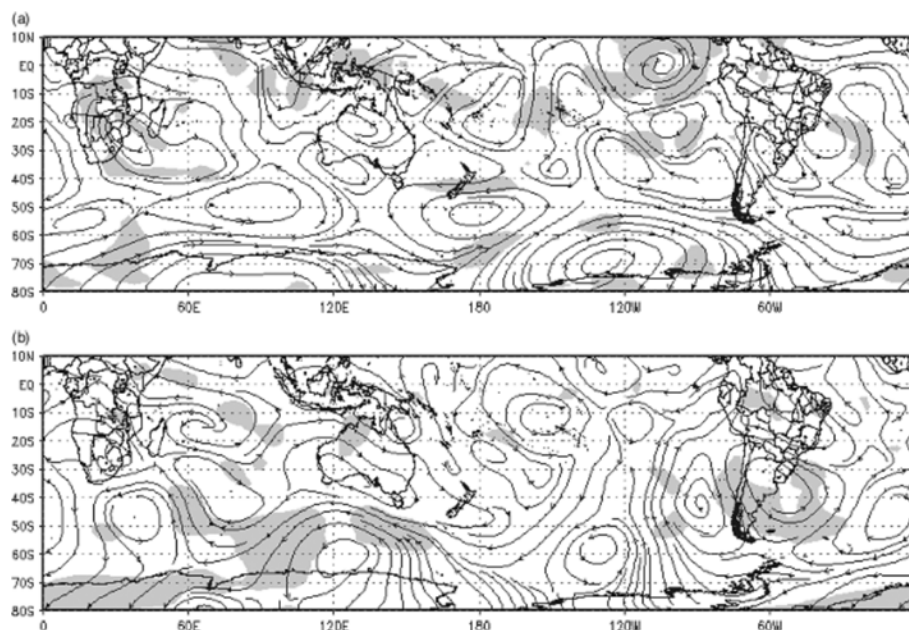


Figura 5.13 - Compostos de anomalia temporal de linhas de corrente em 200 hPa: (a) verões extremos chuvosos e (b) verões extremos secos. Sombreado: áreas com 90% de significância.

tos com a média trimestral. Em novembro, como a atuação da AAO é mais forte, essa relação ocorre na escala de um mês. A análise de ondeleta (Figura 5.9) apresentou que novembro foi o mês com as maiores potências entre a séries da AAO e AROLE na Indonésia com defasagem de até um mês, corroborando o resultado descrito anteriormente. Os resultados apresentados nesta seção foram publicados em [Vasconcellos e Cavalcanti \(2010\)](#).

Os resultados do Capítulo 4 também mostraram um papel importante da estratosfera nas características da AAO, e trabalhos anteriores mostraram, através de experimentos com modelos numéricos, que há uma possível influência da variação do ozônio estratosférico e o sinal da AAO ([SEXTON, 2001](#); [SHINDELL; SCHMIDT, 2004](#); [THOMPSON et al., 2011](#)). No próximo capítulo são apresentados os resultados de experimentos com o MCGA do CPTEC com aumento e com diminuição do ozônio da estratosfera com o intuito de entender melhor como a variação do ozônio pode influenciar nas características da AAO.

5.3 Sumário

Neste capítulo foram estudadas as influências da AAO sobre o clima na AS e oceanos adjacentes AAO. Os seguintes assuntos foram abordados:

- Em geral a relação entre AAO e a temperatura do ar em baixos níveis não difere entre o período ativo e inativo; assim como trabalhos anteriores (GILLETT et al., 2006), os resultados mostraram, em novembro, correlação positiva da AAO com a temperatura no sul da AS, com o Atlântico tropical e sudoeste;
- Na precipitação, constatou-se que somente em novembro as fases da AAO atuam de forma oposta no continente, com um dipolo sobre a AS, com anomalias negativas sobre o sul do Brasil/Bacia do Prata e anomalias positivas ao norte na fase positiva da AAO; que esse dipolo é ocasionado pela intensificação do centro a sudoeste da AS pela AAO e que este centro está relacionado ao PSA iniciado na região da Austrália;
- Mostrou-se que as correlações entre o índice AAO e a TSM, AROLE e temperatura do ar em baixos níveis apresentados mostram uma relação entre o ENOS, ZCIT no Atlântico e as fases da AAO somente em novembro, onde a fase positiva (negativa) da AAO sugere as configurações dessas variáveis para La Niña (El Niño).
- Relação entre a anomalia de ROLE na Indonésia e a AAO -
 - Mostrou-se que essa relação ocorre em diversas escalas de tempo;
 - Concluiu-se que, apesar de terem mecanismos distintos e a AAO ocorrer em anos neutros também, há uma influência da convecção na Indonésia, que pode estar relacionada ao ENOS, no padrão anular da AAO em novembro; que na escala de meses, essa influência da convecção na Indonésia na AAO ocorre via PSA onde os centros mais ao sul desse PSA influenciariam a fase da AAO intensificando (enfraquecendo) o padrão anular em latitudes médias na fase positiva (negativa); que a AAO intensifica o centro do PSA junto a AS gerando novos centros no continente e, assim, alterando a ZCAS; que a anomalia de convecção no continente por sua vez, geraria outro trem de onda que atravessa o Atlântico e o Índico, alcançando a região próxima à Indonésia e influenciando a convecção nesta região, fechando o ciclo;
 - Concluiu-se também que a AAO influencia no padrão PSA reforçando-o, quando a AROLE na Indonésia e a AAO possuem sinais opostos ou enfraquecendo o PSA quando possuem sinais iguais;
- Relação entre os extremos de precipitação sobre parte da Região Sudeste do Brasil durante o verão e sua relação com a AAO -

Os verões extremos chuvosos e secos em parte da Região Sudeste do Brasil também mostram a relação AAO, PSA e dipolo de precipitação sobre a AS, apesar dos compostos de janeiro para AAO extrema não apresentar essa relação; a sugestão é que, no verão essa relação ocorra em escala de meses, enquanto que em novembro, quando a AAO está ativa, essa relação ocorra na escala de um mês.

6 ANÁLISE DOS EXPERIMENTOS COM O MCGA DO CPTEC

Nesta seção primeiramente foi avaliada a representação da AAO no MCGA do CPTEC com a configuração descrita na metodologia. Após, foi avaliado o impacto da variação do ozônio estratosférico (experimentos ozônio máximo e mínimo) na climatologia e nas características atmosféricas relacionadas à AAO representadas pelo modelo.

6.1 Dispersão entre os membros do modelo em cada experimento

Com o intuito de avaliar a dispersão entre os membros do experimento controle, foram confeccionados gráficos do tipo 'spaguetti' com os sete membros do experimento (Anexo). As Tabelas 6.1 a 6.4 mostram, para cada membro de cada experimento, os valores médios na região da AS e oceanos adjacentes (180°W - 0° e 60°S - 15°N), a média dos membros nessa região e o desvio-padrão entre os membros das mesmas variáveis apresentadas nos diagramas 'spaguetti' (temperatura em 850 hPa, altura geopotencial em 500, 200 e 50 hPa). As tabelas correspondem à média entre 1980 e 1989 para os meses de janeiro, abril, julho e novembro, respectivamente. A temperatura do ar em 850 hPa foi a variável com a menor dispersão, apresentando um desvio-padrão de $0,2^{\circ}\text{C}$ entre membros de um mesmo mês em um mesmo experimento. A altura geopotencial em 500 hPa apresentou uma diferença máxima entre membros de um mesmo experimento de 6,4 m (experimento mínimo - julho - Tabela 6.3). Com relação à altura geopotencial em 200 hPa, a diferença máxima entre membros de um mesmo experimento foi de 9,9 m (experimento mínimo - julho - Tabela 6.3). A altura geopotencial em 50 hPa apresentou uma diferença máxima entre membros de um mesmo experimento de 11 m (novembro - experimento máximo - Tabela 6.4). O aumento das diferenças de altura geopotencial com aumento da altura é esperado, uma vez que os valores de altura geopotencial também aumentam com a altura.

Tabela 6.1 - Valores médios entre 180°W-0° e 60°S-15°N para cada membro em cada experimento: janeiro (1980-89).

EXPERIMENTOS	TEMPERATURA DO AR EM 850 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 500 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 200 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 50 HPA
CONTROLE	11,8; 11,8; 11,7; 11,7; 11,8; 11,8; 11,8 Média: 11,8 Desvio-padrão: 0,2	5762,4; 5762,3; 5760,4; 5763,0; 5760,3; 5759,5; 5759,9 Média: 5761,1 Desvio-padrão: 4,7	12191,5; 12185,2; 12182,3; 12184,7; 12186,4; 12184,6; 12184,9 Média: 12185,6 Desvio-padrão: 7,7	20564,2; 20554,2; 20550,4; 20555,4; 20563,1; 20557,1; 20555,7 Média: 20557,1 Desvio-padrão: 6,4
MÁXIMO	11,9; 11,9; 11,9; 11,9; 11,9; 11,9; 11,9 Média: 11,9 Desvio-padrão: 0,2	5765,5; 5764,1; 5762,3; 5762,0; 5762,4; 5761,9; 5761,7 Média: 5762,8 Desvio-padrão: 4,0	12222,6; 12219,6; 12219,1; 12217,1; 12218,3; 12217,5; 12218,4 Média: 12218,9 Desvio-padrão: 5,9	21228,8; 21219,5; 21220,5; 21215,7; 21218,6; 21213,4; 21215,1 Média: 21218,8 Desvio-padrão: 6,2
MÍNIMO	11,8; 11,7; 11,7; 11,7; 11,8; 11,7; 11,7 Média: 11,7 Desvio-padrão: 0,2	5758,6; 5761,2; 5762,4; 5759,5; 5759,2; 5758,4; 5760,1 Média: 5759,93 Desvio-padrão: 4,4	12179,1; 12174,7; 12177,5; 12175,0; 12176,2; 12173,2; 12174,5 Média: 12175,7 Desvio-padrão: 7,7	20234,8; 20224,8; 20231,4; 20226,3; 20234,9; 20230,4; 20229,3 Média: 20230,3 Desvio-padrão: 7,3

Tabela 6.2 - Valores médios entre 180°W-0° e 60°S-15°N para cada membro em cada experimento: abril (1980-89).

EXPERIMENTOS	TEMPERATURA DO AR EM 850 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 500 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 200 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 50 HPA
CONTROLE	11,4; 11,3; 11,4; 11,4; 11,4; 11,4; 11,4	5750,2; 5747,2; 5748,6; 5747,9; 5747,5; 5746,6; 5746,6	12163,5; 12157,3; 12158,5; 12157,9; 12158,1; 12155,8; 12156,6	20521,2; 20514,9; 20515,5; 20520,1; 20518,7; 20512,7; 20518,1
	Média: 11,4	Média: 5747,8	Média: 12158,3	Média: 20517,3
	Desvio-padrão: 0,2	Desvio-padrão: 4,5	Desvio-padrão: 7,6	Desvio-padrão: 6,1
MÁXIMO	11,5; 11,5; 11,5 11,5; 11,5; 11,5; 11,5	5754,9; 5752,8; 5754,2; 5750,6; 5751,3; 5751,6; 5752,3	12200,4; 12196,1; 12197,9; 12195,2; 12194,5; 12194,7; 12196,3	21169,1; 21153,0; 21154,7; 21153,6; 21152,2; 21150,9; 21156,0
	Média: 11,5	Média: 5752,5	Média: 12196,4	Média: 21155,6
	Desvio-padrão: 0,2	Desvio-padrão: 5,2	Desvio-padrão: 7,6	Desvio-padrão: 7,6
MÍNIMO	11,3; 11,3; 11,3; 11,3; 11,3; 11,3; 11,3	5749,4; 5748,6; 5746,6; 5747,2; 5746,1; 5744,7; 5747,4	12152,0; 12148,6; 12145,0; 12148,0; 12146,4; 12144,4; 12147,1	20184,4; 20182,5; 20179,7; 20187,7; 20182,5; 20185,8; 20183,2
	Média: 11,3	Média: 5747,1	Média: 12147,3	Média: 20183,7
	Desvio-padrão: 0,2	Desvio-padrão: 4,8	Desvio-padrão: 7,4	Desvio-padrão: 5,2

Tabela 6.3 - Valores médios entre 180°W-0° e 60°S-15°N para cada membro em cada experimento: julho (1980-89).

EXPERIMENTOS	TEMPERATURA DO AR EM 850 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 500 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 200 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 50 HPA
CONTROLE	8,9; 9,0; 8,9; 8,9; 8,9; 8,9; 9,0 Média: 8,9 Desvio-padrão: 0,2	5702,9; 5701,5; 5702,0; 5702,8; 5705,5; 5702,0; 5700,7 Média: 5702,5 Desvio-padrão: 4,7	12055,1; 12051,8; 12053,3; 12055,0; 12059,4; 12055,7; 12053,3 Média: 12054,8 Desvio-padrão: 7,1	20437,5; 20427,1; 20430,1; 20432,3; 20435,4; 20436,9; 20431,9 Média: 20433,0 Desvio-padrão: 8,7
MÁXIMO	8,9; 9,0; 9,0; 9,0; 9,0; 9,0; 9,0 Média: 9,0 Desvio-padrão: 0,2	5708,4; 5709,9; 5712,3; 5711,0; 5710,6; 5709,3; 5709,4 Média: 5710,1 Desvio-padrão: 5,5	12092,2; 12092,4; 12095,3; 12099,0; 12097,0; 12094,5; 12095,2 Média: 12095,1 Desvio-padrão: 7,6	21024,6; 21006,7; 21007,2; 21016,0; 21012,8; 21009,4; 21011,4 Média: 21012,5 Desvio-padrão: 10,4
MÍNIMO	8,9; 8,9; 8,9; 8,9; 8,9; 8,9; 8,9 Média: 8,9 Desvio-padrão: 0,2	5703,2; 5702,3; 5698,6; 5700,2; 5702,0; 5701,9; 5699,3 Média: 5701,1 Desvio-padrão: 6,4	12045,2; 12043,2; 12035,6; 12043,2; 12041,8; 12045,1; 12039,6 Média: 12042,0 Desvio-padrão: 9,9	20085,5; 20079,7; 20070,9; 20085,4; 20077,8; 20082,7; 20073,1 Média: 20079,3 Desvio-padrão: 9,5

Tabela 6.4 - Valores médios entre 180°W-0° e 60°S-15°N para cada membro em cada experimento: novembro (1980-89).

EXPERIMENTOS	TEMPERATURA DO AR EM 850 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 500 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 200 HPA	ALTURA GEOPOTENCIAL EM 50 HPA
CONTROLE	10,5; 10,5; 10,4; 10,4; 10,4; 10,5; 10,4	5734,9; 5737,5; 5735,1; 5734,3; 5735,3; 5731,7; 5735,7	12118,9; 12121,0; 12115,6; 12116,1; 12116,5; 12110,4; 12116,6	20510,2; 20511,3; 20503,7; 20502,9; 20506,0; 20499,7; 20506,1
	Média: 10,4	Média: 5734,9	Média: 12116,4	Média: 20505,7
	Desvio-padrão: 0,2	Desvio-padrão: 5,9	Desvio-padrão: 9,2	Desvio-padrão: 8,3
MÁXIMO	10,6; 10,6; 10,6; 10,6; 10,6; 10,6; 10,6	5741,3; 5740,6; 5739,6; 5739,2; 5738,7; 5737,2; 5740,9	12156,1; 12155,9; 12153,9; 12153,0; 12153,3; 12150,8; 12155,0	21152,1; 21142,7; 21140,4; 21131,2; 21136,2; 21135,0; 21136,5
	Média: 10,6	Média: 5739,6	Média: 12154,0	Média: 21139,2
	Desvio-padrão: 0,2	Desvio-padrão: 3,7	Desvio-padrão: 5,6	Desvio-padrão: 11,0
MÍNIMO	10,5; 10,4; 10,4; 10,4; 10,5; 10,5; 10,5	5733,3; 5734,5; 5732,8; 5732,6; 5733,9; 5731,1; 5733,9	12105,9; 12102,8; 12103,5; 12100,8; 12106,1; 12101,6; 12106,5	20153,8; 20148,4; 20154,1; 20147,8; 20152,4; 20149,4; 20152,0
	Média: 10,5	Média: 5733,2	Média: 12103,9	Média: 20151,1
	Desvio-padrão: 0,2	Desvio-padrão: 5,2	Desvio-padrão: 8,2	Desvio-padrão: 7,8

6.2 Validação do modelo

Com o objetivo de validar o modelo na configuração utilizada neste trabalho, foi primeiramente avaliada a concentração de ozônio na estratosfera nos três experimentos. Na Figura 6.1, as séries temporais da razão de mistura do ozônio em 50 hPa médio ao sul de 60°S para os três experimentos mostram uma variabilidade intrassazonal da concentração de ozônio, com um máximo no início do outono e um mínimo no final do inverno. Uma vez que, ao longo da integração, não há modificação do ozônio que entra no modelo, o ozônio permanece com a mesma variação ao longo dos anos. Essa variabilidade também é observada nos mapas com a razão de mistura do ozônio em 50 hPa (Figura 6.2) Nota-se também que os maiores valores ocorrem, em ambos os hemisférios, em latitudes mais altas de 30°.

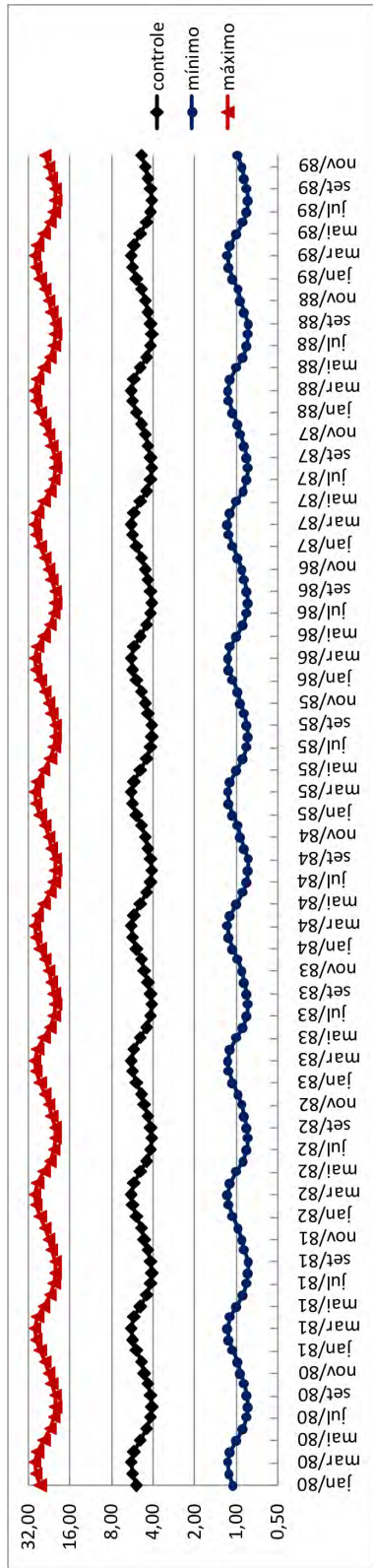


Figura 6.1 - Razão de mistura do ozônio ($\times 10^6 \text{ g.kg}^{-1}$) em 50 hPa médio ao sul de 60°S .

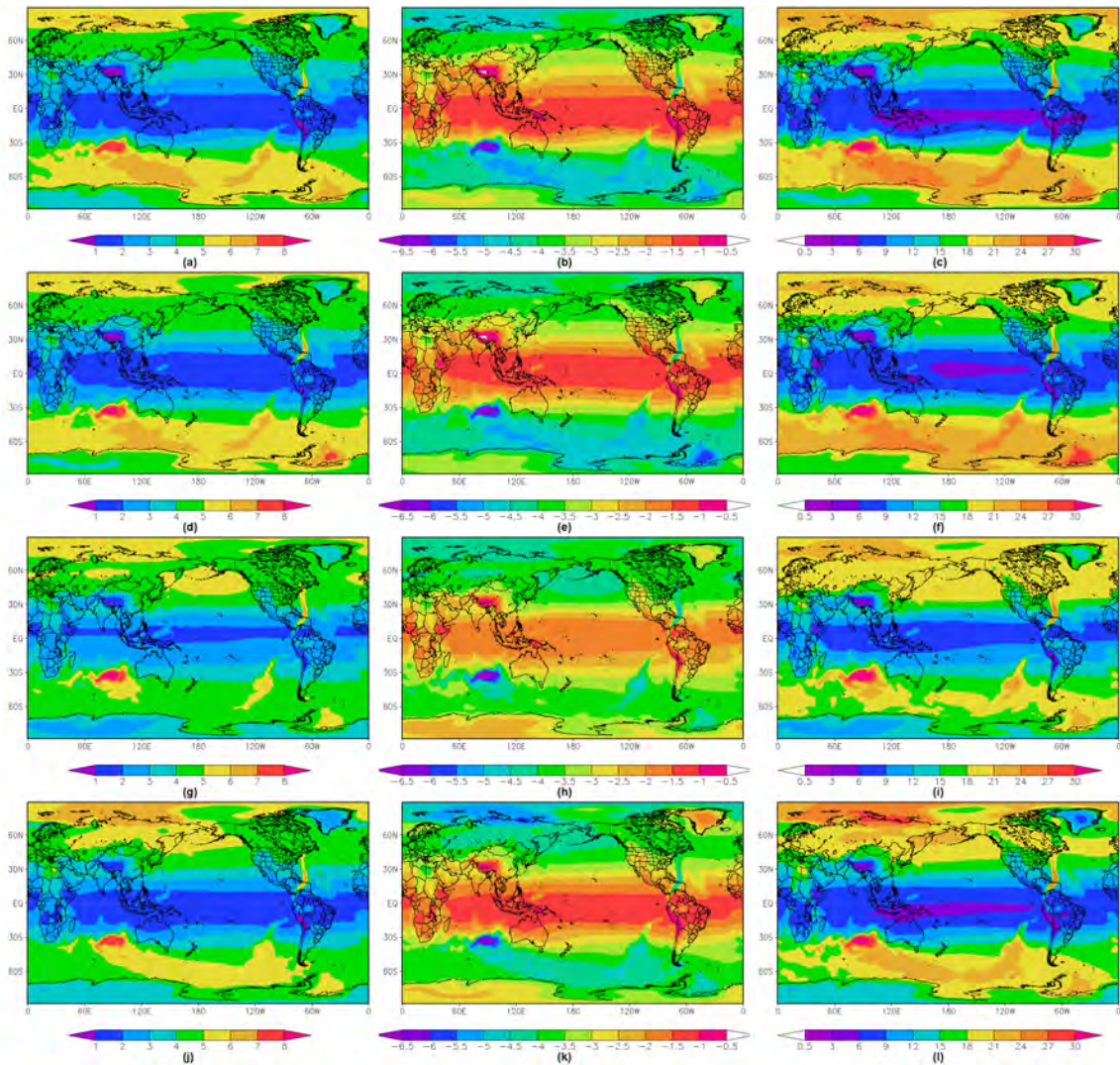


Figura 6.2 - Razão de mistura do ozônio ($\times E^{+06} \text{ g.kg}^{-1}$) em 50 hPa: (a-c) janeiro, (d-f) abril, (g-i) julho e (j-l) novembro. Lado esquerdo: experimento controle. Meio: experimento mínimo menos o controle. Lado direito: experimento máximo menos o controle.

Uma comparação entre a climatologia extraída do modelo (média dos membros do experimento controle) e a climatologia da Reanálise 2 e do GPCP (precipitação) para o mesmo período é apresentada à seguir. A Figura 6.3 apresenta a PNMM e linhas de corrente em 850 hPa para os meses representativos de cada estação (janeiro, abril, julho e novembro). Esses campos no MCGA conseguem representar o posicionamento das Altas Subtropicais. Porém o modelo superestima a intensidade das mesmas. O modelo também representa a circulação da Monção da Ásia (diferenças entre janeiro e julho), entretanto superestima a alta (inverno boreal - janeiro) e a baixa (verão boreal - julho) sobre o continente asiático. O modelo superestima também a PNMM na AS em todos os meses, e na

América do Norte em janeiro e novembro. Entretanto, o modelo é capaz de simular bem as diferenças no escoamento sobre a AS entre janeiro e julho, que são importantes para o Sistema de Monção da AS, como discutido em [Raia e Cavalcanti \(2008\)](#). A habilidade do modelo em simular essas características da Monção foi mostrada em [Silva \(2009\)](#). Em janeiro e em abril, o modelo subestima a PNMM nos pólos. Em julho e novembro há uma superestimativa da PNMM no continente Antártico. [Cavalcanti et al. \(2002\)](#) também encontraram subestimativas nas latitudes altas nos dois hemisférios durante o verão (DJF), entretanto, eles também encontraram essa subestimativa no inverno (JJA) e os valores em ambas estações são menores que os encontrados neste trabalho. As diferenças da PNMM nas latitudes polares encontradas na Figura 6.3 podem ser relacionadas a um problema nesta versão do MCGA do CPTEC com a interpolação do arquivo de entrada no modelo referente à variância de topografia. Essas diferenças apresentadas entre a pressão do modelo e da Reanálise 2 sobre a Antártica em todos os meses pode levar a uma diferença na intensidade da AAO e na sua sazonalidade.

A Figura 6.4 apresenta as linhas de corrente e magnitude do vento em 250 hPa para os meses representativos de cada estação. Essa configuração do modelo consegue representar a Alta da Bolívia em janeiro, porém o Cavado do Nordeste não foi bem representado. O modelo representa também a sazonalidade dos jatos nos dois hemisférios, porém há discrepâncias na intensidade e posição. Em geral no HN, há um deslocamento do jato para norte no modelo em relação à Reanálise 2. No HS, o modelo superestima o jato em todos os meses.

Comparando a precipitação do GPCP e a precipitação do modelo para os quatro meses (Figura 6.5), nota-se que esta configuração do MCGA representa bem a sazonalidade da ZCIT, e da ZCPS, porém superestimando a intensidade. Assim como nos resultados de [Cavalcanti et al. \(2002\)](#), essa configuração do modelo também representou a sazonalidade da precipitação associada à ZCAS (Figura 6.5 a-c e j-l), porém também superestima em ambos os meses. A precipitação sobre a Amazônia e a precipitação de monção na Índia, no leste da Ásia e na Indonésia são subestimadas. A precipitação da Região Nordeste é superestimada em todos os meses. A diminuição (aumento) da precipitação na região amazônica (Região Nordeste e ZCAS) está de acordo com a circulação em baixos níveis (Figura 6.3). O campo de diferença entre o experimento controle e a Reanálise 2 (Figura 6.3 - lado direito) mostra uma confluência anômala na região oceânica da ZCAS; uma anomalia do escoamento vindo da região equatorial durante o verão,

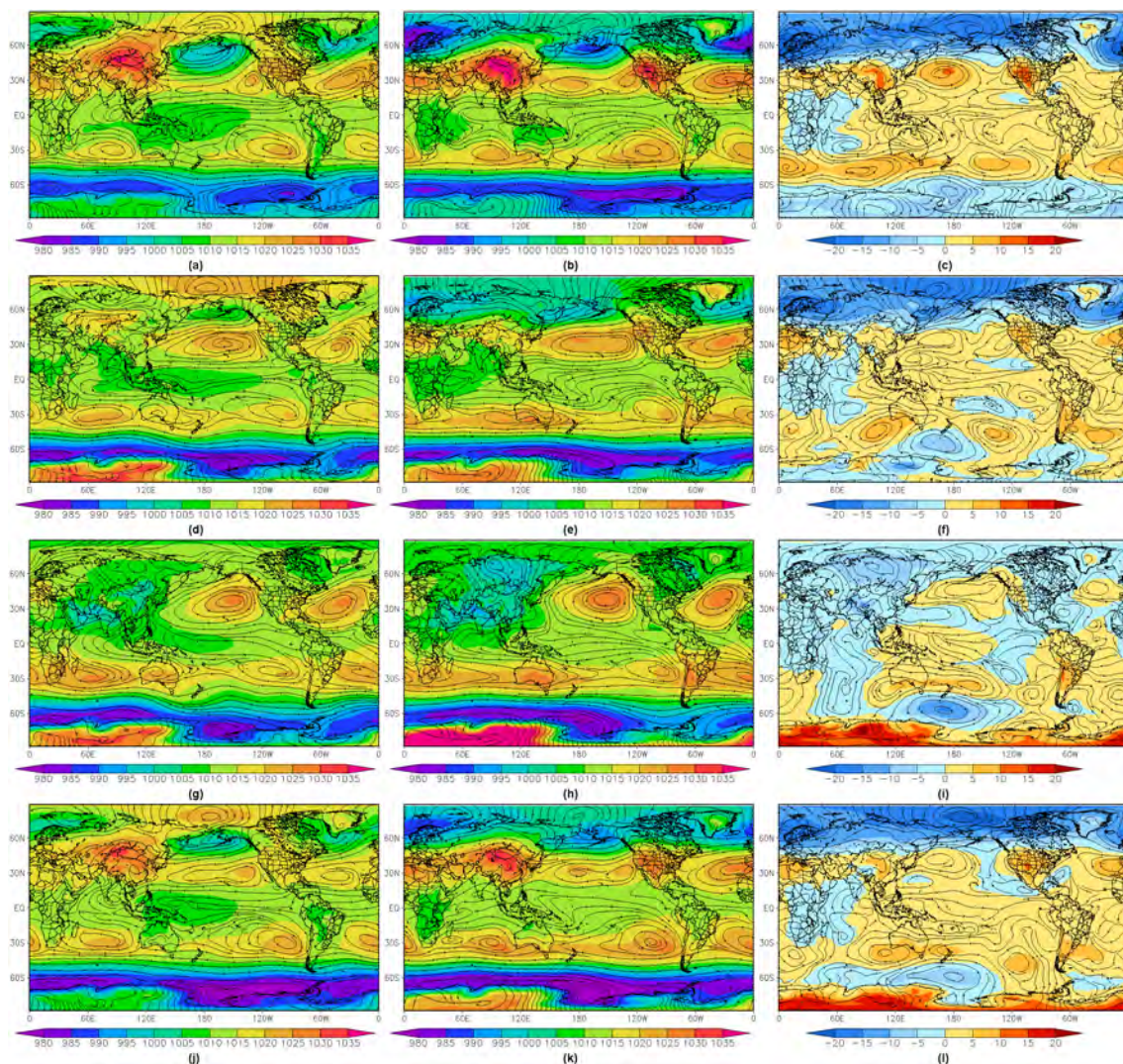


Figura 6.3 - PNMM (hPa) e linhas de corrente em 850 hPa média entre 1980-89: (a-c) janeiro, (d-f) abril, (g-i) julho, (j-l) novembro. Lado esquerdo: Reanálise 2 do NCEP/NCAR. Meio: Experimento controle. Lado direito: Modelo menos Reanálise 2.

com a circulação alcançando mais a Região Nordeste do que a Amazônia; e uma anomalia no escoamento do Atlântico para a Região Nordeste nas outras estações. As maiores superestimativas são encontradas no Pacífico leste próximo à América Central, nos quatro meses, mas com intensidade maior em janeiro e novembro. Essa superestimativa também pode ter um impacto na precipitação da Amazônia, que apresenta uma deficiência de precipitação.

De uma forma geral, esta configuração do modelo representa as características climatológicas. Entretanto, têm que ser levado em consideração nos experimentos as principais deficiências observadas nos resultados acima, tais como na

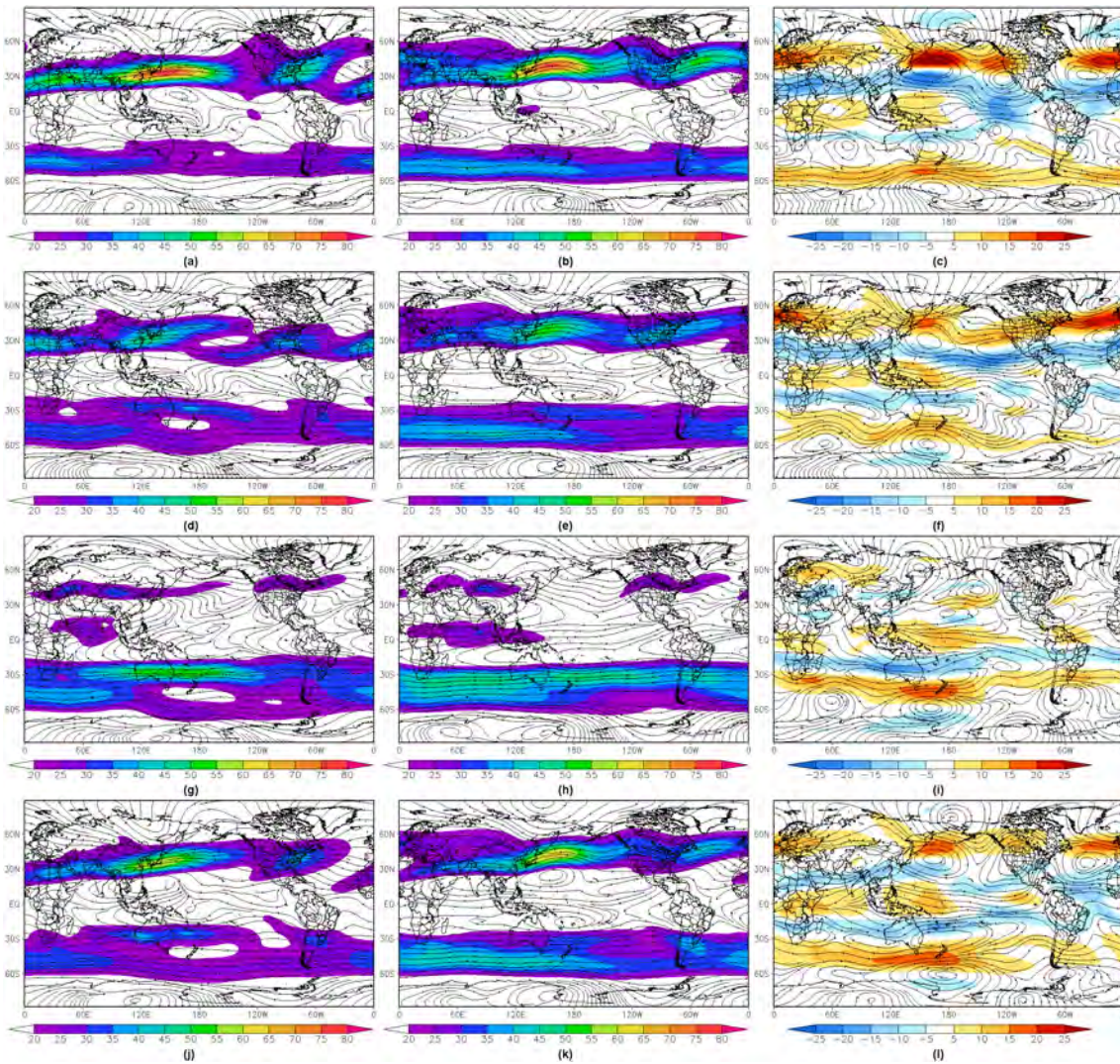


Figura 6.4 - Linhas de corrente e magnitude do vento (m.s^{-1}) em 250 hPa média entre 1980-89: (a-c) janeiro, (d-f) abril, (g-i) julho, (j-l) novembro. Lado esquerdo: Reanálise 2 do NCEP/NCAR. Meio: Experimento controle. Lado direito: Modelo menos Reanálise 2.

representação da precipitação na Amazônia e da região da ZCAS, do Cavado do NEB, as diferenças da PNMM na Antártica, a subestimativa na região da Indonésia e a superestimativa dos jatos no HS.

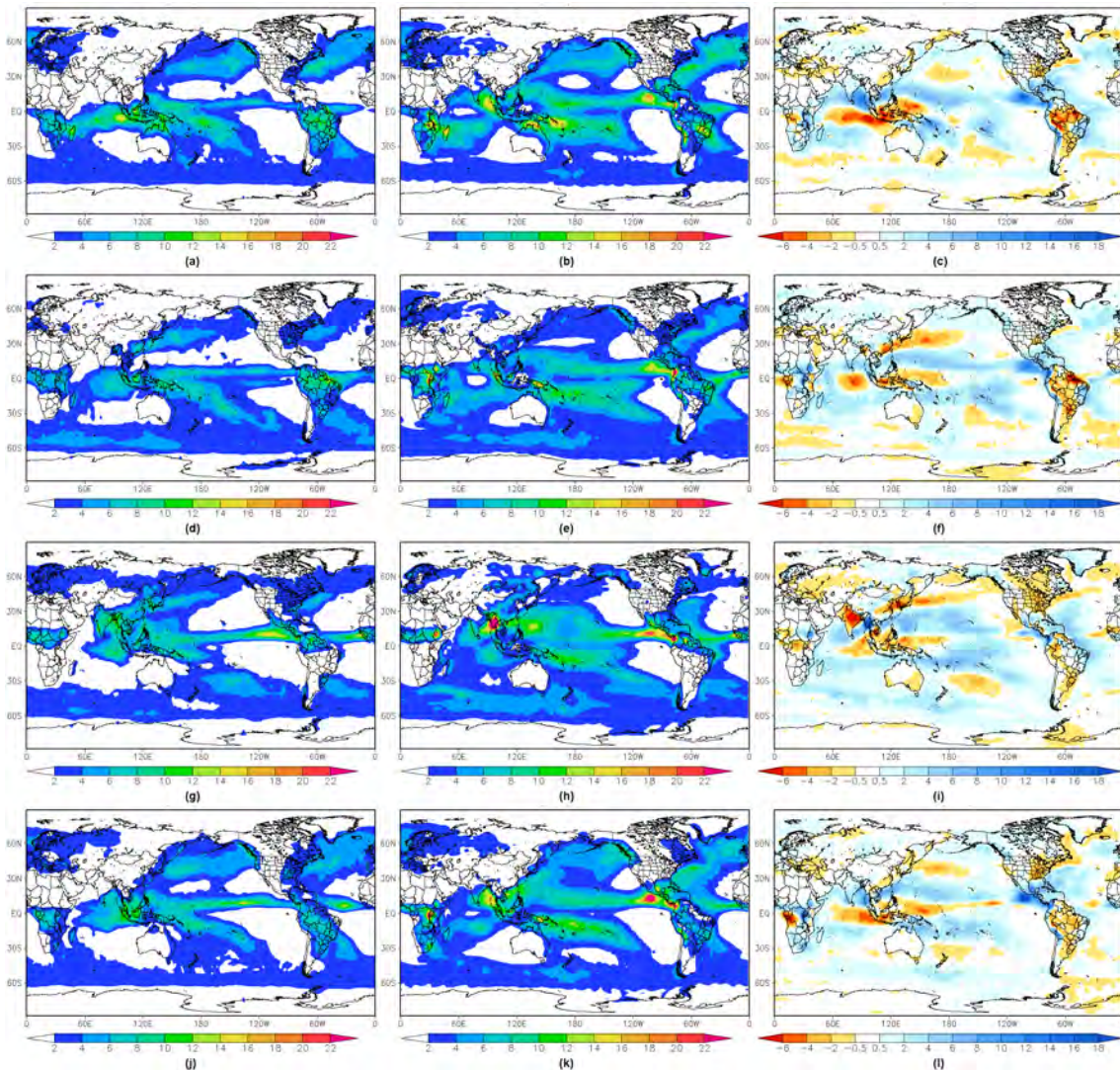


Figura 6.5 - Precipitação ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$) média entre 1980-89: (a-c) janeiro, (d-f) abril, (g-i) julho, (j-l) novembro. Lado esquerdo: GPCP. Meio: Experimento controle. Lado direito: Modelo menos GPCP.

6.3 Avaliação do impacto da variação do ozônio na climatologia do modelo

As análises a seguir têm como objetivo avaliar o papel da variação do ozônio na climatologia representada pelo modelo (experimento controle). A Figura 6.6 apresenta a série temporal do saldo de radiação de onda curta na superfície para a Reanálise 2 e para os experimentos. Os experimentos e a Reanálise mostram um máximo da radiação no verão e um mínimo no inverno, com os máximos mais intensos nos experimentos do que na Reanálise 2. Os verões possuem menores saldos de radiação no experi-

mento máximo e os maiores saldos no experimento mínimo, embora a diferença entre os experimentos controle e mínimo sejam pequenas. Este resultado está de acordo com a Figura 6.1.

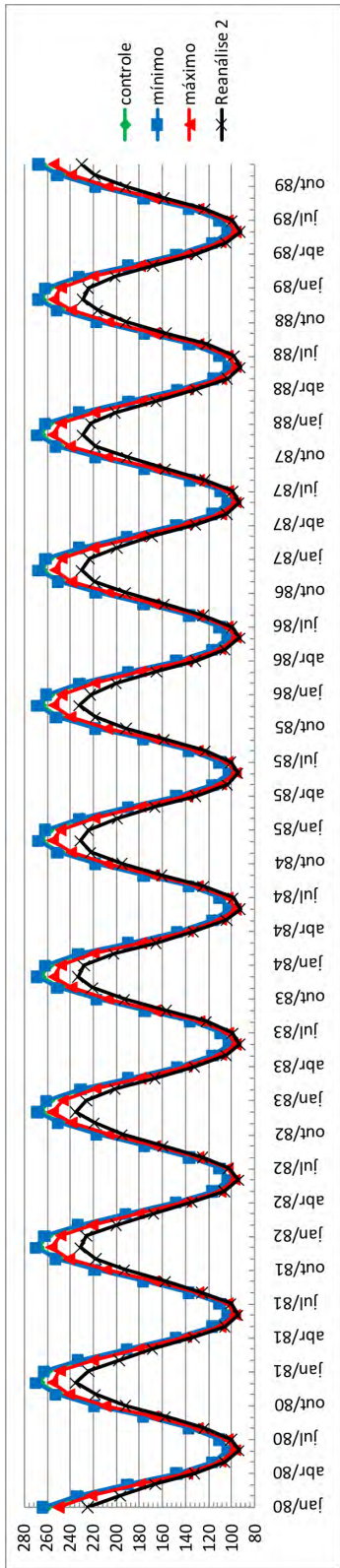


Figura 6.6 - Série temporal de saldo radiação de onda curta (descendente menos ascendente) ($W.m^{-2}$) na superfície média no HS. Linha preta: Reanálise 2. Linha verde: média dos sete membros do experimento controle. Linha azul: média dos sete membros do experimento mínimo. Linha vermelha: média dos sete membros de experimento máximo.

As figuras a seguir apresentam a subtração entre a climatologia dos experimentos O_3 mínimo e O_3 máximo e a climatologia do controle. Analisando as diferenças na precipitação entre os dois experimentos (mínimo e máximo) e o experimento controle (Figura 6.7), nota-se, em geral uma intensificação (enfraquecimento) da precipitação no experimento mínimo (máximo). Esse resultado é confirmado pela média global do experimento mínimo/máximo menos o controle nos quatro meses (Tabela 6.5). A ZCIT acompanha esse comportamento geral. Em janeiro e em abril, há uma intensificação (enfraquecimento) da precipitação no norte do Pacífico no experimento mínimo (máximo). De uma forma geral, o impacto da diminuição (aumento) do O_3 na precipitação modelada pode ser explicado pelo aumento (diminuição) da radiação de onda curta na atmosfera (Figura 6.6). Esse aumento (diminuição) da radiação no experimento mínimo (máximo) provocaria um aumento (diminuição) da temperatura do ar, maior (menor) evaporação, no final, causando uma maior (menor) precipitação. Uma exceção ocorre na região da ZCAS, em janeiro e novembro, onde o experimento máximo provoca uma intensificação da precipitação.

Tabela 6.5 - Diferença da média global da precipitação (mm.mês⁻¹) para entre os experimentos mínimo e controle e os experimentos máximo e controle (1980-1989).

	MÍNIMO MENOS CONTROLE	MÁXIMO MENOS CONTROLE
JANEIRO	2,5	-5,9
ABRIL	2,4	-5,2
JULHO	2,2	-5,5
NOVEMBRO	2,6	-5,6

A Figura 6.8 apresenta as subtrações da PNMM e linhas de corrente em 850 hPa dos experimentos mínimo (lado esquerdo) e máximo (lado direito) com o experimento controle para os quatro meses. Em janeiro (Figura 6.8 a-b), a diminuição (aumento) do ozônio na estratosfera, causa uma diminuição (aumento) da PNMM na maior parte da Antártica com relação à saída controle do modelo. O experimento máximo apresenta um aumento de pressão sobre a Antártica e uma diminuição da PNMM sobre toda a faixa de latitudes médias no HS, gerando um enfraquecimento das Altas Subtropicais no HS. No HN, o oposto ocorre, aumentando (diminuindo) a PNMM nas latitudes altas no experimento mínimo (máximo)

em comparação com o experimento controle. Nas latitudes médias do HN, o experimento mínimo (máximo) apresenta uma diminuição (aumento) de pressão. A exceção ocorre no Atlântico, onde, no experimento mínimo há um aumento da PNMM em relação ao controle.

Ressalta-se que no experimento máximo (Figura 6.8 b), há um cavado anômalo, com diminuição da PNMM no Atlântico Sul, estendendo-se para a região da ZCAS, onde há excesso de precipitação (Figura 6.7 b). Há também um escoamento anômalo vindo da região amazônica e confluindo próximo à região da ZCAS. No experimento mínimo (Figura 6.8 a), há circulação anômala anticiclônica próxima ao sudeste da América do Sul e a anomalia no escoamento ocorre da região da ZCAS para a região amazônica, oposta ao experimento máximo. Esses resultados explicam a intensificação (enfraquecimento) da precipitação associada à ZCAS com o aumento (diminuição) do O_3 .

Em abril (Figura 6.8 c-d), as configurações da PNMM e linhas de corrente em 850 hPa nos pólos para ambos experimentos se comportam como em janeiro, porém com intensidades diferentes. Sobre o sul do Brasil o experimento máximo indica uma diminuição de pressão enquanto o experimento mínimo indica um aumento de pressão, consistente com o sinal da influência do O_3 na configuração da AAO.

Em julho (Figura 6.8 e-f), o padrão se inverte e as regiões polares no HS e HN apresentam uma configuração oposta a janeiro e abril. No HS há um aumento (diminuição) da PNMM na região polar no experimento mínimo (máximo) com relação ao experimento controle. A configuração dos experimentos no HS para o mês de novembro (Figura 6.8 g-h) se assemelha a julho, porém com menor intensidade. No HN, o padrão em novembro se assemelha em sinal aos de janeiro e abril, porém mais enfraquecido.

Assim como em janeiro, o experimento máximo apresenta em novembro (Figura 6.8 h) um escoamento anômalo da região amazônica para a região da ZCAS, além de uma circulação ciclônica anômala. Este resultado não ocorre no experimento mínimo (Figura 6.8 g), explicando a maior intensificação da precipitação associada à ZCAS neste mês no experimento máximo.

Em geral, os padrões apresentados na Figura 6.8 sugerem que, em janeiro e abril, há uma configuração da fase positiva (negativa) da AAO no experimento mínimo (máximo) em relação ao controle, enquanto que em julho e novembro, há uma configuração da fase negativa (positiva) da AAO no experimento mínimo

(máximo), embora as diferenças maiores ocorram em janeiro e abril. No HN, o sinal da AO se comporta de forma oposta ao da AAO em todos os meses, exceto novembro e em ambos os experimentos, indicando a influência da diferença de radiação sazonal. No verão dos dois hemisférios, quando deve haver influência do O_3 na radiação, a qual chega às latitudes polares, há pressão mais baixa nessas latitudes no experimento mínimo e pressão mais alta no experimento máximo, consistente com o sinal do Modo Anular. No inverno dos dois hemisférios há pressão mais baixa na região polar no experimento máximo e pressão mais alta no experimento mínimo. Nesta estação não deveria haver impacto do ozônio na radiação, pois as duas regiões não recebem radiação solar nesta época do ano. Entretanto, o experimento máximo indica consistência sazonal com o sinal da AAO, enquanto o experimento mínimo mostra sinal oposto. Nas análises do geopotencial em altos níveis será discutida essa aparente inconsistência no experimento mínimo.

Em níveis médios, a altura geopotencial também mostra anomalias para a fase positiva (negativa) da AAO em janeiro e abril e fase negativa (positiva) em julho e novembro no experimento mínimo (máximo) em relação ao controle (Figura 6.9).

Em altos níveis, a diferença da altura geopotencial entre os experimentos mínimo/máximo e o controle (Figura 6.10) ressalta a sazonalidade em relação à AAO apresentada em níveis baixos e médios (Figuras 6.8 e 6.9, respectivamente). O aumento da altura geopotencial relacionado ao aumento do O_3 (experimento máximo - lado direito) durante os meses de janeiro (Figura 6.10 b) e abril (Figura 6.10 d), ocorre, em geral, em todas as latitudes, exceto no pólo de inverno (HN). Observa-se que no pólo de inverno, não há o alcance da radiação solar. Os valores positivos mais intensos no HS ocorrem nas latitudes polares, sugerindo uma mudança para a fase negativa da AAO ou uma intensificação da mesma em relação ao controle. No HN, os valores mais intensos positivos ocorrem em latitudes médias, onde ainda existe a incidência da radiação solar. Durante o mês de julho (Figura 6.10 f), o pólo de inverno é no HS e os maiores valores positivos de altura geopotencial ocorrem nas latitudes polares do HN, seguido pelas latitudes médias do HS. Este resultado aponta para a positiva da AAO em relação ao experimento controle. Em novembro (Figura 6.10 h), o pólo sul começa a receber a radiação solar, porém os maiores valores de altura geopotencial neste hemisfério continuam ocorrendo em latitudes médias. Isto faz com que o mês de novembro se comporte de forma semelhante ao mês de julho, com anomalias sugerindo a fase positiva da AAO. No experimento mínimo

(Figura 6.10 - lado esquerdo), a diminuição da altura geopotencial relacionada à diminuição do O_3 também ocorre, em geral, nas latitudes não pertencentes ao pólo de inverno, pois nestas não há o alcance da radiação solar. Este resultado sugere um sinal da AAO oposto ao do experimento máximo em todos os meses. Ressalta-se que as anomalias de geopotencial no experimento mínimo são mais fracas que no experimento máximo. Este resultado está de acordo com as Figuras 6.1 e 6.2 onde a variação do ozônio no experimento mínimo é menor que no experimento máximo.

A Figura 6.11 mostra, para os quatro meses, as diferenças na circulação em altos níveis entre os experimentos mínimo e controle (lado esquerdo) e entre os experimentos máximo e controle (lado direito). Em geral, os meses de janeiro (Figura 6.11 a-b) e abril (Figura 6.11 c-d) mostram uma intensificação (enfraquecimento) dos ventos no experimento mínimo (máximo) em relação ao controle na região de fronteira do máximo de anomalia negativa (positiva) de altura geopotencial em 250 hPa no HS (Figura 6.10). Esta também é a região onde há a mudança do sinal da anomalia de PNMM (Figura 6.8). Nas latitudes subtropicais, o vento se comporta de forma oposta, enfraquecendo (intensificando) no experimento mínimo (máximo) em relação ao controle. Os meses de julho (Figura 6.11 e-f) e novembro (Figura 6.11 g-h) também se comportam de forma coerente com a PNMM (Figura 6.8) e com a altura geopotencial em níveis médios (Figura 6.9) e altos (Figura 6.10), apresentando um enfraquecimento (intensificação) dos ventos no experimento mínimo (máximo) em relação ao controle na mesma região onde há a mudança do sinal da anomalia de PNMM e de altura geopotencial. Estes resultados corroboram que o experimento mínimo (máximo) aponta para uma intensificação ou mudança para a fase positiva (negativa) da AAO em janeiro e abril e para a fase negativa (positiva) em julho e novembro.

De uma forma geral a comparação da climatologia do modelo nos experimentos em relação ao controle aponta para uma anomalia positiva (negativa) do sinal da AAO em janeiro e abril (julho e novembro) no experimento mínimo e o oposto no experimento máximo. Esses resultados complementam estudos anteriores (SEXTON, 2001; GILLET; THOMPSON, 2003; SHINDELL; SCHMIDT, 2004), uma vez que eles apontaram que a diminuição do ozônio causa uma configuração da fase positiva da AAO em geral e não somente no primeiro semestre. Ressalta-se que as maiores diferenças dos experimentos mínimo/máximo com o controle ocorrem em janeiro. Uma vez que a mudança do O_3 ocorreu na estratosfera, esperava-se que o maior impacto fosse em novembro, onde ocorre o período ativo da AAO.

Com estes resultados torna-se interessante investigar melhor a representação das características da AAO nos três experimentos, de forma a entender o resultado apresentado na comparação climatológica entre os experimentos mínimo e máximo e o experimento controle.

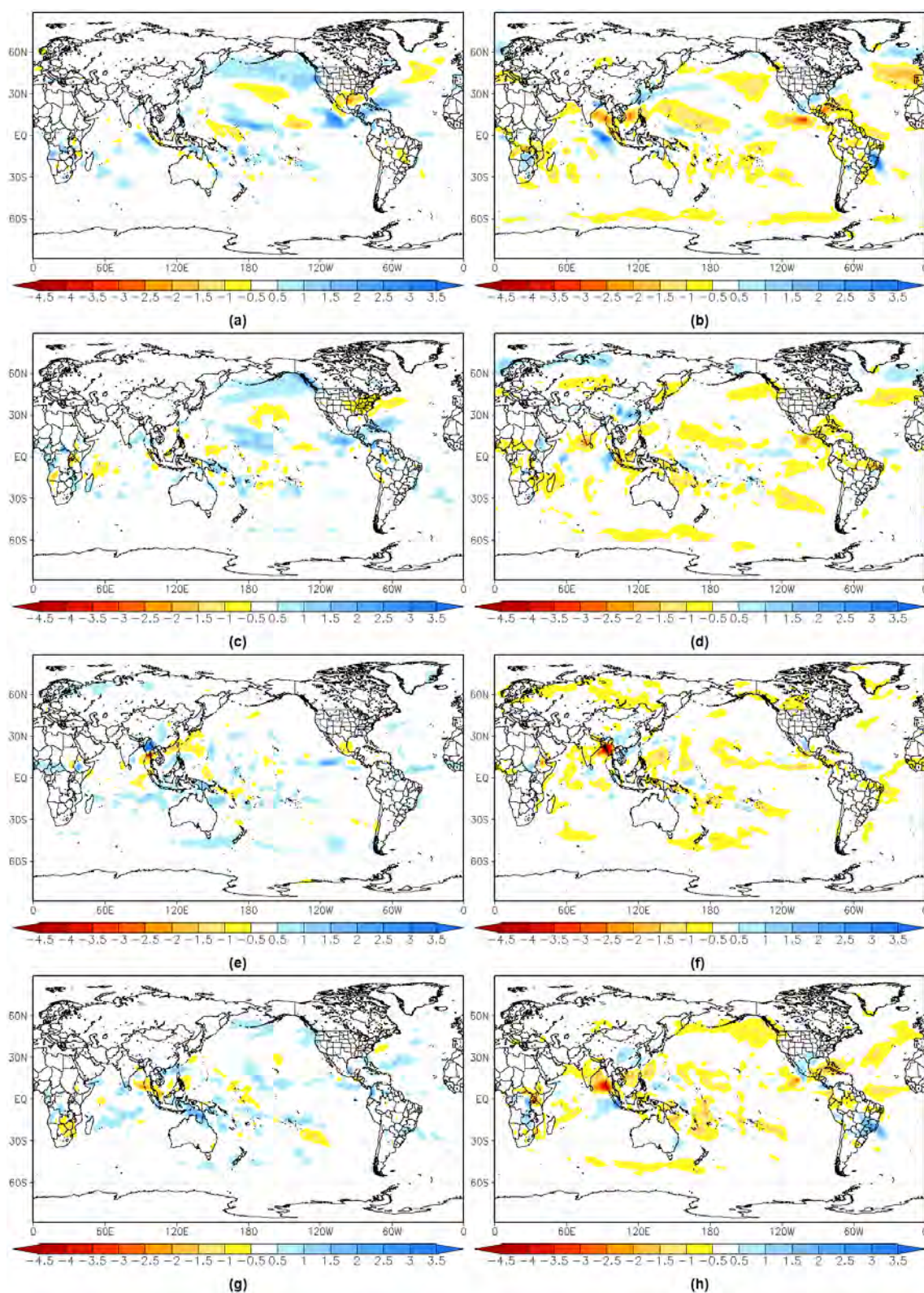


Figura 6.7 - Precipitação ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$) média entre 1980-89: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho, (g-h) novembro. Lado esquerdo: experimento mínimo menos controle. Lado direito: experimento máximo menos controle.

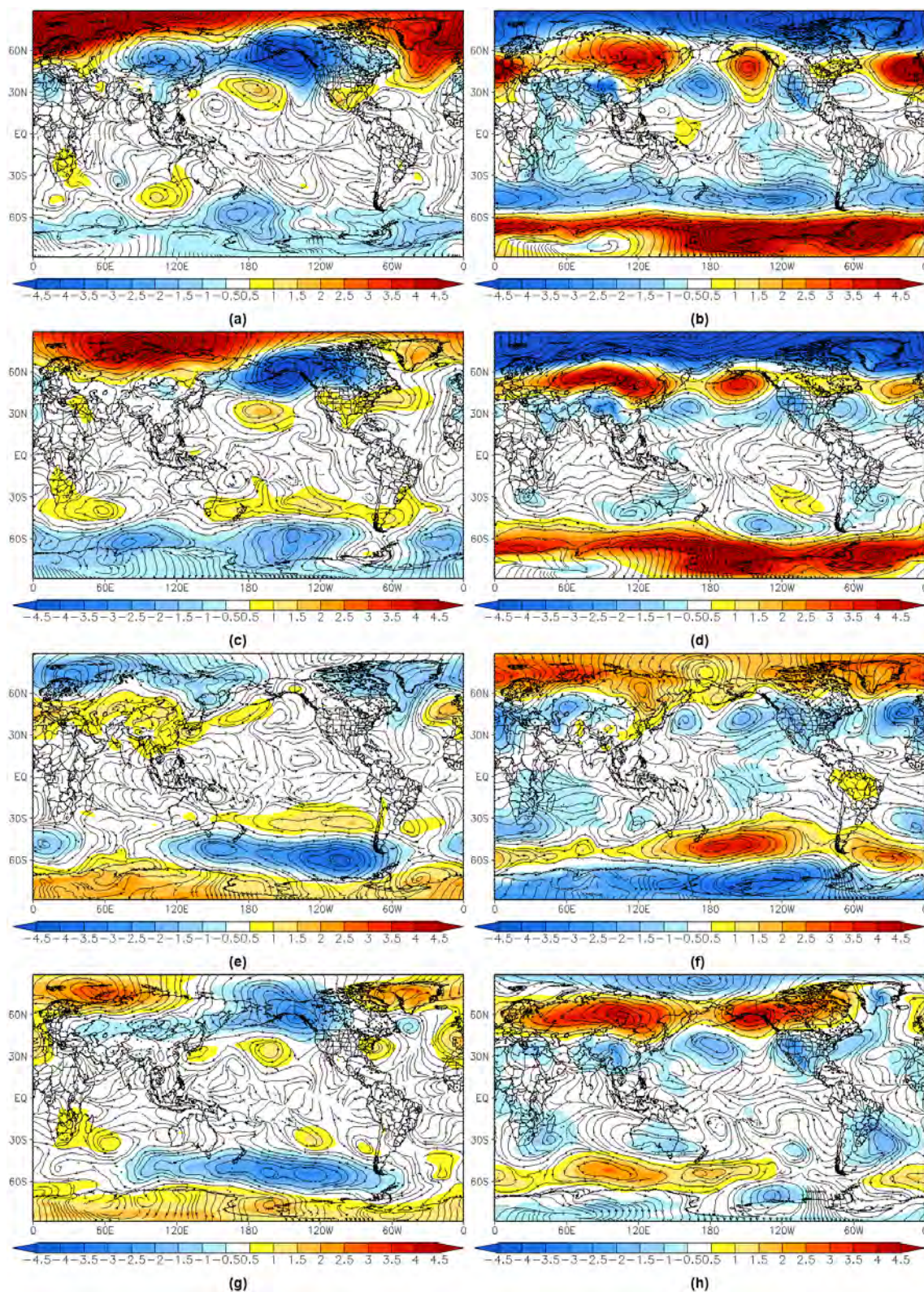


Figura 6.8 - PNMM (hPa) e linhas de corrente em 850 hPa média entre 1980-89: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho, (g-h) novembro. Lado esquerdo: experimento mínimo menos controle. Lado direito: experimento máximo menos controle.

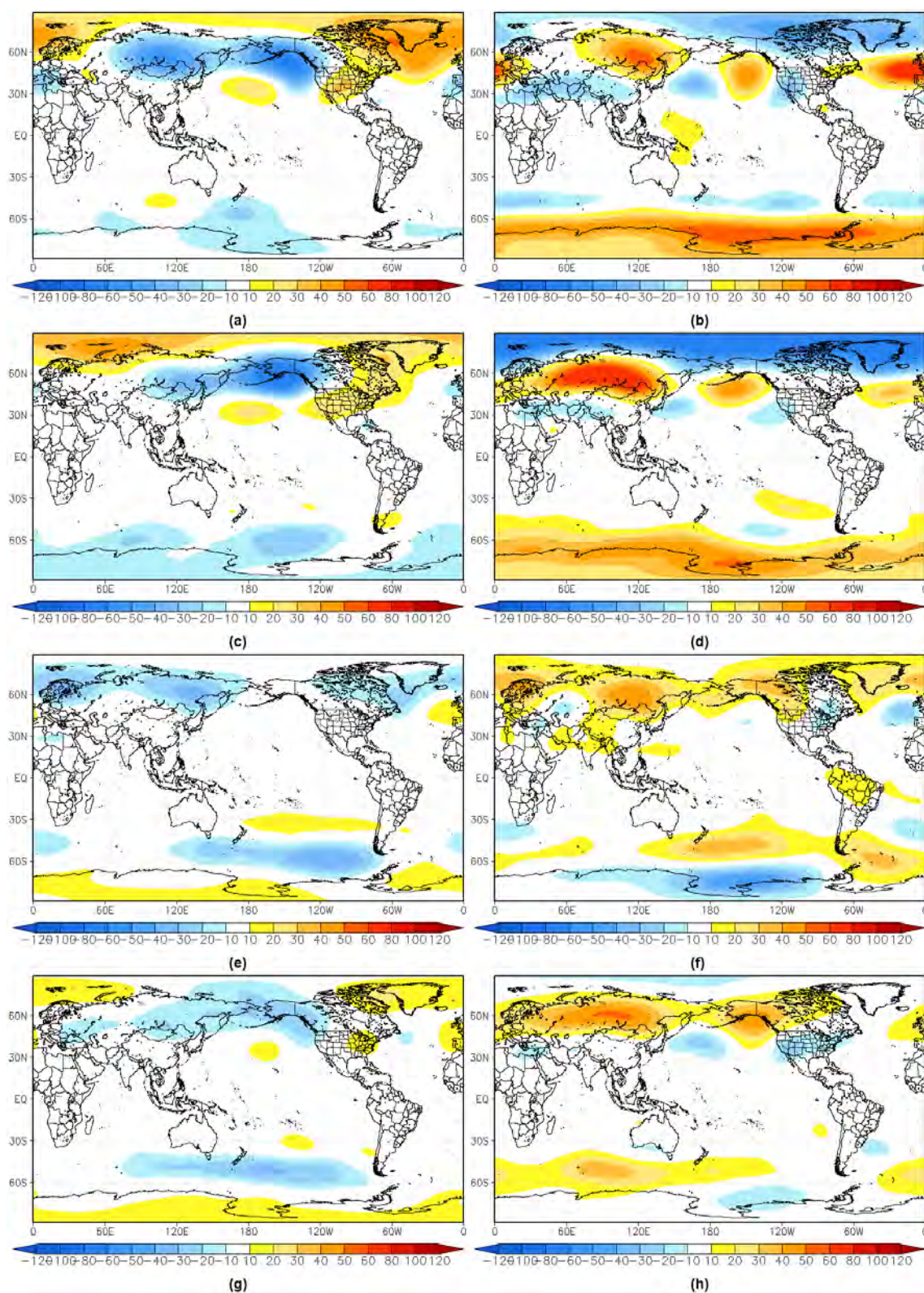


Figura 6.9 - Altura geopotencial em 500 hPa (m) média entre 1980-89: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho, (g-h) novembro. Lado esquerdo: experimento mínimo menos controle. Lado direito: experimento máximo menos controle.

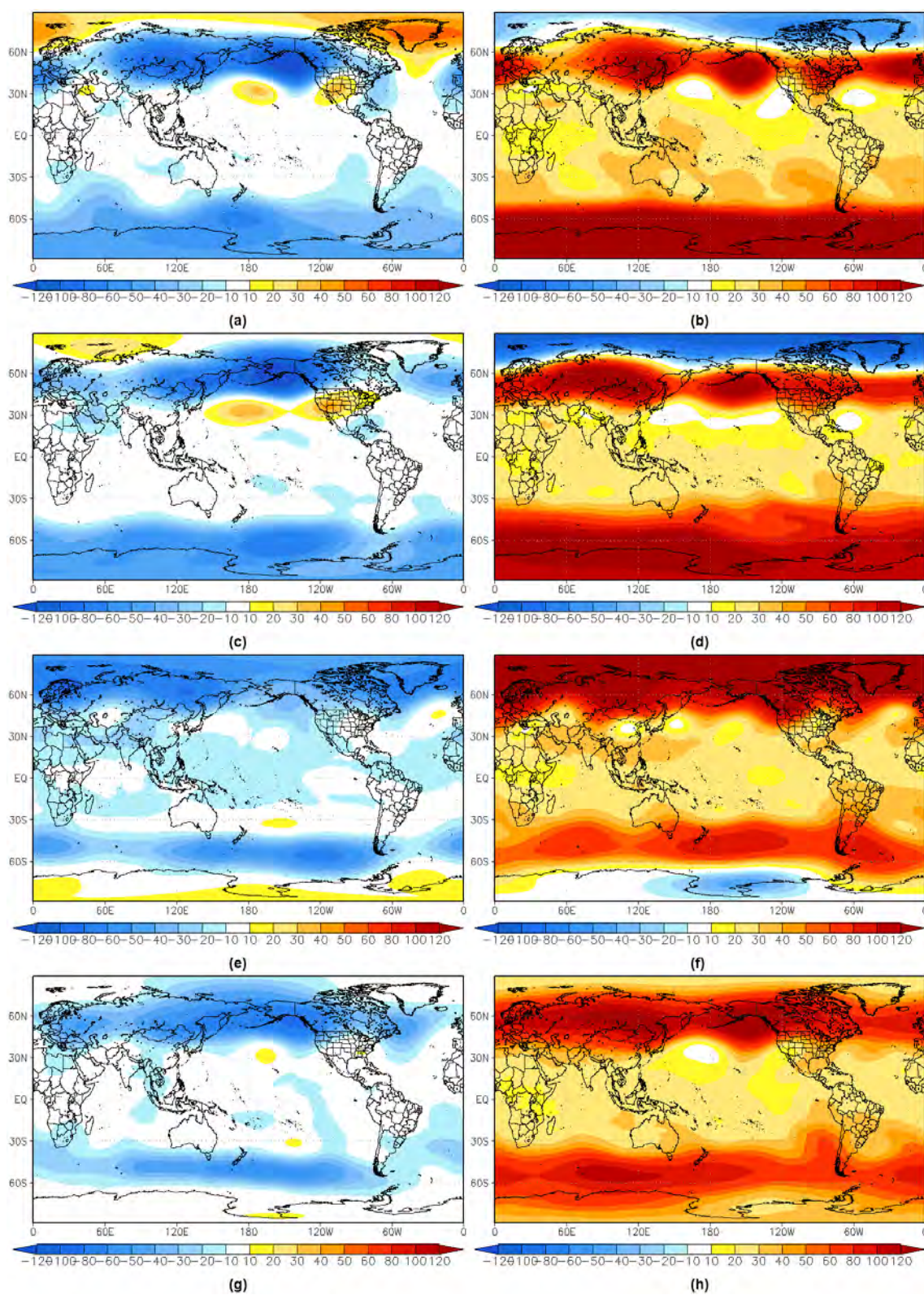


Figura 6.10 - Altura geopotencial em 200 hPa (m) média entre 1980-89: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho, (g-h) novembro. Lado esquerdo: experimento mínimo menos controle. Lado direito: experimento máximo menos controle.

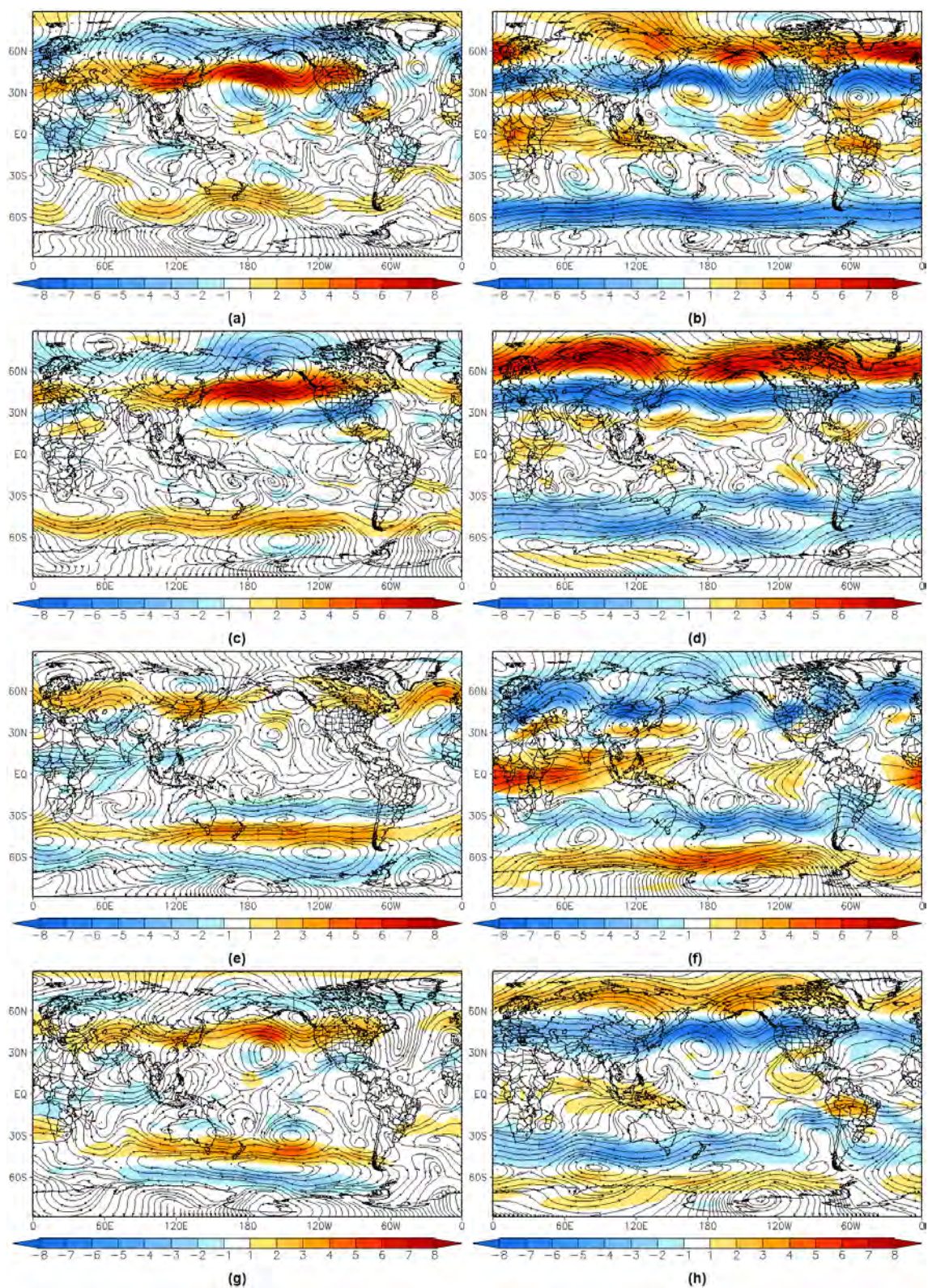


Figura 6.11 - Linhas de corrente e magnitude do vento (m.s^{-1}) em 200 hPa média entre 1980-89: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho, (g-h) novembro. Lado esquerdo: experimento mínimo menos controle. Lado direito: experimento máximo menos controle.

6.4 Avaliação da representação das características da AAO pelo modelo

As Figuras 6.12 a 6.14 apresentam, para cada membro dos experimentos controle, mínimo e máximo, respectivamente, o mapa da 1^o EOF de anomalia de altura geopotencial em 700 hPa em cada mês representativo. Em geral, os membros representaram bem o padrão AAO nos três experimentos. Porém não se percebe uma diferença grande entre os experimentos. Segundo a Tabela 6.6, a variância apresentada para os membros do experimento controle em janeiro é maior que a variância para o mesmo mês com a Reanálise 2, enquanto que nos outros três meses a variância é menor. Nos experimentos mínimo e máximo a variância diminui bastante quando comparada ao experimento controle. Gerber et al. (2010) analisaram o padrão de variabilidade dos modos anulares através de diversos modelos acoplados químico-climáticos e de dados do ERA-40 das análises operacionais do ECMWF. Eles encontraram que, no verão, a AAO nos modelos tem uma persistência alta quando comparada com os dados considerados observados. Essa alta persistência no verão está de acordo com a maior variância obtida no padrão EOF 1 - que caracteriza a AAO - em janeiro (Tabela 6.6). Eles citam que os modelos que possuem uma melhor performance são aqueles que possuem uma maior resolução horizontal, o que permite uma melhor simulação das interações entre o escoamento médio e as perturbações.

A Figura 6.15 mostra a série temporal do índice AAO calculado com a Reanálise 2 e para cada membro dos três experimentos. Comparando o índice AAO em 700 hPa do experimento controle com o índice calculado pela Reanálise 2 (Figura 6.15 - lado esquerdo), observa-se que o índice AAO do modelo possui uma variabilidade diferente da apresentada pela Reanálise 2. A comparação entre o índice AAO nos dois experimentos com relação ao controle não mostra um padrão de aumento ou diminuição do índice em nenhum dos meses de estudo (Figura 6.15 - lado direito). Este resultado pode estar relacionado à baixa porcentagem da variância explicada apresentada nos experimentos mínimo e máximo (Tabela 6.6).

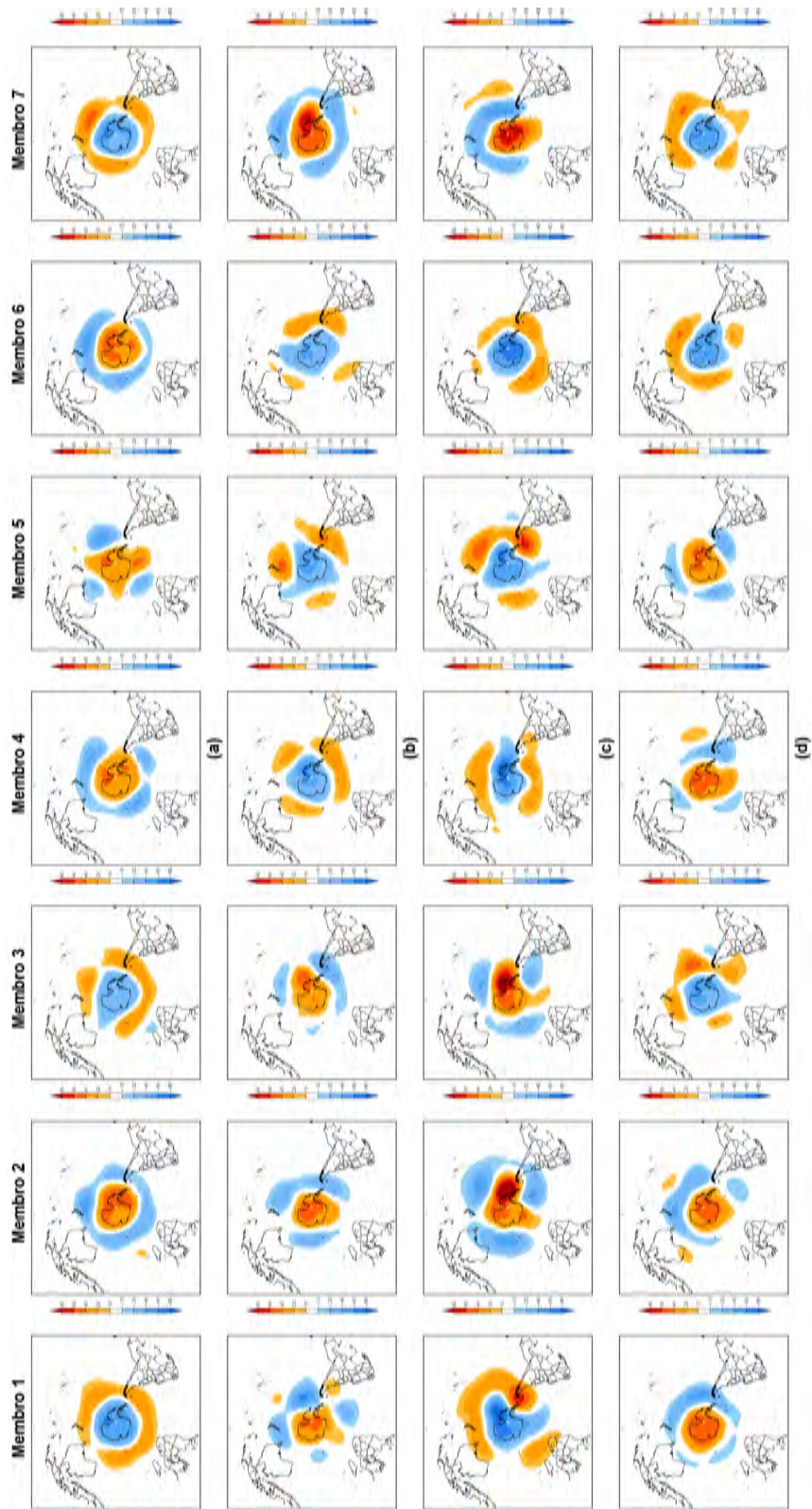


Figura 6.12 - Primeira EOF de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 700 hPa (1980-2006) para cada membro do experimento controle: a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro.

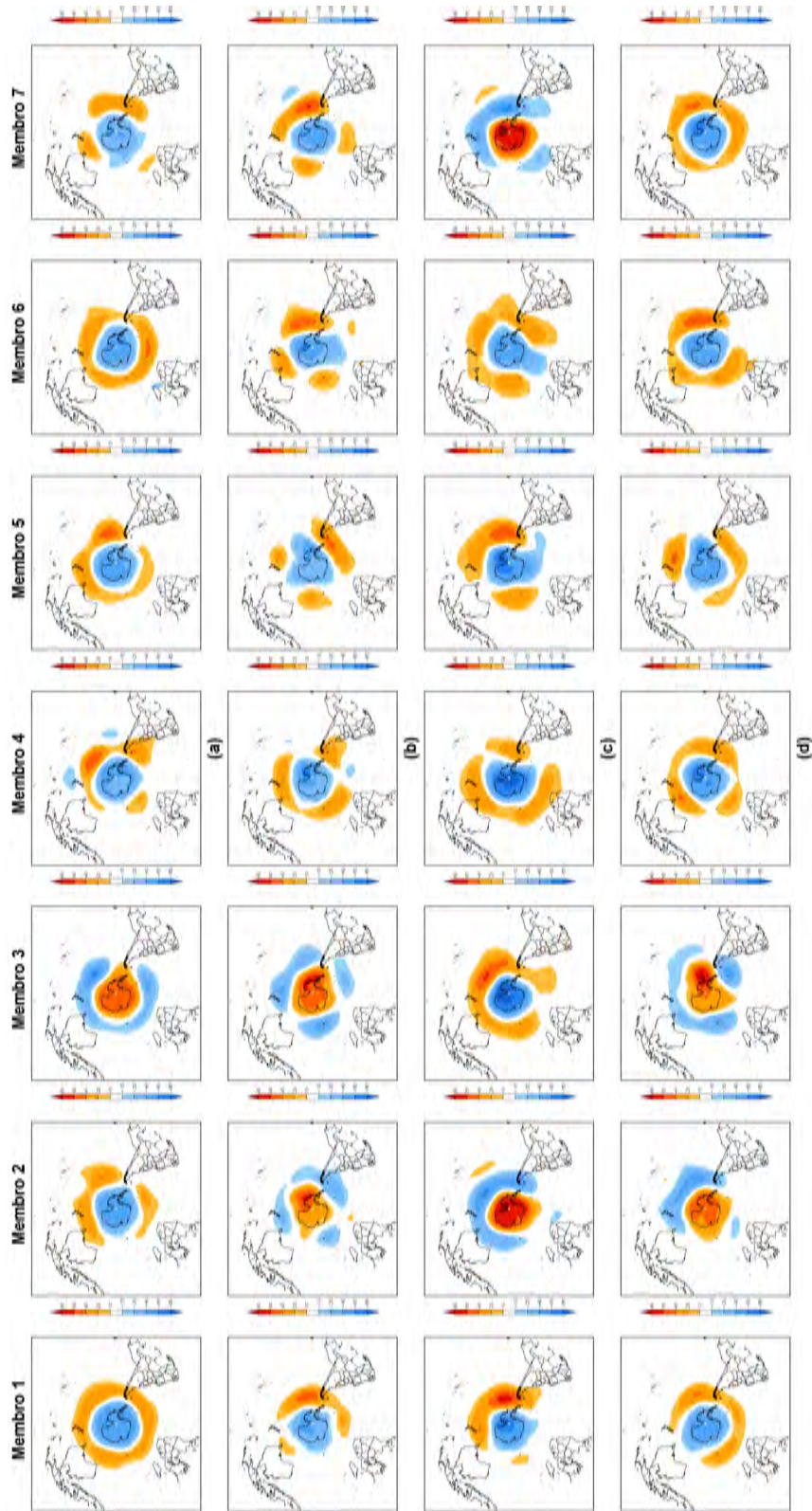


Figura 6.13 - Primeira EOF de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 700 hPa (1980-2006) para cada membro do experimento mínimo: a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro.

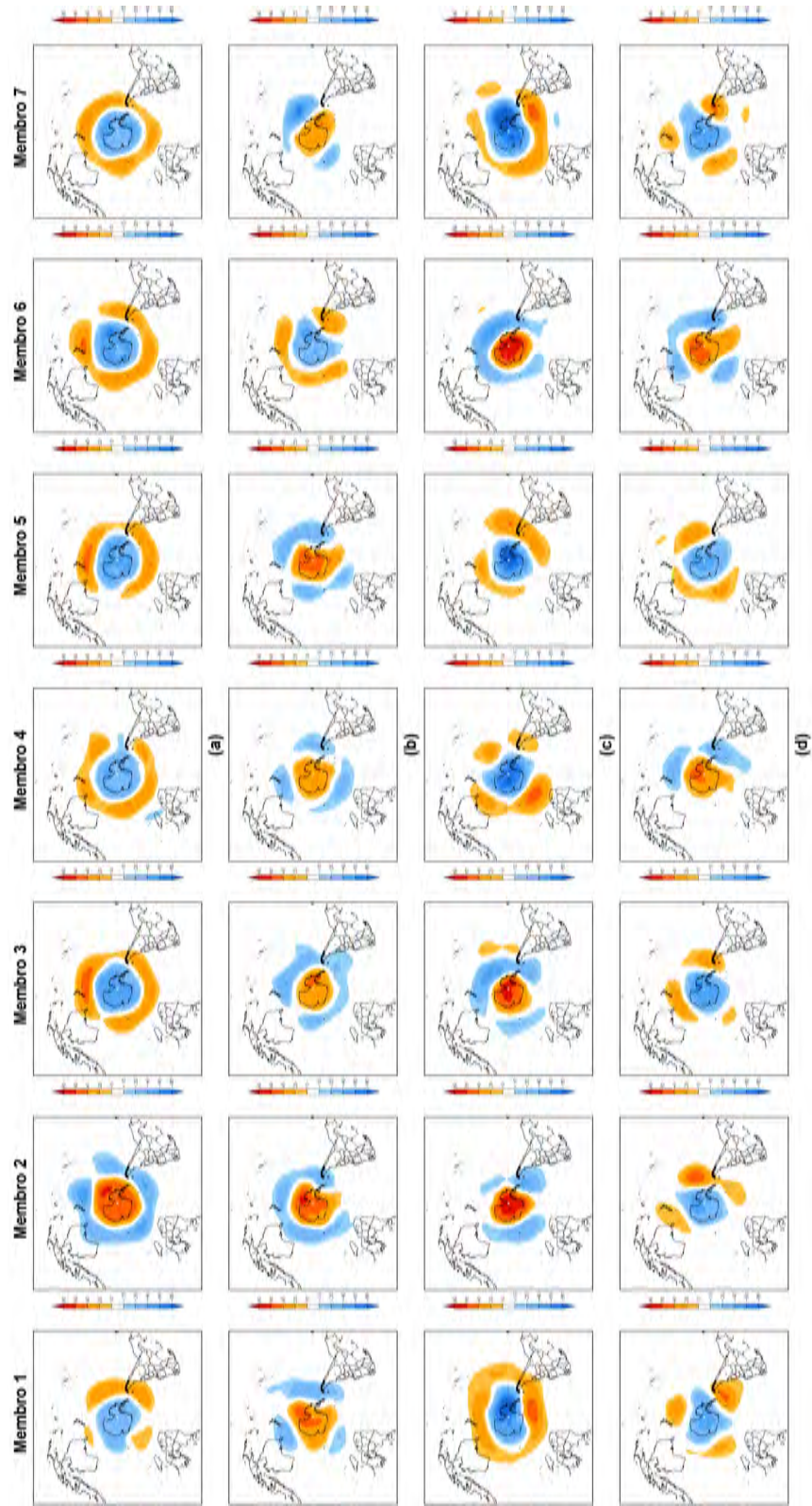


Figura 6.14 - Primeira EOF de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 700 hPa (1980-2006) para cada membro do experimento máximo: a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro.

Tabela 6.6 - Variâncias (%) do primeiro EOF de anomalia temporal de altura geopotencial em 700 hPa calculado entre 90° e 20°S para cada membro de cada experimento.

CONTROLE				
	JAN	ABR	JUL	NOV
MEMBRO 1	60,64	22,12	23,61	20,27
MEMBRO 2	67,73	19,71	23,81	22,21
MEMBRO 3	60,99	21,95	20,96	22,83
MEMBRO 4	66,81	39,34	24,11	19,83
MEMBRO 5	51,61	23,43	20,66	18,75
MEMBRO 6	69,72	27,14	21,58	20,97
MEMBRO 7	67,69	39,33	19,17	24,44
MÍNIMO				
	JAN	ABR	JUL	NOV
MEMBRO 1	27,32	14,05	18,47	18,48
MEMBRO 2	22,68	13,79	25,73	18,39
MEMBRO 3	25,17	21,67	27,24	16,25
MEMBRO 4	21,82	16,43	26,89	23,41
MEMBRO 5	20,84	12,61	19,81	18,87
MEMBRO 6	23,13	17,76	15,61	20,00
MEMBRO 7	15,91	18,54	25,27	22,36
MÁXIMO				
	JAN	ABR	JUL	NOV
MEMBRO 1	15,14	16,57	24,28	15,07
MEMBRO 2	34,87	20,83	19,43	15,69
MEMBRO 3	29,98	12,98	16,75	20,96
MEMBRO 4	24,01	12,51	24,09	13,23
MEMBRO 5	29,48	17,64	24,35	15,28
MEMBRO 6	30,07	13,36	22,47	16,50
MEMBRO 7	24,41	12,18	29,50	18,19

Com os apresentados anteriormente neste capítulo, torna-se importante avaliar a representação das características espaciais da AAO pelo modelo. Para analisar a AAO em cada mês (janeiro, abril, julho, novembro), foram confeccionados compostos para cada fase da AAO (vide metodologia). Os anos utilizados nos compostos de cada mês estão descritos na Tabela 6.7.

A Figura 6.16 mostra os compostos de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa para o experimento controle. De uma forma geral, o experimento controle com essa versão do modelo consegue descrever o padrão da AAO em todos os meses. Assim como na Reanálise 2 (Figura 4.7), os padrões em novembro e janeiro são mais anulares, enquanto em abril e julho as latitudes médias apresentaram uma onda 3. Também como na Reanálise 2 (Figura 4.8), o padrão AAO se repete em altos níveis, como uma estrutura barotrópica equivalente (Figura 6.17). Embora o padrão de teleconexão PSA seja observado nos resultados do MCGA CPTEC em compostos de DJF que também mostram o padrão AAO (CAVALCANTI, 2008), o modelo não representou o padrão tipo PSA nos compostos

Tabela 6.7 - Classificação dos anos com valores positivos e negativos extremos do índice AAO no experimento controle para cada estação (mês representativo).

	JANEIRO		ABRIL		JULHO		NOVEMBRO	
	ANO	MEMBRO	ANO	MEMBRO	ANO	MEMBRO	ANO	MEMBRO
AAO NEGATIVA	1980	1	1983	7	1987	2	1983	1
	1980	4	1980	4	1984	6	1987	7
	1980	6	1983	3	1982	1	1988	4
	1983	7	1982	4	1987	7	1985	6
	1980	7	1982	1	1983	5	1981	3
	1983	2	1982	5	1980	5	1980	3
	1980	3	1981	3	1988	3	1987	2
	1984	2	1986	3	1980	3	1980	1
	1981	5	1985	6	1983	4	1987	3
	1983	6	1984	2	1980	6	1984	2
	1989	5	1983	2	1981	4	1986	7
	1982	7	1988	1	1989	4	1984	1
	1984	1	1980	6	1988	7	1982	7
	1984	3	1981	5	1984	5	1980	4
AAO POSITIVA	1985	7	1984	7	1985	3	1982	1
	1981	7	1988	3	1987	5	1985	3
	1986	3	1983	1	1981	5	1984	4
	1981	3	1984	3	1986	4	1986	5
	1986	1	1985	4	1982	7	1981	7
	1987	1	1983	6	1986	7	1984	6
	1987	6	1986	4	1989	3	1988	6
	1988	5	1980	2	1986	3	1986	3
	1984	4	1981	7	1988	4	1989	6
	1989	2	1988	2	1985	7	1988	2
	1984	5	1982	3	1987	1	1983	2
	1987	7	1985	1	1985	5	1981	1
	1981	6	1982	6	1988	2	1989	7
	1987	2	1988	7	1985	6	1982	4

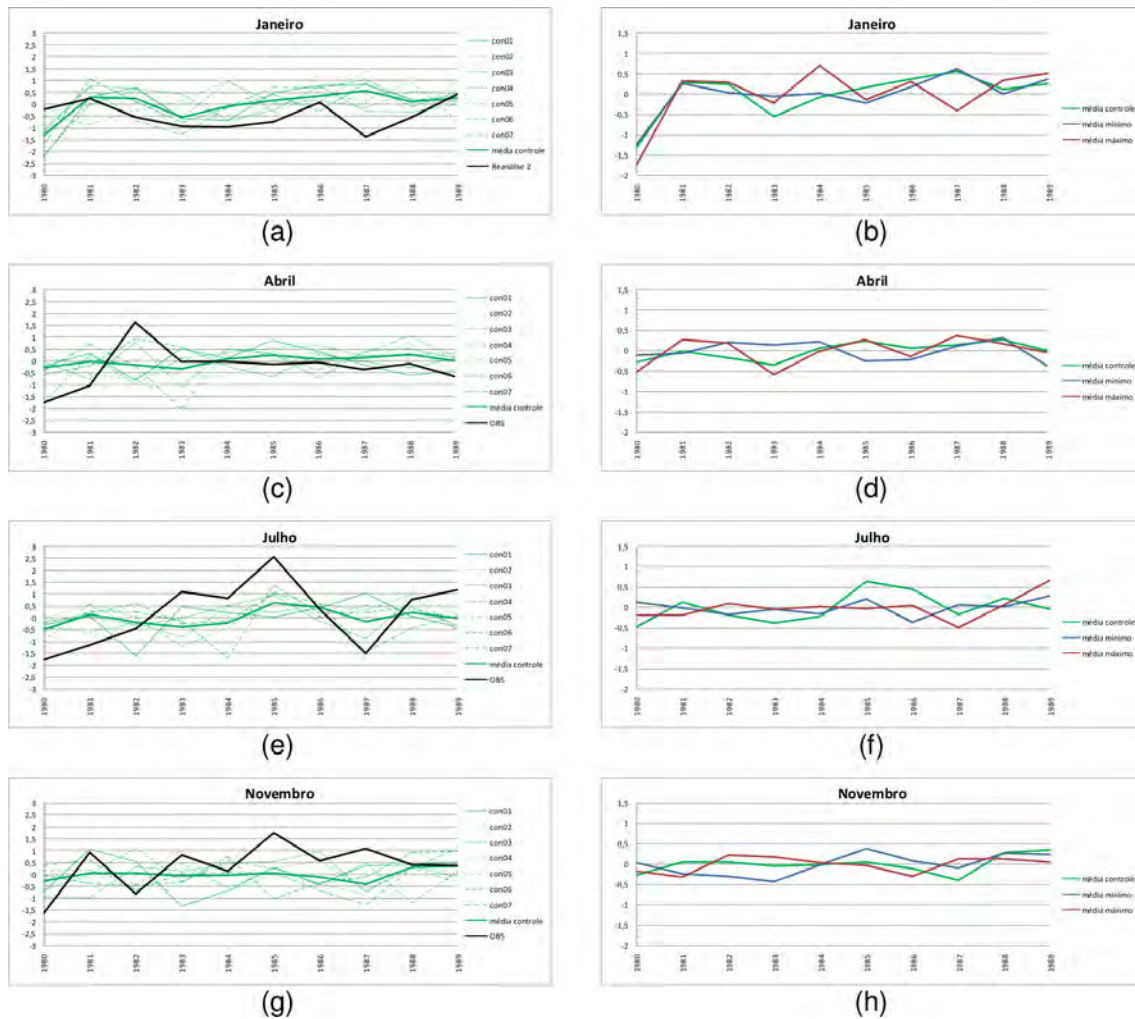


Figura 6.15 - Índice AAO em 700 hPa: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro. Linha preta: Reanálise 2 NCEP/NCAR. Linhas verdes: experimento controle. Linhas azuis: experimento mínimo. Linhas vermelhas: experimento máximo.

em novembro como mostrado na Reanálise 2 (Figuras 4.7 g-h e Figura 5.5 g-h).

Continuando com a análise das características da AAO representadas nessa versão do modelo, foram confeccionados os compostos dos perfis de anomalia de temperatura do ar e anomalia do vento zonal. Comparando o perfil de anomalia do vento zonal com a Reanálise 2 (Figura 4.11) e o perfil simulado pelo modelo no experimento controle (Figuras 6.18) nota-se que o modelo também configura o dipolo com sinais opostos entre as fases positiva e negativa da AAO em todos os meses, porém o mesmo parece modificar o período ativo da AAO na estratosfera. Durante o mês de janeiro (Figura 6.18 a-b), o dipolo está mais intenso que o da Reanálise 2 (Figura 4.11 a-b) e o centro mais ao sul tem o máximo na estratosfera, semelhante ao que acontece em novembro (período ativo da AAO)

(Figura 4.11 g-h). Em abril (Figura 6.18 c-d), o dipolo está mais fraco do que o da Figura 4.11 c-d e o centro mais ao sul também se estende até a estratosfera. Em julho (Figura 6.18 e-f) e novembro (Figura 6.18 g-h), os dipolos estão mais fracos do que com a Reanálise 2 (Figura 4.11 e-h) e, em ambos os meses, essa configuração do modelo colocou o dipolo mais restrito à troposfera.

Os perfis de anomalia de temperatura do ar para o experimento controle (Figura 6.19) também aparentam um translado do período ativo da AAO para janeiro. Os resultados mostram um máximo na alta troposfera e baixa estratosfera de anomalia negativa (positiva) no composto para o quintil extremo positivo (negativo) da AAO em janeiro (Figura 6.19 a-b), sendo inclusive mais intenso que os máximos apresentados nos resultados de novembro com a Reanálise 2 (Figura 4.10 g-h). É interessante notar também que, ao contrário dos resultados com a Reanálise 2 (Figura 4.10 g-h), o máximo na fase negativa (Figura 6.19 b) da AAO é mais intenso que na fase positiva (Figura 6.19 a).

A Figura 6.20 mostra, em cada mês estudado respectivamente, os compostos de anomalia de altura geopotencial em 50 hPa para as fases extremas positivas e negativas da AAO. Os compostos para o experimento controle apresentam, assim como na Reanálise 2 (Figura 4.9), o padrão da AAO na estratosfera começando em abril (Figura 6.20 c-d) e se intensificando em julho (Figura 6.20 e-f). Porém, na Reanálise 2, em novembro, há uma intensificação da anomalia nos pólos, provocando as maiores diferenças entre latitudes médias e altas e, por consequência, aumentando (em módulo) o índice AAO na estratosfera (período ativo da AAO). No experimento controle, essa intensificação da anomalia no pólo em novembro não acontece (Figura 6.20 e-f). Desta forma o padrão em novembro é mais fraco que em julho. Por outro lado, o mês de janeiro (Figura 6.20 a-b) apresenta uma intensificação da anomalia no pólo, tornando o padrão AAO mais intenso que nos outros meses. Este resultado confirma que o modelo translada o período ativo da AAO para o mês de janeiro. Gerber et al. (2010) mostraram que diversos modelos acoplados químico-climáticos também possuem esse atraso do período ativo da AAO para o verão. Esse atraso do período ativo da AAO ocorreria em associação ao atraso da quebra do vórtice polar estratosférico, que ocorre quando a propagação da onda planetária da troposfera para estratosfera é cortada uma vez que os ventos na estratosfera se tornam muito fracos ou de leste. Nos modelos essa transição ocorre muito tarde, mostrando uma deficiência dos mesmos em representar a origem desse acoplamento estratosfera-troposfera. Os autores sugerem que esta deficiência do modelo pode ser relacionada à pro-

pagação ascendente das ondas planetárias da troposfera para a estratosfera, da representação das ondas planetárias na troposfera e da propagação e quebra das ondas dentro da estratosfera. Os autores sugerem também que há uma estreita relação entre o aumento do desvio padrão do índice AAO na baixa estratosfera e o aumento da persistência do padrão na troposfera.

Os resultados a seguir foram obtidos com o intuito de tentar entender porque essa configuração do modelo translada o período ativo da AAO para janeiro. Para isso torna-se necessário uma avaliação de como a estratosfera está sendo representada pelo modelo. A Figura 6.21 mostra o vento zonal médio diário em 50 hPa (média de todas as longitudes e latitudes entre 90°S e 60°S) para os três experimentos. Assim como nos resultados da Reanálise 2 (Figura 4.1), a configuração do MCGA no experimento controle com 42 níveis na vertical representa o máximo do vórtice na primavera (máxima velocidade do vento zonal). Porém ele também apresenta um máximo no inverno. Este resultado aparenta estar mais próximo do considerado 'observado' do que resultados com esta mesma configuração do MCGA, porém com 28 níveis na vertical, cujos resultados não mostraram o máximo do vórtice na primavera (não mostrado). A sugestão é que o aumento dos níveis na vertical do modelo melhora a representação da estratosfera, incluindo sua sazonalidade. Ressalta-se que no verão, o vento zonal alcança os valores mais baixos. Porém, estes valores são mais intensos que nos resultados com a Reanálise 2 (Figura 4.1).

O fluxo meridional de calor ($v't'$) em 50 hPa médio em cada latitude também foi analisado para os experimentos (Figura 6.22). Comparando com a Reanálise 2 (Figura 4.3), o experimento controle também mostra um máximo do fluxo meridional de calor ($v't'$) em 50 hPa em novembro, seguido por julho, embora ele tenha subestimado o valor do máximo nos dois meses. O máximo em novembro no experimento controle também está deslocado para norte quando comparado com observado (Figura 4.3). Essa subestimativa pode ser explicada pelo valor alto do vórtice durante todo o inverno e parte da primavera (Figura 6.21), o que segundo Charney e Drazin (1961), impediria que a energia da onda da troposfera penetrasse até a alta estratosfera. Os valores inferiores do fluxo meridional de calor no modelo sugerem que o mesmo não consegue representar corretamente a energia entrando na estratosfera, o que está relacionado aos valores apresentados no vórtice polar no modelo (Figura 6.21). Esses resultados são importantes para o entendimento da deficiência do modelo em representar a AAO durante o período ativo em novembro. Esse resultado também confirma a sugges-

tão de Gerber et al. (2010) de que a deficiência dos modelos em representar o período ativo da AAO está relacionada à deficiência de representar a origem do acoplamento troposfera-estratosfera.

A Figura 6.23 apresenta os compostos do perfil vertical da magnitude do vento para as fases extremas positiva e negativa da AAO. Com exceção de julho (Figura 6.23 e-f), em todos os meses o núcleo máximo do vento na troposfera está mais deslocado para norte na fase negativa da AAO. Essa característica é consistente com a Reanálise 2 (Figura 4.12). Em todos os meses o máximo é superestimado pelo modelo. Em janeiro (Figura 6.23 a-b), a fase positiva da AAO apresenta o máximo com uma leve extensão para a estratosfera. Não há a caracterização de dois jatos na fase positiva em abril, julho e novembro (Figura 6.23 c, e, g, respectivamente) como no campo observado, na Figura 4.12 c, e, g. O mês de novembro mostra o máximo na estratosfera, porém com valores menores que em julho. Nota-se também que os máximos em novembro são de intensidade similares em ambas as fases da AAO.

A Figura 6.24 mostra os compostos da energia cinética da perturbação para o experimento controle. O mês de janeiro (Figura 6.24 a-b) apresenta-se similar ao da Reanálise 2 (Figura 4.13 a-b), porém o modelo mostra uma ligeira extensão para estratosfera da energia cinética da perturbação, o que não ocorre na Reanálise 2. O máximo na troposfera na fase negativa é mais intenso que o da fase negativa da Reanálise 2. Assim como em janeiro, os compostos de abril (Figura 6.24 c-d) para o modelo também se assemelham ao da Reanálise 2 (Figura 4.13 c-d), com o centro na fase negativa da AAO mais intenso. Em julho (Figura 6.24 e-f), a energia cinética apresenta um máximo troposférico e outro estratosférico, porém mais intensos que na Reanálise 2 (Figura 4.13 e-f). Embora o modelo represente os máximos na estratosfera e troposfera em novembro (Figura 6.24 g-h) mais intensos que na Reanálise 2 (Figura 4.13 g-h), o máximo estratosférico na fase positiva da AAO é mais fraco quando comparado ao composto de julho do modelo. Estes resultados sugerem que a dinâmica da estratosfera apresentada pelo modelo não justificaria o translado do período ativo da AAO para janeiro, já que este mês não possui grandes alterações nessas altitudes. Em novembro, os jatos e a energia cinética da perturbação se comportam semelhante à Reanálise 2, porém a energia cinética da perturbação na estratosfera enfraquece de julho para novembro na fase positiva da AAO. Na Reanálise 2, ocorre a intensificação da energia cinética da perturbação na estratosfera de julho para novembro. Este resultado também sugere um enfraquecimento do padrão nessa fase em

novembro.

Para uma maior investigação do resultado da energia cinética da perturbação, são analisados os compostos das conversões barotrópica e baroclínica. Os meses de janeiro (Figura 6.25 a-b) e abril (Figura 6.25 c-d) se comportam de forma semelhante à Reanálise 2 com respeito à conversão barotrópica (Figura 4.15 a-d). O mês de julho (Figura 6.25 e-f) também possui um padrão semelhante à Reanálise 2 (Figura 4.15 e-f) de conversão barotrópica, porém mais intenso tanto na troposfera quanto na estratosfera. O centro na troposfera em ambas as fases da AAO também está deslocado para norte quando comparado com a Reanálise 2. O mês de novembro comporta-se de maneira peculiar (Figura 6.25 g-h). Comparando com a Reanálise 2 (Figura 4.15 g-h), nota-se que o modelo não representa a máxima conversão barotrópica na região da estratosfera polar, porém ele representa a 'língua' existente desse máximo da estratosfera em latitudes médias, visto na Reanálise 2. O modelo também estende essa 'língua' até a troposfera, o que não ocorre na Reanálise 2. Este resultado sugere que o problema na representação do período ativo da AAO em novembro pode estar na deficiência da representação da estratosfera polar pelo modelo. Embora a energia cinética seja bem representada (Figuras 6.24, 4.13), a intensidade não é bem simulada.

Analisando a Figura 6.26 a-f, os meses de janeiro, abril e julho possuem um padrão de conversão baroclínica semelhante à Reanálise 2 (Figura 4.14 a-f), porém com maior intensidade. No mês de julho (Figura 6.26 e-f), o centro na estratosfera possui uma intensidade bem maior quando comparado com a Reanálise 2, inclusive quando comparado com o mês de novembro da Reanálise 2 (Figura 4.14). A estratosfera polar é novamente mal representada. O máximo na estratosfera apresentado na Reanálise 2 na região polar é deslocado no modelo para norte (ao norte de 70°S) e é mais intenso também.

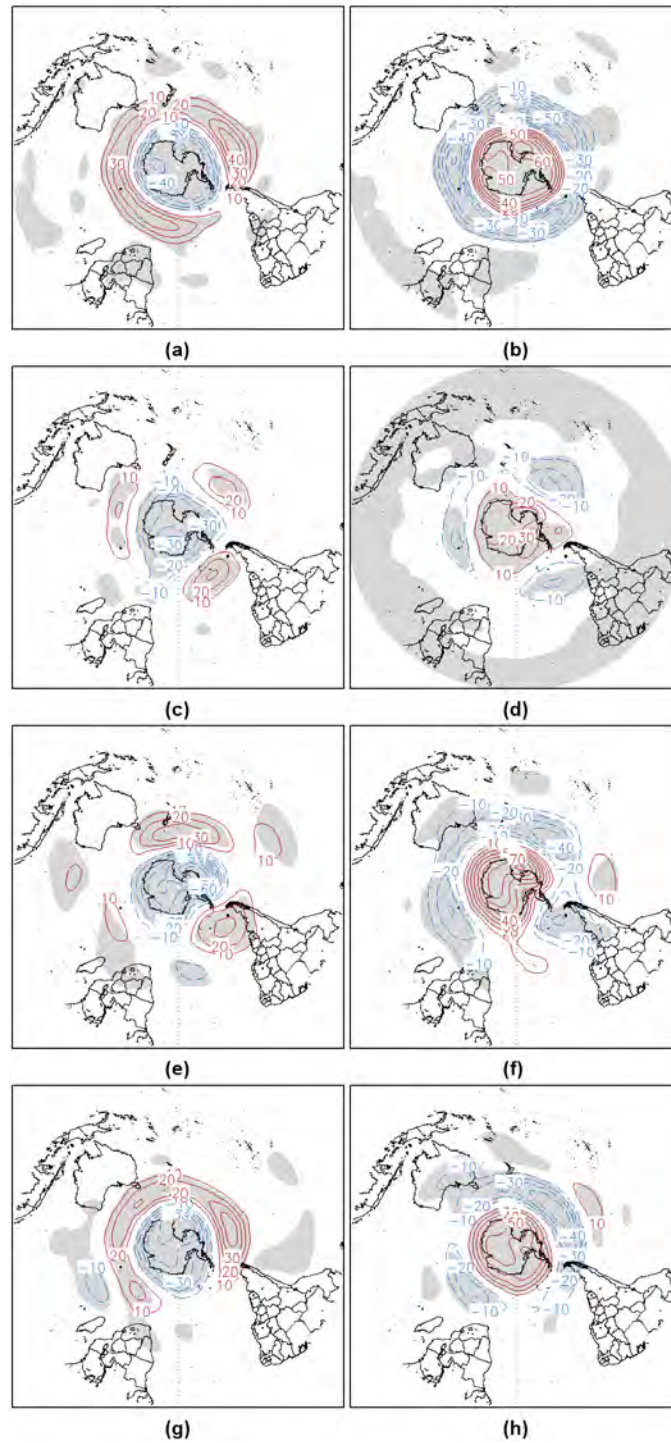


Figura 6.16 - Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 500 hPa para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de 10m.

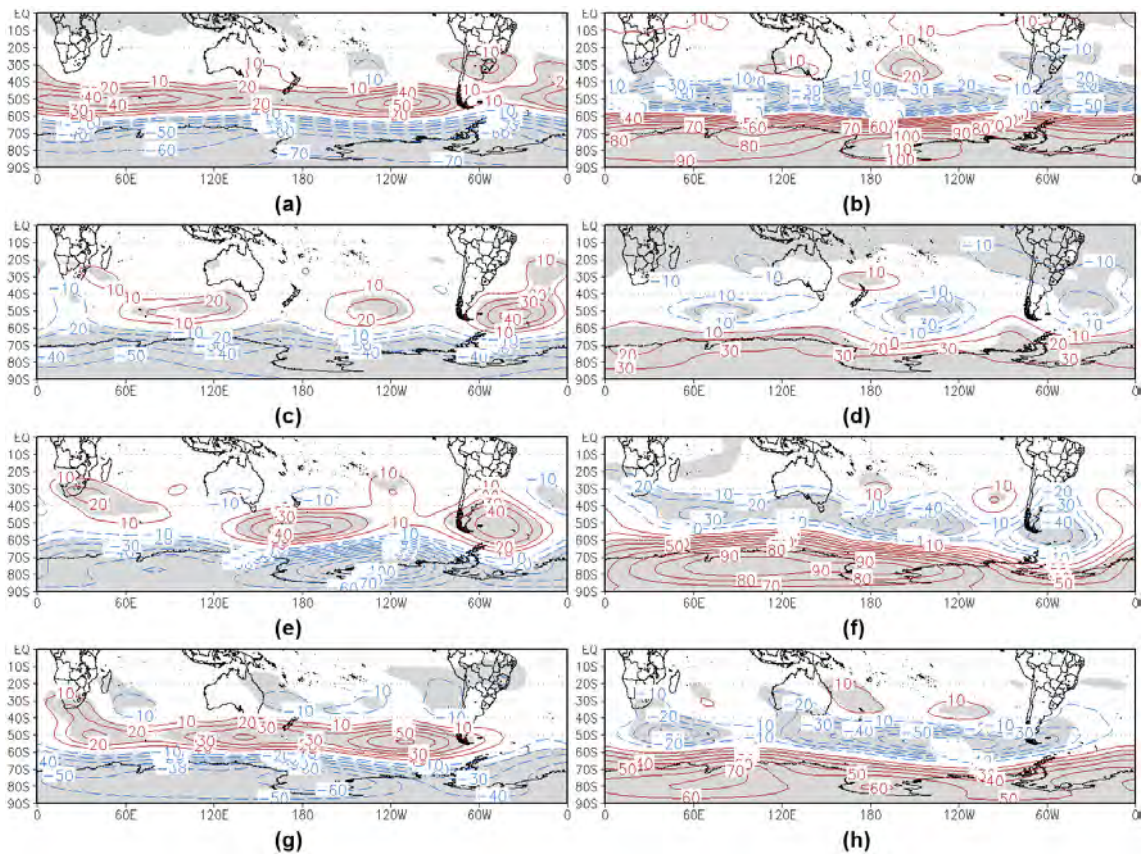


Figura 6.17 - Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 200 hPa para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de 10m.

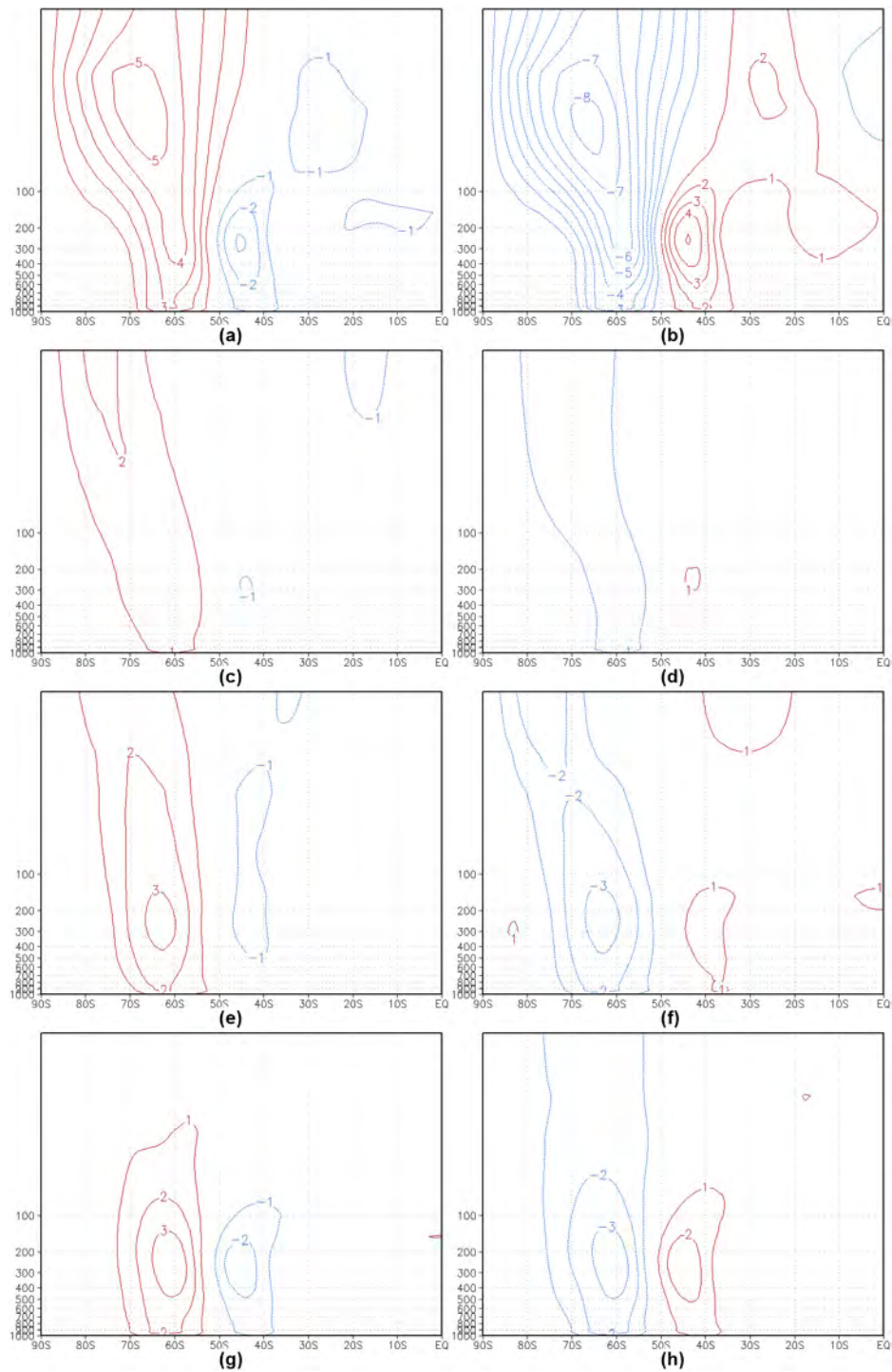


Figura 6.18 - Compostos do perfil vertical de anomalia temporal do vento zonal (m.s^{-1}) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de 1 m.s^{-1} .

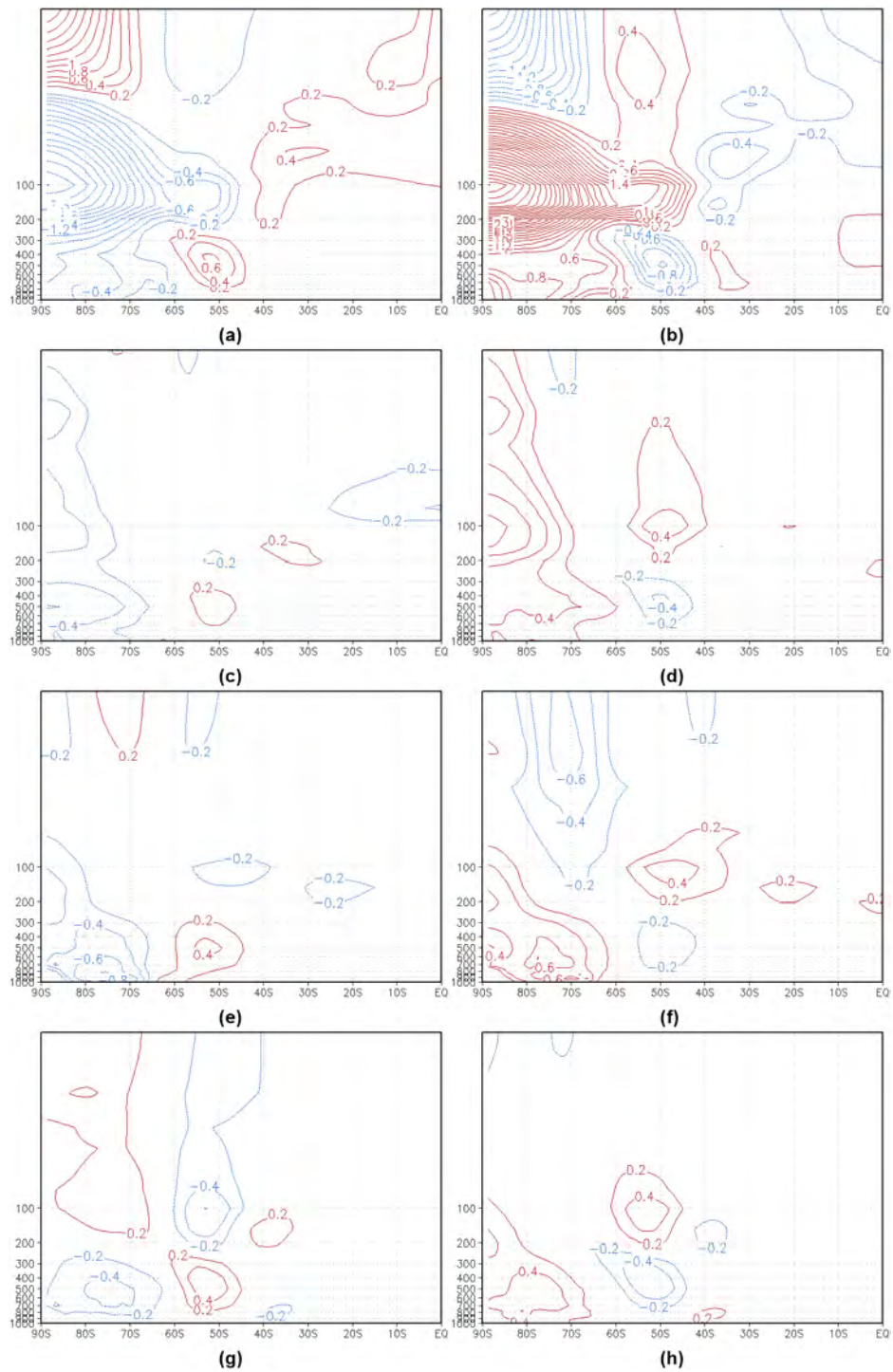


Figura 6.19 - Compostos do perfil vertical de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $0,2^{\circ}\text{C}$.

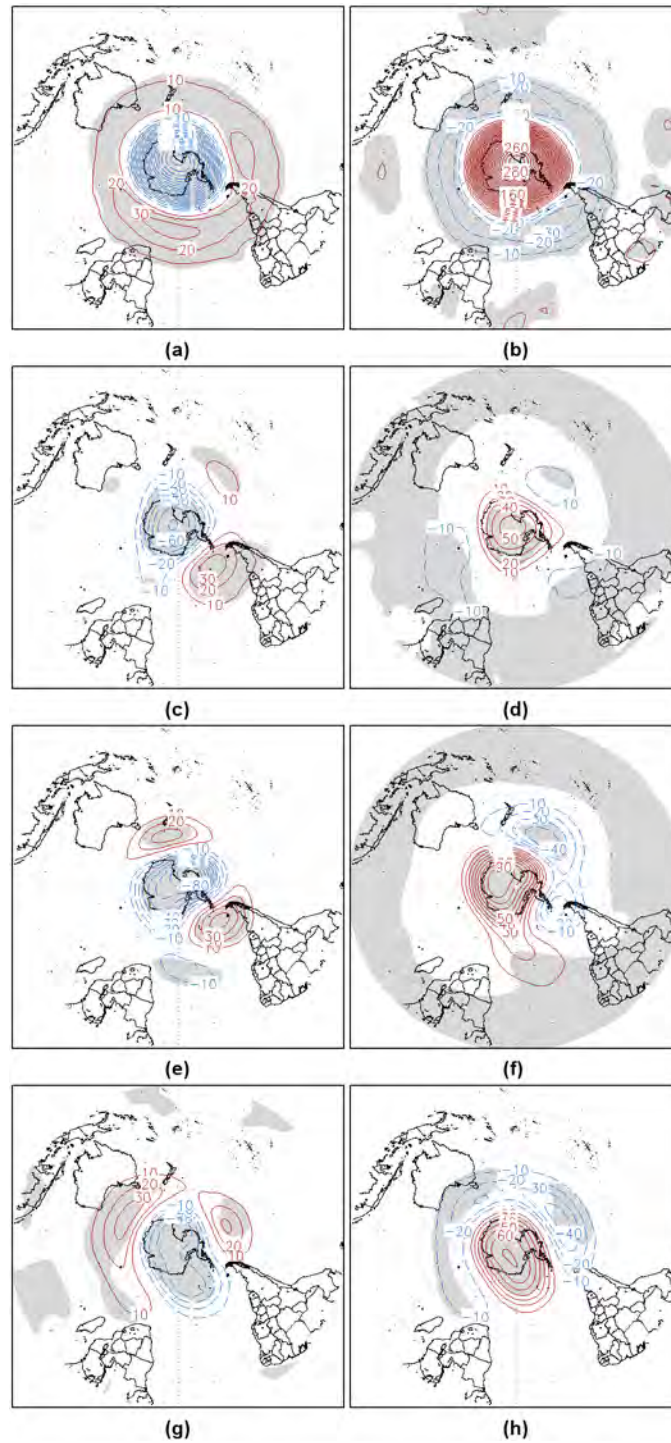


Figura 6.20 - Compostos de anomalia temporal de altura geopotencial (m) em 50 hPa para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de 10m.

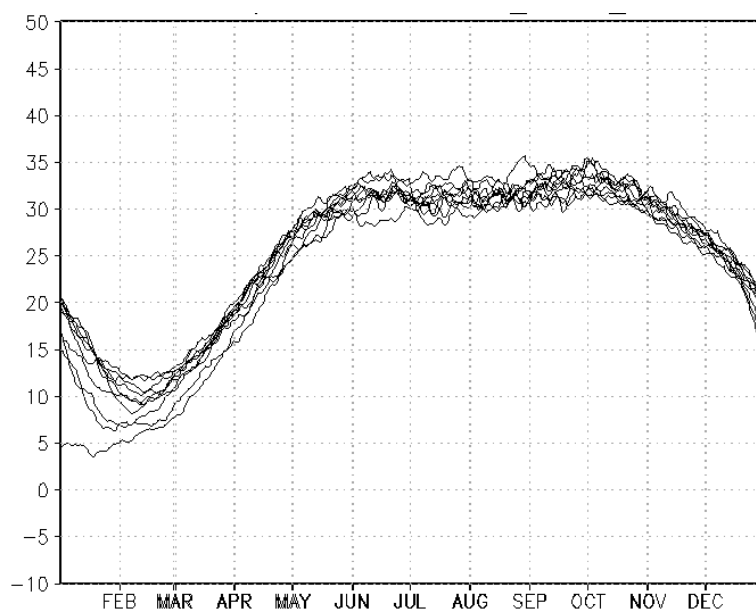


Figura 6.21 - Vento zonal (m.s^{-1}) em 50 hPa média ao sul de 60°S para o experimento controle. Cada linha representa um ano (1980-2006).

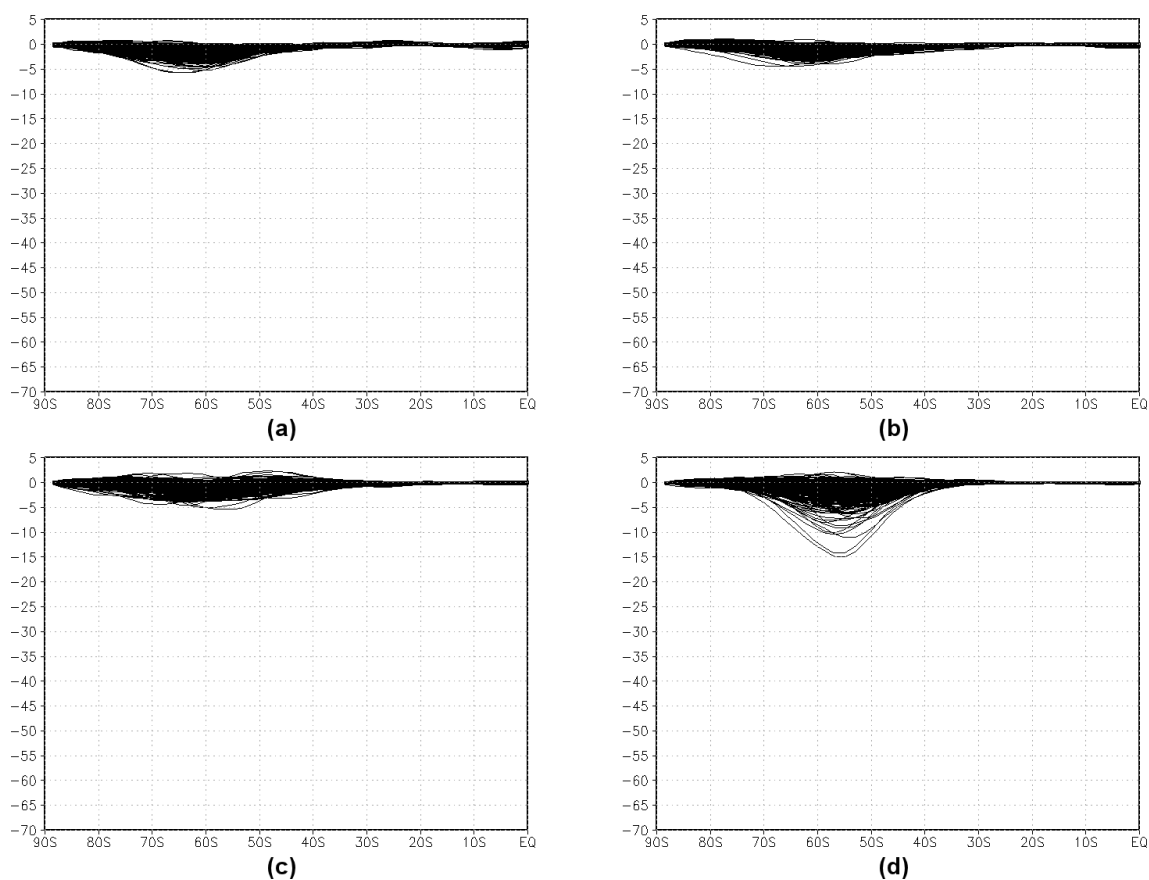


Figura 6.22 - Fluxo meridional de calor diário (m.K.s^{-1}) em 50 hPa entre 1980-1989 para o experimento controle: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) novembro.

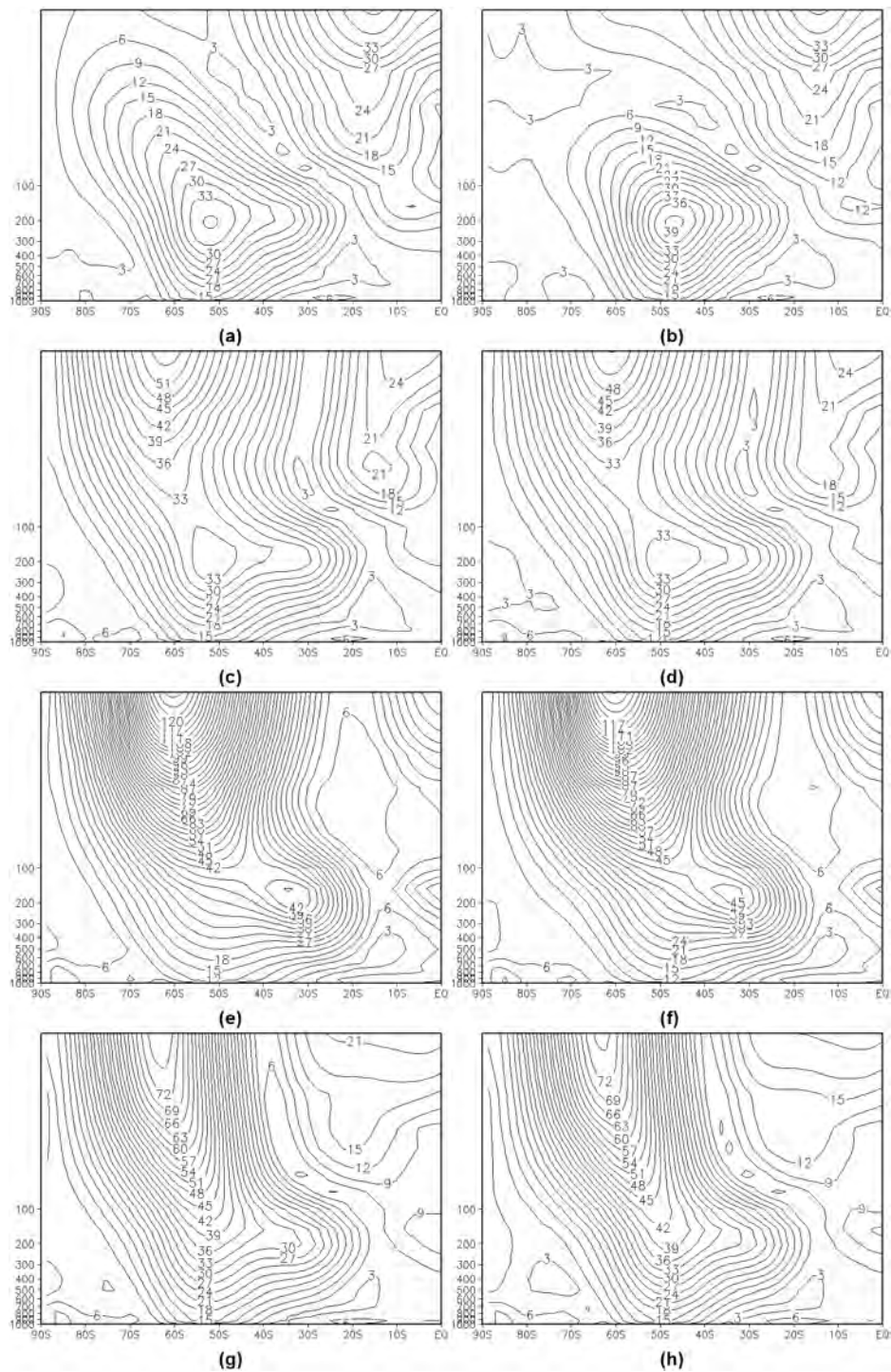


Figura 6.23 - Compostos do perfil vertical médio de magnitude do vento (m.s^{-1}) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro: (lado esquerdo- a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Contornos de 3 m.s^{-1} .

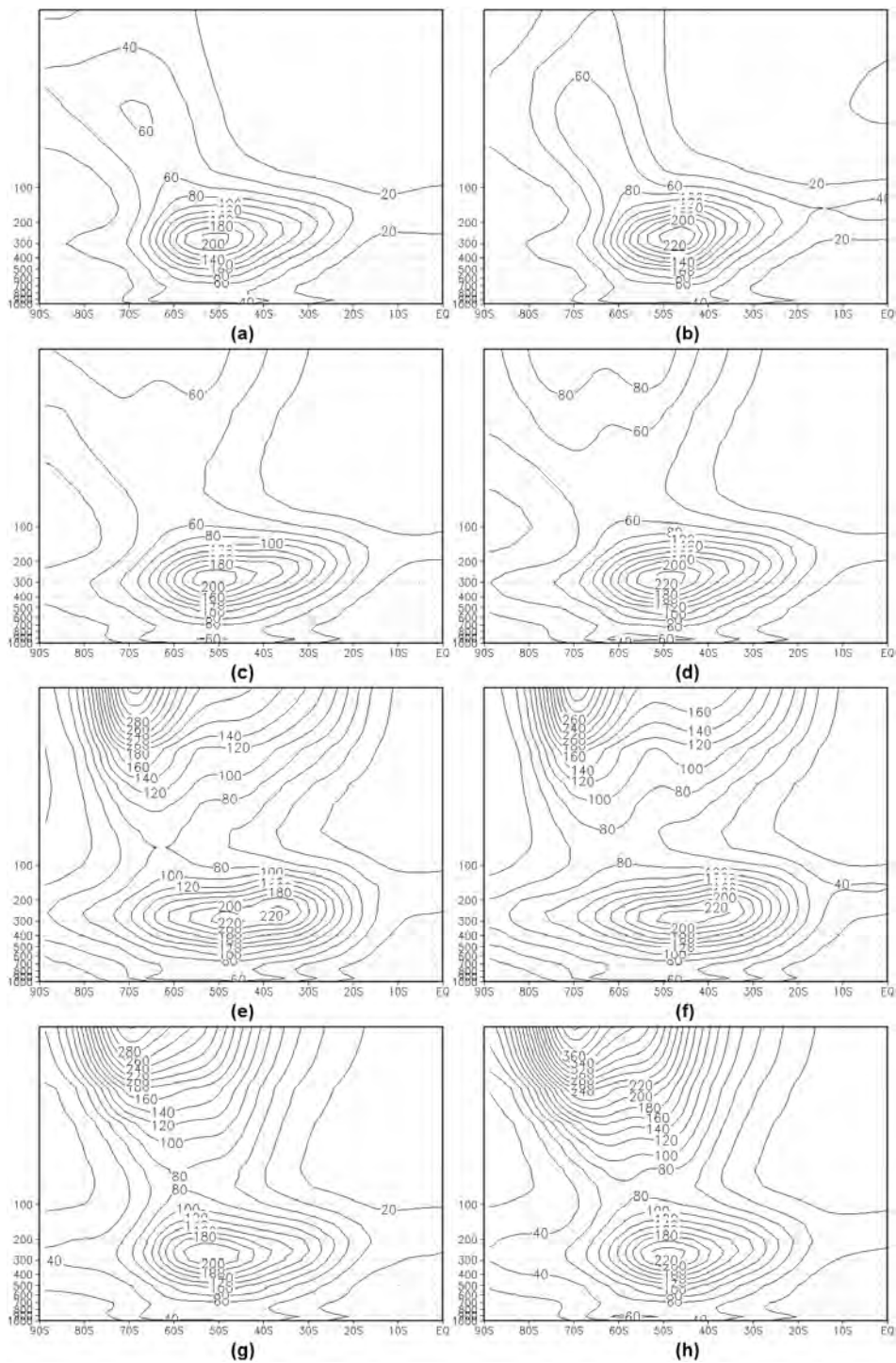


Figura 6.24 - Compostos do perfil vertical médio de energia cinética turbulenta ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Contornos de $20 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$.

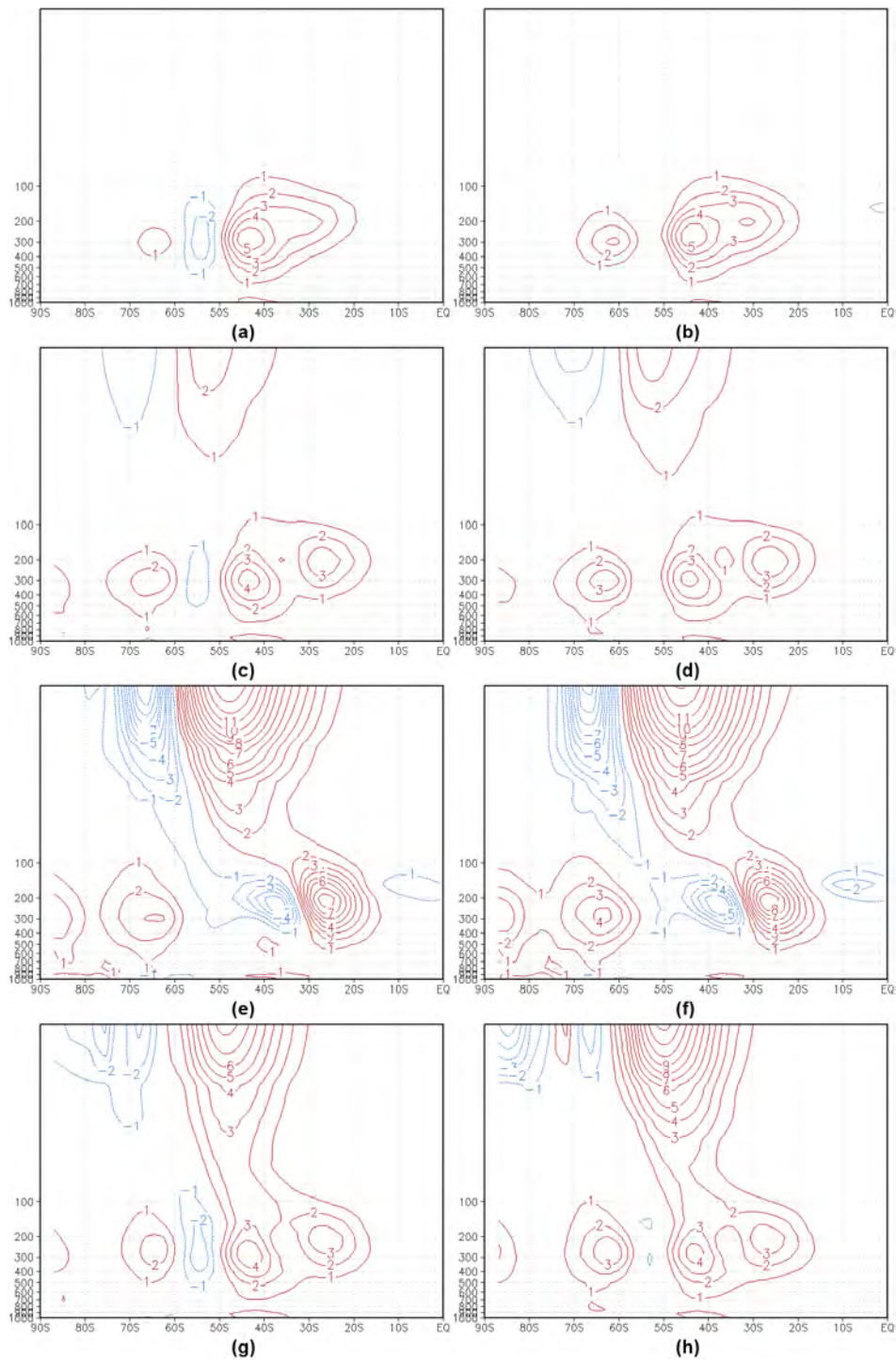


Figura 6.25 - Compostos do perfil vertical médio de conversão barotrópica ($W.m^{-2}$) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $1 \times 10^{-4} W.m^{-2}$.

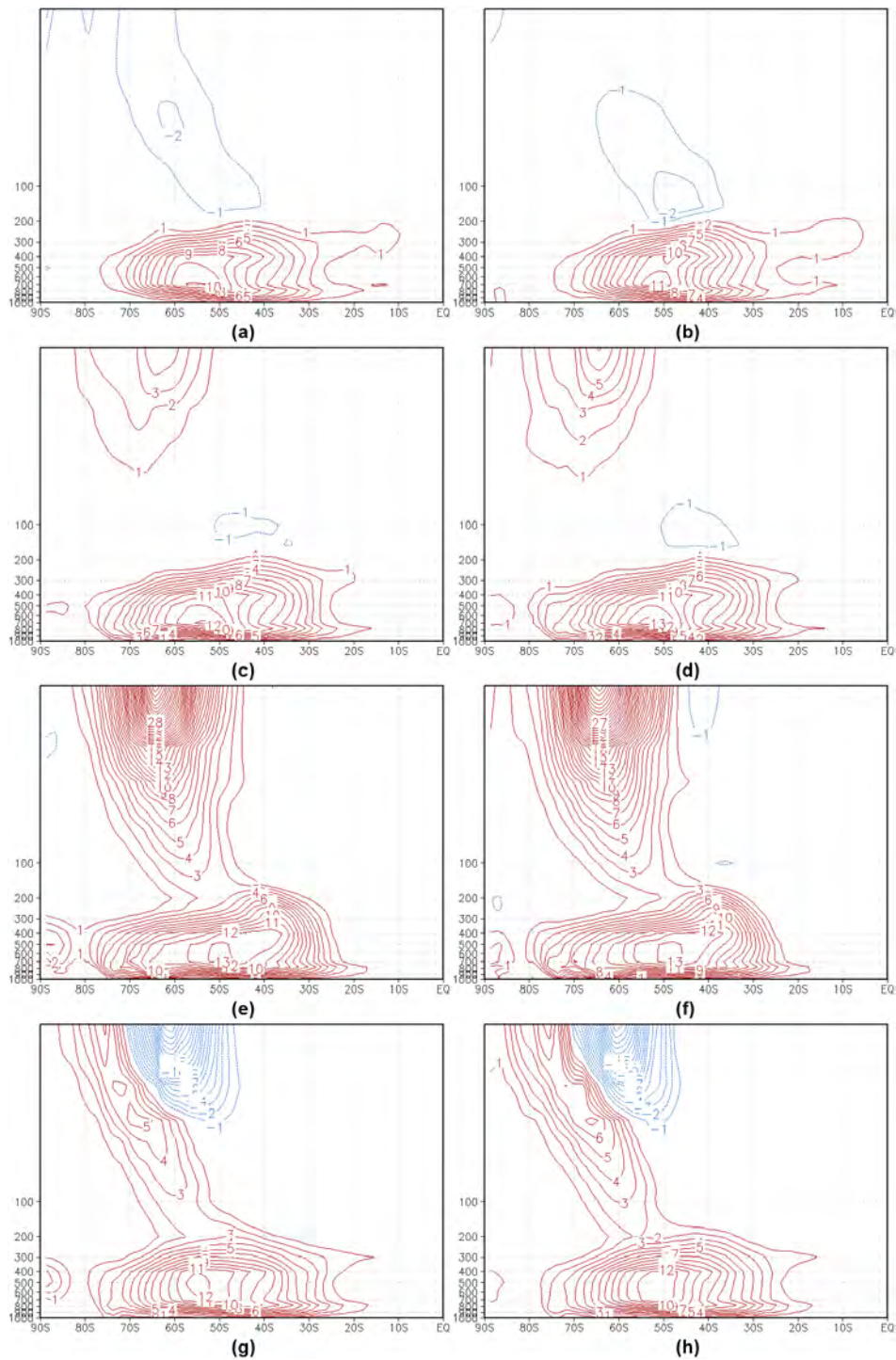


Figura 6.26 - Compostos do perfil vertical médio de conversão baroclínica ($W.m^{-2}$) médio zonal para o experimento controle: (a-b) janeiro, (c-d) abril, (e-f) julho e (g-h) novembro. (lado esquerdo - a, c, e, g) quintil extremo positivo do índice AAO e (lado direito - b, d, f, h) quintil extremo negativo do índice AAO. Linha vermelha - valores positivos. Linha azul - valores negativos. Contornos de $1 \times 10^{-4} W.m^{-2}$.

6.5 Sumário

Neste capítulo foram apresentados os resultados dos experimentos com o MCGA do CPTEC analisando a habilidade do modelo em representar características atmosféricas associadas à AAO e também o impacto da variação do ozônio na estratosfera. Os seguintes assuntos foram abordados:

- Análise da dispersão e membros do modelo e análise da concentração do ozônio estratosférico em cada experimento - o modelo apresentou pouca dispersão entre os membros em diversas variáveis e o O₃ apresentou uma variabilidade intrassazonal com um máximo no início do outono e um mínimo no final do inverno, sendo a amplitude dessa variabilidade maior no experimento máximo que no mínimo.
- Validação do modelo - o modelo, em geral, representou as características climatológicas.
- Características do Modo Anular na troposfera e estratosfera- o modelo representa as mesmas, mas com sazonalidade diferente do observado.
- Avaliação do impacto da variação do ozônio na climatologia do modelo - o modelo aponta para a fase positiva (negativa) da AAO em janeiro e abril e para a fase negativa (positiva) da AAO em julho e novembro no experimento mínimo (máximo); também o sinal da AO ocorre de forma oposta ao da AAO.
- Avaliação da representação das características da AAO pelo modelo - os resultados para o experimento controle mostram que essa configuração do modelo translada o período ativo da AAO para janeiro; a sugestão é que o modelo não represente a dinâmica da estratosfera polar em novembro diminuindo o sinal da AAO.

7 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Neste documento foram discutidos os mecanismos dinâmicos associados aos períodos ativo e inativo da AAO, principalmente na questão da interação troposfera-estratosfera e as influências deste modo de variabilidade sobre a AS e oceanos adjacentes. Primeiramente procurou-se avaliar a sazonalidade da AAO na estratosfera ratificando e complementando os resultados apresentados por [Thompson e Wallace \(2000a\)](#). Os resultados mostraram que a AAO ocorre nas quatro estações em toda troposfera com uma estrutura barotrópica equivalente. O índice AAO na troposfera alcança máximas amplitudes durante o inverno (julho), seguido pelo final da primavera (novembro). Porém o índice na estratosfera tem as maiores amplitudes durante o final da primavera (novembro). Durante o inverno (julho), o vórtice polar estratosférico (analisado pelo vento zonal) intensifica-se alcançando um máximo durante o início da primavera. Este resultado difere ligeiramente do de [Thompson e Wallace \(2000a\)](#), que apresentaram um máximo do vórtice polar (analisado inferindo o vento zonal pelo geopotencial) durante o inverno.

Os compostos de anomalia de altura geopotencial mostram que a típica gangorra da AAO entre a região polar e latitudes médias é observada em todas as estações, sendo com o padrão mais anular em latitudes médias durante o verão (janeiro) e a primavera (novembro). Na estratosfera o sinal da AAO é identificado em abril, julho e alcança o máximo em novembro em coerência com o índice. Com isso concluiu-se então que o período ativo em novembro não ocorre porque é o único período em que a AAO ocorre na estratosfera, como citou [Thompson e Wallace \(2000a\)](#), mas porque é aquele em que o padrão gangorra é mais intenso nessas altitudes.

Os perfis verticais de anomalia de temperatura do ar e de anomalia do vento zonal apresentaram resultados semelhantes aos de [Thompson e Wallace \(2000a\)](#). Contudo, os autores representaram somente a fase positiva da AAO. O período inativo foi representado somente pelos meses de fevereiro-março, por ser quando o vórtice polar estratosférico está mais fraco ou com ventos de leste. Complementando estes resultados, analisou-se ambas as fases da AAO em seu período ativo e também nas diferentes estações que englobam o período inativo (janeiro, abril e julho). Com isso permitiu-se avaliar de forma mais detalhada as diferenças entre as fases da AAO e a diferença entre as estações dentro do período inativo. O dipolo de vento zonal mostrou um enfraquecimento do jato no lado equatorial e

uma intensificação no lado polar para a fase positiva da AAO e oposto na fase negativa da AAO. Assim como em [Thompson e Wallace \(2000a\)](#) durante o mês de novembro, este dipolo se estende até a estratosfera. Resultado este relacionado ao maior acoplamento troposfera-estratosfera durante o período ativo. Apesar de julho ser considerado parte do período inativo da AAO, mostrou-se também que, na fase negativa da AAO a célula de altas latitudes também se estende para a estratosfera. O perfil de temperatura do ar mostra uma anomalia negativa máxima na estratosfera polar no mês de novembro durante a fase positiva da AAO, concordando com [Thompson e Wallace \(2000a\)](#). Mostrou-se também que o oposto ocorre na fase negativa, porém com menor intensidade que na fase positiva.

Para discutir sobre a sazonalidade da AAO na estratosfera, realizou-se uma avaliação dos jatos e da energética em cada fase da AAO. As estruturas verticais do vento nos compostos de abril, julho e novembro são similares em cada fase, com a presença dos Jatos Polar e Subtropical na fase positiva da AAO e um único jato na fase negativa, deslocado para norte. O mês de julho mostra o maior valor do jato estratosférico. Em novembro, as fases da AAO interferem no jato estratosférico, onde durante a fase positiva, ele está enfraquecido, mas ainda se encontra acoplado com o jato polar troposférico. Na fase negativa da AAO, há a quebra do vórtice polar estratosférico, não ocorrendo mais o acoplamento entre o jato polar estratosférico e o jato troposférico. Os resultados mostraram que durante o inverno (julho) há um máximo de energia cinética turbulenta na alta troposfera, com principal contribuição da conversão baroclínica, associada aos transientes. Porém, na estratosfera, a energia cinética turbulenta começa no inverno (julho) e tem o seu máximo em novembro. Em julho a principal contribuição para o máximo de energia cinética turbulenta na estratosfera está relacionada à conversão baroclínica, porém em novembro esse máximo tem contribuições máximas das conversões baroclínica e barotrópica. Esses maiores valores da energética na estratosfera em novembro contribuem para o entendimento da dinâmica envolvida para a formação do padrão da AAO na estratosfera. A propagação ascendente da energia das ondas planetárias ocorre a partir de julho e alcança o máximo em novembro, tendo contribuição das conversões baroclínica e barotrópica. Ressalta-se que os valores mais intensos dessas conversões na estratosfera na fase negativa da AAO em novembro podem explicar a quebra do jato polar estratosférico nesta fase devido a uma maior propagação ascendente da energia das ondas.

Seguindo os resultados do trabalho de [Thompson e Wallace \(2000a\)](#) e utilizando

a teoria de Charney e Drazin (1961), consegue-se entender melhor as diferenças entre o período ativo do HN e do HS. No HN, o jato polar estratosférico aumenta sua intensidade durante o inverno boreal, porém ao mesmo tempo na troposfera há uma ocorrência maior de ondas planetárias. Essas ondas planetárias na troposfera propagam energia para a estratosfera. No final do inverno, essa energia entrando na estratosfera alcança o seu máximo e o vórtice polar estratosférico para de crescer e começa a decair. Nota-se que essa energia funciona como um 'freio', diminuindo os ventos de oeste na estratosfera. A AO, que alcança seu máximo na estratosfera no inverno (período ativo), influencia o vórtice estratosférico. Para o HS o processo é um pouco diferente. Por não haver tanta diferença terra-oceano e sem muitas cadeias de montanhas como no HN, as ondas planetárias são menos intensas que no HN. Desta forma, a propagação da energia para estratosfera é menos intensa. Os resultados desta tese mostraram que o vórtice polar estratosférico é bem intenso no inverno austral, porém ele continua intensificando até meados da primavera. No final da primavera (novembro), a energia que propaga da troposfera alcança o máximo e o vórtice começa a decair. Nota-se novamente que essa energia funciona como 'freio' para o vórtice polar estratosférico. Esse 'freio' dos ventos de oeste na estratosfera ocorre porque as conversões baroclínica e, principalmente barotrópica, retiram energia do estado básico para a perturbação. Esse aumento da perturbação é que provoca as maiores amplitudes da anomalia de geopotencial no período ativo (novembro, no HS). A fase positiva da AAO na estratosfera intensifica o vórtice polar estratosférico no HS e a fase negativa enfraquece. Essa relação da fase da AAO com o vórtice na estratosfera é confirmado pelos maiores valores das conversões baroclínica e barotrópica na fase negativa da AAO e também porque na fase positiva, o jato estratosférico, mesmo estando mais fraco que julho, ainda está presente (e acoplado com a troposfera). Na fase negativa da AAO, os resultados não apresentam mais o jato na estratosfera. Em julho, as fases da AAO também influenciam no vórtice polar estratosférico e as conversões baroclínica e barotrópica se comportam de forma coerente. Porém como as conversões são mais fracas, a AAO na estratosfera também é mais fraca e como o vórtice na estratosfera está bem intenso, esse efeito das fases da AAO no vórtice não é tão forte.

As diferenças apresentadas na dinâmica da atmosfera entre o período ativo e inativo sugerem um impacto diferente da AAO no clima sobre a AS e oceanos adjacentes em cada período. Os resultados mostraram um aquecimento significativo sobre o sul da Argentina na fase positiva em todos os meses avaliados,

exceto janeiro. Gillett et al. (2006) encontraram também uma relação da AAO positiva com aquecimento na Argentina. Os resultados mostraram também, em novembro, correlação positiva da AAO com a temperatura do ar em baixos níveis com o Atlântico tropical e sudoeste. Com relação à precipitação, somente em novembro as fases da AAO atuam de forma oposta na AS. A fase positiva da AAO apresenta um padrão de anomalia de precipitação tipo dipolo sobre o continente, com anomalias negativas sobre o sul do Brasil/Bacia do Prata e anomalias positivas ao norte. Este dipolo inverte de sinal na fase negativa.

Os resultados mostraram que o padrão AAO possui uma relação com características relacionadas ao padrão ENOS e a ZCIT no Atlântico, porém esta relação ocorre somente durante o período ativo (novembro). A fase positiva da AAO está relacionada ao padrão La Niña, com o decréscimo da TSM, da temperatura do ar em baixos níveis, da atividade convectiva e da precipitação na região do Pacífico tropical. Na fase negativa da AAO, o oposto ocorre, com a configuração das características do El Niño. Os resultados mostraram também que casos em que o padrão AAO possui sinal oposto à AROLE (AAO positiva em La Niña e AAO negativa com El Niño) são mais frequentes que os casos em que ambos possuem sinais iguais.

Uma investigação mais aprofundada mostrou que essa relação entre a AAO e a convecção na Indonésia (e, por consequência, o ENOS) acontece em diversas escalas de tempo. Há uma influência da convecção na Indonésia, e consequentemente do ENOS, na AAO com uma defasagem de 2 a 3 anos, sugerindo que essa influência pode ocorrer pela componente oceânica ou estratosférica. Esse resultado sugere uma investigação maior em trabalhos futuros.

Na escala mensal, o padrão tipo PSA começando na Nova Zelândia e com centros opostos em cada fase da AAO e alcançando a AS também só é visualizado nos compostos para o mês de novembro. Essa ocorrência pode estar relacionada à sazonalidade da intensidade do PSA como definido em Trenberth e Caron (2000) e ao período ativo da AAO. Esse trem de onda é disparado pela anomalia na convecção na região da Indonésia, que pode ser associada às fases do ENOS. Os centros do PSA ao sudeste da Nova Zelândia e sobre a AS associam-se à AAO em latitudes médias reforçando (enfraquecendo) o Modo Anular nas fases com sinais opostos (iguais) entre a AROLE na Indonésia e a AAO. Esses centros de relação entre o PSA e a AAO aprofundam-se até a estratosfera, devido à fase ativa da AAO nessas altitudes. Esse aprofundamento do centro

sobre a AS provoca o surgimento dos centros corrente abaixo sobre a AS, caracterizando o dipolo de precipitação apresentado nos resultados. Schneider et al. (2012) também discutiram a influência do ENOS com as altas latitudes. Porém os resultados desta tese diferem um pouco daquele trabalho. Os autores mostraram que a influência do ENOS nas altas latitudes pode ocorrer de duas formas: via PSA (primavera) ou via AAO (verão). No caso do verão, eles indicaram que o ENOS alteraria os jatos, que influenciaria na fase da AAO, modificando as altas latitudes. Os autores não fazem a ligação ENOS, PSA, AAO e altas latitudes como foi discutido nesta tese. Adicionalmente nesta tese foi mostrado que as influências são conjuntas, com a AAO influenciando o PSA intensificando-o (enfraquecendo-o) quando os sinais da AAO e da AROLE na Indonésia são opostos (iguais).

Os resultados sugerem ainda uma influência da AAO na própria convecção na região da Indonésia na escala intrassazonal. A influência da AAO no dipolo de anomalia de precipitação, e por consequência de convecção, sobre a AS geraria um trem de ondas que atravessaria o Atlântico e o Índico terminando próximo à Indonésia. Como conclusão da discussão apresentada acima, sugere-se nesta tese que, apesar da AAO e do ENOS terem mecanismos distintos e da AAO ocorrer também em anos neutros, há uma influência da convecção na Indonésia, que pode ser relacionada ao ENOS, no padrão anular da AAO. Essa conexão ocorre via PSA. Como uma via de mão dupla, a AAO pode influenciar também na intensidade do PSA e na própria convecção na Indonésia.

Os verões extremos chuvosos e secos em parte da Região Sudeste do Brasil também mostram a relação AAO, PSA e dipolo de precipitação sobre a AS, apesar dos compostos de janeiro para AAO extrema não apresentarem essa relação. A sugestão é que, no verão, essa relação ocorre em escala de meses, sendo somente visualizada na média trimestral. Em novembro, quando a AAO está ativa, essa relação ocorre na escala de um mês.

Os resultados apresentados nesta tese sugerem que a AAO sofre influência em diversos âmbitos. Além da relação da AAO com os trópicos, os resultados mostraram também uma relação da AAO com o ozônio estratosférico. Com o intuito de entender melhor como a variação do ozônio pode influenciar nas características da AAO, avaliou-se os resultados de experimentos com o MCGA do CPTEC com o aumento e com a diminuição do ozônio da estratosfera.

O experimento controle conseguiu reproduzir na troposfera o padrão 'gangorra'

entre latitudes médias e altas com uma estrutura barotrópica equivalente em todos os meses, colocando-os mais anular durante os meses de janeiro e novembro. Essa configuração do modelo translada o período ativo da AAO na estratosfera para janeiro. Os campos climatológicos sugerem que existe uma configuração da AAO na fase positiva (negativa) em janeiro e em abril e uma configuração da AAO na fase negativa (positiva) em julho e novembro no experimento mínimo (máximo).

A análise da energética do experimento controle explica porque o sinal da AAO na estratosfera não sofre uma intensificação na parte polar entre julho e novembro, como visto nos compostos utilizando a Reanálise 2. Apesar da dinâmica do modelo durante novembro, em geral, se comportar como na Reanálise 2, a estratosfera polar não é representada nas conversões barotrópica e baroclínica. A conversão baroclínica, intensificada e deslocada para norte, justifica o jato polar na estratosfera mais intenso em novembro do que no observado. A menor propagação da energia da troposfera para a estratosfera, representada pelo fluxo meridional de calor na estratosfera, assim como um deslocamento para norte da região com essa máxima propagação mostra que a dinâmica na estratosfera polar não é bem representada pelo modelo. De acordo com [Gerber et al. \(2010\)](#), essa deficiência pode ser uma explicação para o translado do período ativo da AAO para janeiro.

7.1 Sugestões para trabalhos futuros

Os resultados da tese sugerem que deve existir uma componente oceânica na relação entre a AAO e a convecção na Indonésia e entre a AAO e a ZCIT no Atlântico. Sugere-se, como continuidade desta pesquisa, a realização de experimentos com um modelo acoplado oceano-atmosfera para investigar essa possível relação. Sugere-se também uma análise das características da AAO retirando os anos com ENOS de forma a separar a influência dos dois fenômenos da atmosfera.

Os resultados sugerem que, em alguns anos, o sinal da AAO aparece primeiro na estratosfera e depois descende para a troposfera. Sugere-se estudos de alguns desses casos para melhor entendimento do processo envolvido nessa propagação descendente.

Com relação ao MCGA do CPTEC, sugere-se ajustes no atual código do modelo para tentar alcançar melhorias na representação do período ativo da AAO associ-

ada a uma melhor descrição da interação troposfera-estratosfera. Neste âmbito, poderia sugerir formas de aumentar a resolução vertical apenas na baixa estratosfera; ajustes no esquema de radiação CLIRAD-SW; testes dos experimentos realizados nesta tese com o esquema de radiação do UK MetOffice ou a implementação de outros esquemas de radiação; implementação de esquemas de microfísica, incluindo a representação da neve; e melhorias na representação da cobertura de nuvens, bem como do gelo oceânico. Estes esquemas são importantes para uma melhor descrição do clima na Antártica e também da relação entre o ozônio e o clima.

Estudos anteriores sugeriram que uma maior resolução horizontal poderia melhorar a representação da variabilidade da AAO durante o verão. Sugere-se como trabalhos futuros repetir os experimentos com MCGA do CPTEC apresentados nesta tese com uma resolução horizontal maior.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADLER, R. et al. The version 2 global precipitation climatology project (gpcp) monthly precipitation analysis (1979-present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n. 6, p. 1147–1167, Dec. 2003. [19](#)
- AMBAUM, M. H.; HOSKINS, B. J.; STEPHENSON, D. B. Arctic oscillation or north atlantic oscillation? **Journal of Climate**, v. 14, n. 16, p. 3495–3507, Aug. 2001. [6](#)
- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J.; HSU, H.-H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 21, p. 3661–3672, Nov. 1995. [1](#)
- ANDRADE, F. M. **Influências remotas na previsibilidade, estrutura e ciclo de vida da Zona de Convergência do Atlântico Sul**. 2011. 175 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011. [151](#)
- ARBLASTER, J. M.; MEEHL, G. A.; KAROLY, D. J. Future climate change in the southern hemisphere: Competing effects of ozone and greenhouse gases. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. L02701, p. 6 p., Jan. 2011. [2](#), [16](#), [17](#)
- BALDWIN, M.; DUNKERTON, T. J. Propagation of the arctic oscillation from the stratosphere to the troposphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 4, n. D24, p. 30937–30946, Dec. 1999. [5](#), [33](#)
- BALDWIN, M. P.; THOMPSON, D. A critical comparison of stratosphere-troposphere coupling indices. **Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society**, v. 135, n. 644, p. 1661–1672, Oct. Part A 2009. [21](#)
- BARBOSA, A. C. B. **Estudo da variabilidade acoplada oceano-atmosfera no Atlântico tropical**. 2007. 139 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2007. [25](#), [26](#)
- BARBOSA, H. M. J.; TARASOVA, T. A.; CAVALCANTI, I. F. A. Impacts of a new solar radiation parameterization on the cptec agcm climatological features. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 5, p. 1377–1392, May 2008. [162](#)
- BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. **A manual for EOF and SVD analysis of climatic data**. Montreal: McGill University, 1997. 247 p. [21](#)

BOER, G. J.; FOUREST, S.; YU, B. The signature of the annular modes in the moisture budget. **Journal of Climate**, v. 14, n. 17, p. 3655–3665, Sep. 2001. 8

BONATTI, J. P. **Alguns aspectos observados e teóricos do aquecimento estratosférico brusco nos hemisférios sul e norte**. 1979. 143 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1980. 43

BONATTI, J. P.; SILVA DIAS, P. L. **Um modelo espectral barotrópico global com iniciação por modos normais**. São José dos Campos, SP: INPE, 1983. 120 p. (INPE-2674-RPE/428).

BREWER, A. W. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 75, n. 326, p. 351–363, Oct. 1949. 71

CAI, W.; SULLIVAN, A.; COWAN, T. Interactions of ENSO, the IOD, and the SAM in CMIP3 models. **Journal of Climate**, v. 24, n. 6, p. 1688–1704, Mar. 2011. 11

CAI, W.; WATTERSON, I. G. Modes of interannual variability of the southern hemisphere circulation simulated by the CSIRO climate model. **Journal of Climate**, v. 15, n. 10, p. 1159–1174, May 2002. 2, 10

CARMO, A. M. C. d. **Os storm tracks no Hemisfério Sul**. 2002. 125 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/01.25.16.05>>. Acesso em: 12 abr. 2011. 2, 9, 17, 41

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, n. 5, p. 702–718, Mar. 2005. 2, 9, 11, 12, 17, 61, 62, 68, 71, 72

CAVALCANTI, I. F. A. Extremos de precipitação no verão sobre a região de monção da América do Sul simulador pelo mcga cptec/cola e características atmosféricas associadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA 15., 24-29 ago, São Paulo. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/10.01.11.17>>. Acesso em: 09 out. 2012. 111

CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, 2009. p. 463. ISBN 9788586238925. 1

CAVALCANTI, I. F. A. et al. Global climatological features in a simulation using the cptec-cola agcm. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965–2988, Nov. 2002. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2005/05.05.11.19>>. Acesso em: 25 abr. 2011. 20, 91, 158

CHARNEY, J. G.; DRAZIN, P. G. Evolution of the tropospheric split jet over the south pacific ocean during the 1986-89 enso cycle. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 8, p. 1711–1731, Aug. 1996. 32, 115, 130

CHEN, B.; SMITH, S. R.; BROMWICH, D. H. Evolution of the tropospheric split jet over the south pacific ocean during the 1986-89 enso cycle. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 8, p. 1711–1731, Aug. 1996. 10

CHOU, M.-D.; SUAREZ, M. J. A solar radiation parameterization (clirad-sw) for atmospheric studies. In: SUAREZ, M. J. (Ed.). **Technical report series on global modeling and data assimilation**. Greenbelt, MD: NASA Goddard Space Flight Center, 1999. v. 15, p. 48. NASA/TM-1999-104606, Vol.15. 28, 158, 161

CLOUGH, S. A.; KNEIZYS, F. X.; DAVIES, R. W. Line shape and the water vapor continuum. **Atmospheric Research**, v. 23, n. 3-4, p. 229–241, Oct. 1989. 160

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. d. A. Intraseasonal modes of variability affecting the south atlantic convergence zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 9, p. 1165–1180, Jul. 2006. 63

DAVIES, R. **Documentation of the solar radiation parameterization in the GLAS climate model**. Greenbelt, MD: NASA, 1982. (NASA TM-83961). 157

DEE, D. P. et al. The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, Apr. - Part A 2011. 19

DOBSON, G. M. B. Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. **Proceedings of the Royal Society London A**, A236, n. 1205, p. 187–193, Aug. 1956. 71

EDMON, H. J.; HOSKINS, B. J.; MCINTYRE, M. E. Eliassen-palm cross section for the troposphere. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 37, n. 12, p. 2600–2616, Dec. 1980. [31](#)

EDWARDS, J. M.; SLINGO, A. Studies with a flexible new radiation code i: choosing a configuration for a large-scale model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, n. 531, p. 689–719, Apr. 1996. [158](#)

FARIA, R. R. A. **Aplicação de wavelets na análise de gestos musicais em timbres de instrumentos acústicos tradicionais**. 1997. 203 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Sistemas Eletrônicos) — Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (EPUSP), São Paulo, 1997. [152](#)

FOGT, R. L.; BROMWICH, D. H. Decadal variability of the enso teleconnections to the high-latitude south pacific governed by coupling with the southern annular mode. **Journal of Climate**, v. 36, n. 6, p. 979–997, Mar. 2006. [63](#)

FOGT, R. L. et al. Intra-annual relationships between polar ozone and the sam. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. L04707, p. 6p., Feb. 2009. [15](#)

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surfaces cyclogenesis over south america. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293–1302, May 1991. [59](#)

GERBER, E. P. et al. Stratosphere-troposphere coupling and annular mode variability in chemistry-climate models. **Journal Of Geophysical Research**, VOL. 115, n. D00M06, p. 15p., Sep. 2010. [107](#), [114](#), [116](#), [134](#)

GILLETT, N. P.; KELL, T. D.; JONES, P. D. Regional climate impacts of the southern annular mode. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. L23704, p. 4p., Dec. 2006. [1](#), [12](#), [17](#), [59](#), [81](#), [131](#)

GILLETT, N. P.; THOMPSON, D. W. J. Simulation of recent southern hemisphere climate change. **Science**, v. 302, p. 273–275, Oct. 2003. [14](#), [100](#)

GONG, D.; WANG, S. Antarctic oscillation: concept and applications. **Chinese Science Bulletin**, v. 43, n. 9, p. 734–738, May 1998. [1](#), [7](#)

_____. Definition of antarctic oscillation index. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 459–462, Feb. 1999. [7](#)

GONG, T.; FELDSTEIN, S. B.; LUO, D. The impact of enso on wave breaking and southern annular mode events. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 9, p. 2854–2870, Sep. 2010. [62](#)

_____. A simple gcm model study on the relationship between enso and the southern annular mode. 22-27 april. In: EGU GENERAL ASSEMBLY 2012, 22-27 April 2012, Vienna, Austria. **Proceeding...** [S.l.]: EGU, 2012. p. 6793. [11](#)

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 3, p. 764–787, Mar. 1993. [158](#)

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in south america: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, n. 4, p. 537–554, May 2011. [62](#)

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern south america associated with el niño and la niña events. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 35–58, Jan. 2000. [1](#)

GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 20, p. 3538–3555, Oct. 1995. [63](#)

GRINSTED, A.; MOORE, J. C.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, n. 5-6, p. 561–566, Nov. 2004. [25](#), [152](#), [156](#)

GU, D.; PHILANDER, S. Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. **Journal of Climate**, v. 8, n. 4, p. 864–876, Apr. 1995. [151](#)

HARSHVARDHAN, R. D.; RANDALL, D. A.; CORSETTI, T. G. A fast radiation parameterization for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D1, p. 1009–1016, Nov. 1987. [28](#), [157](#)

HOU, Y.-T. **Cloud-radiation-dynamics interaction**. 1990. 402 p. Ph.D. — University of Maryland, Maryland, 1990. [157](#)

JUSTINO, F.; PELTIER, W. R. Influence of present day and glacial surface conditions on the antarctic oscillation/southern annular mode. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. L22702, p. 6p., Nov. 2006. [12](#)

_____. Climate anomalies induced by the arctic and antarctic oscillations: glacial maximum and present-day perspectives. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 459–475, Feb. 2008. [12](#)

KANAMITSU, M. et al. Ncep-deo amip-ii reanalysis (r-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 11, p. 1631–1643, Nov. 2002. 19

KAROLY, D. J. Southern hemisphere circulation features associated with el niño-southern oscillation events. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1239–1252, Nov. 1989. 10

KIEHL, J. T.; HACK, J. J.; BRIEGLEB, B. P. The simulated earth radiation budget of the national center for atmospheric research community climate model ccm2 and comparisons with the earth radiation budget experiment (erbe). **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. D10, p. 20815–20827, 1994. 157

KILADIS, G. N.; MO, K. C. Interannual and intraseasonal variability in the southern hemisphere. In: KAROLY, D. J.; VINCENT, D. G. (Ed.). **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston-MA: American Meteorological Society, 1998. p. 307–336. (Meteorological Monographs, V27 N.49). 10

KINTER, J. et al. **The COLA atmosphere-biosphere general circulation model volume 1: formulation**. Calverton, Md: COLA, 1997. 44958557 (Cola-Report-51). 157, 159

KODERA, K.; KOIDE, H. Spatial and seasonal characteristics of recent decadal trends in the northern hemispheric troposphere and stratosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D16, p. 19433–19447, Apr. 1997. 5

KODERA, K. et al. Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere. **Geophysical Research Letters**, v. 17, n. 9, p. 1263–1266, May 1990. 8

KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the southern oscillation: Oceanic-atmospheric changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, n. 5, p. 490–504, Oct. 1984. 1

KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of Atmospheric Science**, v. 31, n. 5, p. 1232–1240, Jul. 1974. 28, 157, 158

LACIS, A.; HANSEN, J. E. A. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of Atmospheric Science**, v. 31, n. 1, p. 118–133, Jan. 1974. 157

L'HEUREUX, M. L.; THOMPSON, D. W. J. Observed relationships between the el niño-southern oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. **Journal of Climate**, v. 19, n. 2, p. 276–287, Jan. 2006. [2](#), [11](#)

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 6, p. 1275–1277, Jun. 1996. [19](#)

LORENZ, E. N. Seasonal and irregular variations of the northern hemisphere. **Journal of Meteorology**, v. 8, p. 52–59, Feb. 1951. [1](#), [5](#)

_____. Available potential energy and the maintenance of the general circulation. **Tellus**, v. 7, p. 157–167, 1955. [23](#)

_____. Rotation of principal components. **International Journal of Climatology**, v. 6, n. 3, p. 293–335, 1986. Article review of: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Science Report 1, Statistical Forecast Project. Depto. of Meteorology. Mass: Institute of Technology, 1956. [21](#)

MALLAT, S. G. A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation. **IEEE Transaction on Pattern Analysis and Machine Intelligence**, v. 11, n. 7, p. 674–693, Jul. 1989. [153](#)

MARINI, C.; FRANKIGNOUL, C.; MIGNOT, J. Links between the southern annular mode and the atlantic meridional overturning. **Journal of Climate**, v. 24, n. 3, p. 624–640, Feb. 2011. [11](#), [71](#)

MARSHALL, G. J. Half-century seasonal relationships between the southern annular mode and antarctic temperatures. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 3, p. 373–383, Mar. 2007. [12](#)

MCLANDRESS, C. et al. Separating the dynamical effects of climate change and ozone depletion. part ii: Southern hemisphere troposphere. **Journal of Climate**, v. 24, n. 6, p. 1850–1868, Mar. 2011. [16](#)

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Reviews of geophysics and space physics. **Journal of Climate**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. [157](#)

MENDES, M. C. D. et al. Blocking episodes in the southern hemisphere: Impact on the climate of adjacent continental areas. **Pure and Applied Geophysics**, v. 165, n. 9-10, p. 1941–1962, Oct. 2008. [38](#)

MILLER, R. L.; SCHMIDT, G. A.; SHINDELL, D. T. Forced annular variations in the 20th century intergovernmental panel on climate change fourth assessment report models. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D18101, p. 17 p., Sep. 2006. [15](#)

MO, K. C.; HIGGINS, W. The pacific-south american modes and tropical convection during the southern hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1581–1596, Jun. 1998. [1](#)

MO, K. C.; KOUSKY, V. E. Further analysis of the relationship between circulation anomaly patterns and tropical convection. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. D3, p. 5103–5113, 1993. [10](#)

MOORTHI, S.; SUAREZ, M. J. Relaxed arakawa-schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 6, p. 978–1002, Jun. 1992. [158](#)

MORLET, J. Sampling theory and wave propagation. In: CHEN, C. H. (Ed.). **NATO ASI Series, Vol. 1, Issues in Acoustic signal/Image processing and recognition**. Berlin: Springer-Verlag, 1983. p. 233–261. [151](#)

NMC, E. U. N. M. C. **Documentation of the research version of the NMC medium range forecasting model documentation - volume 1: hydrodynamics, physical parameterizations, and user's guide**. Washington, D.C.: NMC, 1988. (Available from the Development Division, NMC, Washington, D.C. 20233). [158](#)

PERLWITZ, J. et al. Impact of stratospheric ozone hole recovery on antarctic climate. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. L0871440, p. 5p., Apr. 2008. [2](#), [16](#)

PEZZA, A. B.; RASHID, H. A.; SIMMONDS, I. Climate links and recent extremes in antarctic sea ice, high-latitude cyclones, southern annular mode end enso. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 1-2, p. 57–73, Mar. 2012. [2](#), [10](#)

PLUMB, R. A. A new look at the energy cycle. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 7, p. 1669–1688, Jul. 1983. [23](#), [42](#)

POLVANI, L. M. et al. Stratospheric ozone depletion: the main driver of 20th century atmospheric circulation changes in the southern hemisphere. **Journal of Climate**, v. 24, n. 3, p. 795–812, Feb. 2011. [16](#)

- POSEY, J. W.; CLAPP, P. F. Global distribution of normal surface albedo. **Geofisica International**, v. 4, p. 33–48, 1964. [159](#)
- RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. A. The life cycle of the south american monsoon system. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6227–6246, Dec. 2008. [91](#)
- RANDEL, W. J.; NEWMAN, P. A. The stratosphere in the southern hemisphere. In: KAROLY, D. J.; VINCENT, D. G. (Ed.). **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston-MA: American Meteorological Society, 1998. p. 243–282. (Meteorological Monographs, V27 N.49). [33](#)
- RANDEL, W. J.; WU, F. Cooling of the arctic and antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p. 1467–1479, May 1999. [33](#)
- RAO, V. B.; CARMO, A. M. C.; FRANCHITO, S. H. Interannual variations of storm tracks in the southern hemisphere and their connections with the antarctic oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 12, p. 1537–1545, Oct. 2003. [2](#), [9](#), [17](#), [41](#)
- REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. D. Relationship between the southern annular mode and the southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48–55, mar. 2009. [9](#), [17](#), [59](#)
- RENWICK, J. A. Enso-related variability in the frequency of south pacific blocking. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 12, p. 3117–3123, Dec. 1998. [38](#)
- _____. Trends in the southern hemisphere polar vortex in ncep and ecmwf reanalyses. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. L07209, p. 4p., Apr. 2004. [13](#)
- RENWICK, J. A.; REVELL, M. Blocking over the south pacific and rossby wave propagation. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 10, p. 2233–2247, Oct. 1999. [38](#)
- REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, n. 6, p. 929–948, Jun. 1994. [20](#)
- ROSCOE, H. K.; HAIGH, J. D. Influences of ozone depletion, the solar cycle and the qbo on the southern annular mode. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 133, n. 628, p. 1855–1864, Oct. - Part A 2007. [15](#)

SANTOS, I. A.; FRANCO, N. J. Uso do índice mensal da oscilação antártica para avaliação de algumas interações com a circulação troposférica na América do Sul e oceanos próximos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., Belém-Pa. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2010. 10, 17

SCHMITTNER, A.; CHIANG, J.; HEMMING, S. Introduction: The ocean's meridional overturning circulation. In: SCHMITTNER, A.; CHIANG, J.; HEMMING, S. (Ed.). **Ocean circulation**: Mechanisms and impacts past and future changes of meridional overturning. Washington, D. C.: Amer Geophysical Union, 1998. p. 392 p. (Geophysical Monograph Series, v. 173). 11

SCHNEIDER, D. P.; OKUMURA, Y.; DESER, C. Observed antarctic interannual climate variability and tropical linkages. **Journal of Climate**, v. 25, n. 12, p. 4048–4066, Jun. 2012. 63, 133

SEBA, W. M. P. S. e. **Impacto da TSM de alta resolução em simulações de previsão numérica do tempo na região da confluência Brasil-Malvinas**. 179 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011-12-01 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18/2011/10.29.17.29>>. Acesso em: 30 abr. 2012. 10

SEXTON, D. M. H. The effect of stratospheric ozone depletion on the phase of the antarctic oscillation. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 19, p. 3697–3700, 2001. 2, 14, 80, 100

SHAW, T. A. et al. The impact of stratospheric ozone changes on downward wave coupling in the southern hemisphere. **Journal of Climate**, v. 24, n. 16, p. 4210–4229, Aug. 2011. 16, 40

SHINDELL, D. T.; SCHMIDT, G. A. Southern hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases. **Geophysical Research Letter**, v. 31, p. L18209, Sep. 2004. 2, 14, 80, 100

SILVA, A. R. **Ciclo de vida do sistema de monção da América do Sul: observação e simulação**. 262 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008-09-29 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/09.14.03.35>>. Acesso em: 27 set. 2012. 91

SILVESTRI, G. E.; VERA, C. S. Antarctic oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern south america. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 21, p. 2115–2118, Nov. 2003. 1, 12, 17, 61

_____. Nonstationary impacts of the southern annular mode on southern hemisphere climate. **Journal of Climate**, v. 22, n. 22, p. 6142–6148, Nov. 2009. 13

SIMÕES, M. C. **Identificação de distúrbios em magnetogramas associados às tempestades geomagnéticas utilizando técnicas wavelets**. 147 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011-04-20 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2011/04.06.16.03>>. Acesso em: 16 abr. 2012. 151

SIMPKINS, G. R.; KARPECHKO, A. Y. Sensitivity of the southern annular mode to greenhouse gas emission scenarios. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 3-4, p. 563–572, Feb. 2012. 16

SLINGO, J. M. The development of verification of a cloud prediction scheme for the ecmwf model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 113, n. 477, p. 899–927, Jul. 1987. 157

SON, S.-W. et al. The impact of stratospheric ozone recovery on the southern hemisphere westerly jet. **Science**, v. 320, n. 5882, p. 1486–1489, Jun. 2008. 2, 16

SOUZA, E. P. D. **Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região Amazônica**. 1999. 121 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 1999. 158

SOUZA, P. P. d. **As influências dos extratropicais na posição da ZCIT do Atlântico**. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/09.21.14.54>>. Acesso em: 26 apr. 2012. 60

TAMAOKI, J. N. et al. Parallelizing cptec's general circulation model. In: SYMPOSIUM ON COMPUTER ARCHITECTURE AND HIGH PERFORMANCE COMPUTING, 11., 29 Sep. - 2 Oct., Natal (RN). **Proceedings...** SBAC, 1999.

Disponível em:

<<http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2003/07.22.14.41>>. Acesso em: 25 abr. 2011. 20, 158

TARASOVA, T.; FOMIN, B. Solar radiation absorption due to water vapor: Advanced broadband parameterizations. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 39, n. 11, p. 1947–1951, Nov. 2000. 28, 158, 160

THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S. Interpretation of recent southern hemisphere climate change. **Science**, v. 296, n. 895, p. 895–899, May 2002. 14

THOMPSON, D. W. J. et al. Signatures of the antarctic ozone hole in southern hemisphere surface climate change. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 11, p. 741–749, Nov. 2011. 2, 16, 80

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 9, p. 1297–1300, May 1998. 1, 5

_____. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1000–1016, Mar. 2000a. 1, 2, 6, 7, 8, 20, 22, 31, 33, 39, 40, 55, 56, 129, 130

_____. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1018–1036, Mar. 2000b. 2, 7, 13

TIEDTKE, M. The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ecmwf model. In: ECMWF WORKSHOP ON CONVECTION IN LARGE-SCALE MODELS, 28 Nov.-1 Dec., Reading, England. **Proceedings...** [S.l.]: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), 1983. p. 297–316. 28, 157, 158

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, Jan. 1998. 152, 153, 154

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. Interdecadal changes in the enso-monsoon system. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2679–2690, Aug. 1999. 153, 155

TRENBERTH, K. E. Persistence of daily geopotential heights over the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 1, p. 38–53, Jan. 1985. 38

TRENBERTH, K. E.; CARON, J. The southern oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 24, p. 4358–4365, Dec. 2000. 132

TRENBERTH, K. E.; PAOLINO JR, D. A. Characteristic patterns of variability of sea level pressure in the northern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 6, p. 1169–1189, Jun. 1981. 5

TURNER, J.; OVERLAND, J. E.; WALSH, J. E. An arctic and antarctic perspective on recent climate change. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 3, p. 277–293, Mar. 2007. 13

UPPALA, S. et al. The era-40 re-analysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, n. 612, p. 2961–3012, Oct.-Part B 2005. 19, 158

VAN LOON, H.; ROGERS, E. J. C. Remarks on the circulation over the southern hemisphere in fgge and on its relation to the phases of the southern oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 11, p. 2255–2259, Nov. 1981. 10

VASCONCELLOS, F. C. **Variabilidade atmosférica associada a casos extremos de precipitação na Região Sudeste do Brasil**. 110 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008-02-15 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/01.15.16.05>>. Acesso em: 08 may. 2010. 76

VASCONCELLOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Extreme precipitation over southeastern brazil in the austral summer and relations with the southern hemisphere annular mode. **Atmospheric Science Letters**, v. 11, n. 1, p. 21–26, Jan.-Mar. 2010. 61, 63, 80

WALKER, G. T. World weather. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 54, n. 226, p. 9–87, Apr. 1928. 1, 7

WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the geopotential height fields during the northern hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 4, p. 784–812, Apr. 1981. 5

WAUGH, D. et al. Persistence of the lower stratospheric polar vortices. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D22, p. 27191–27201, Apr. 1999. 13

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. San Diego, CA: Academic Press, 2006. 627 (International Geophysics Series 91) ISBN 978-0-12-751966-1. [22](#)

WILLMOTT, C. J.; ROWE, C. M.; MINTZ, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **International Journal of Climatology**, v. 5, n. 6, p. 589–606, Nov./Dec. 1985. [159](#)

WMO, W. M. O. **Atmospheric Ozone, Global Ozone Research and Monitoring Project Vol. I**. [S.l.: s.n.], 1986. 392 p. [159](#), [160](#)

YANG, X.-Y.; HUANG, R. X.; WANG, D. X. Decadal changes of wind stress over the southern ocean associated with antarctic ozone depletion. **Journal of Climate**, v. 20, n. 14, p. 3395–3410, Jul. 2007. [14](#)

YU, H. et al. A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 3, p. 613–666, Feb. 2006. [160](#)

ZAR, J. **Biostatistical analysis**. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, 1999. 662 p. [154](#)

ZHOU, S. et al. An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 8, p. 1123–1126, Apr. 2000. [13](#)

APÊNDICE A - ONDELETAS

Na década de 80 os pesquisadores Jean Morlet e Alex Grossmann (MORLET, 1983) propuseram a transformada em ondeletas como uma alternativa à Transformada de Fourier no estudo de sinais não-estacionários. Essa nova transformada apresentou a capacidade de determinar os modos dominantes de variabilidade e sua variação no tempo. A partir daí, a transformada em ondeletas se tornou uma ferramenta comum, para a análise de variações locais de energia dentro de uma série temporal, pela decomposição da mesma em tempo-frequência-espaco. Esta é capaz de determinar os modos dominantes de variabilidade e, como estes modos variam no decorrer do tempo. A transformada em ondeletas tem sido usada em numerosos estudos em meteorologia e geofísica (GU; PHILANDER, 1995; SIMÕES, 2011; ANDRADE, 2011).

A.1 As Funções Ondeletas

As ondeletas ou ondaletas, do francês “Ondelette” (MORLET, 1983), (“wavelets” em inglês), é o termo utilizado para descrever um conjunto de funções obtidas a partir de uma função principal por meio de translações e mudanças de escala. Essa função principal, representada por $\psi_0(t)$, é chamada de ondeleta-mãe e deve ser quadraticamente integrável, ou seja:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi_0(t) dt = 0 , \quad (\text{A.1})$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi_0(t)|^2 dt = 1 . \quad (\text{A.2})$$

As condições impostas pelas Equações A.1 e A.2 são conhecidas respectivamente como condição de admissibilidade e de energia finita. A partir da ondeleta-mãe podemos obter uma série de outras funções através da aplicação da função ondeleta geradora

$$\psi_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \psi_0\left(\frac{t-k}{j}\right); j \neq 0 , \quad (\text{A.3})$$

onde j e k são respectivamente os fatores de escala e translação. As funções obtidas com a função ondeleta geradora são chamadas de ondeletas filhas. O

fator $1/\sqrt{j}$, conhecido como constante de normalização da energia, nos garante que a soma das energias das ondeletas filhas será igual a energia da ondeleta-mãe.

A.2 A Ondeleta de Morlet

O resultado de todo o trabalho de Morlet e de Grossman originou a primeira função ondeleta-mãe, que posteriormente foi chamada de função ondeleta-mãe de Morlet. A ondeleta de Morlet é definida como

$$\psi_0(t) = \pi^{-0,25} e^{i\omega_0 t} e^{-0,5t^2}, \quad (\text{A.4})$$

onde ω_0 é uma frequência adimensional que modula a ondeleta-mãe e t representa os valores da série temporal a ser analisada. Segundo [Torrence e Compo \(1998\)](#) e [Grinsted et al. \(2004\)](#), 6 é um valor ótimo para a frequência de corte ω_0 . A Figura A.1 mostra respectivamente: a ondeleta-mãe de Morlet com largura e amplitude arbitrárias (Figura A.1 a); uma ondeleta-filha gerada com a dilatação da ondeleta-mãe para $j = 2$ (Figura A.1 b); e uma ondeleta-filha gerada com a translação e dilatação da ondeleta mãe para $j = 2$ e $k = 0.5$ (Figura A.1 c). A Figura A.1 mostra que mesmo com aplicação da translação e da mudança de escala, o sinal da ondeleta de Morlet não perde suas características.

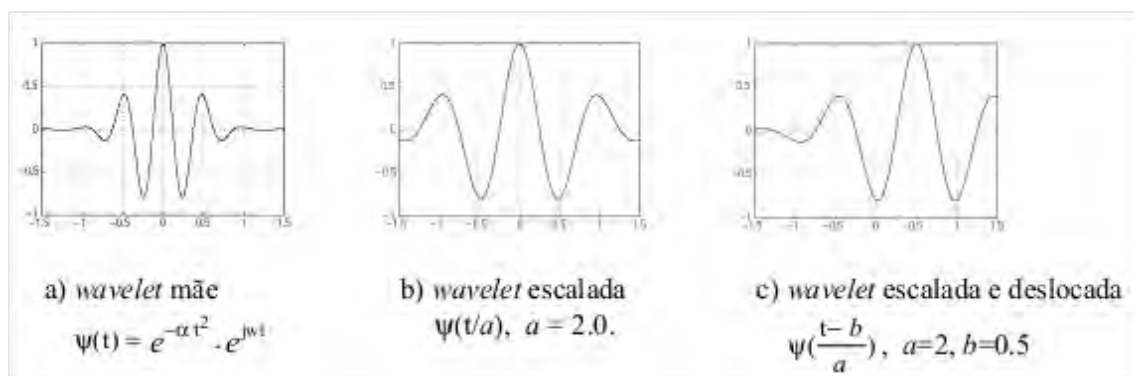


Figura A.1 - (a) Sinal da ondeleta-mãe de Morlet com largura e amplitude arbitrária, (b) Dilatação da função de ondeleta de Morlet para $j = 2$ (c) Translação e dilatação da ondeleta-mãe de Morlet para $j = 2$ e $k = 0.5$.

Fonte: [Faria \(1997\)](#)

A.3 A Transformada em Ondeletas na Forma Contínua

A transformada em ondeleta de uma série temporal $f(t)$ com intervalos de tempo constantes dt é definida como a convolução de $f(t)$ com uma ondeleta-filha gerada a partir do conjugado da ondeleta-mãe:

$$W_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \int_{t=t_0}^{t_n} f(t) \psi_0^* \left(\frac{t-k}{j} \right) dt . \quad (\text{A.5})$$

A idéia central da transformada em ondeleta consiste em decompor o sinal analisado em diferentes níveis de frequências (resolução); tal processo é conhecido como “Multiresolução” (MALLAT, 1989). Esta forma de representação do sinal fornece uma estrutura hierárquica simples para a interpretação física das informações fornecidas pelo sinal analisado. Em diferentes resoluções, os detalhes de um sinal mostram diferentes estruturas físicas do mesmo.

A Figura A.2 sintetiza a questão da multiresolução e do princípio da incerteza (nomenclatura inspirada no princípio da incerteza de Heisenberg). Observamos que na análise de altas frequências a transformada em ondeleta utiliza uma resolução temporal mais refinada (menores escalas de tempo), permitindo uma análise mais detalhada do sinal. Por outro lado, com uma redução na resolução temporal (maiores escalas de tempo) podemos visualizar baixas frequências e identificar características mais gerais do sinal. Essa relação entre as resoluções temporal e de frequência é que chama-se de princípio da incerteza, quando refinamos a resolução temporal, perdemos resolução em frequência e vice-versa.

Torrence e Compo (1998) destacaram que a ondeleta pode ser interpretada como um filtro passa-banda, permitindo a identificação dos modos dominantes de variabilidade que apresentam um maior conteúdo de energia em um determinado período. A transformada de ondeleta pode ser usada para analisar séries temporais que contenham potência (variabilidade) não-estacionária em muitas frequências distintas (TORRENCE; WEBSTER, 1999). Em resumo, a transformada de ondeleta revela, no tempo, que parte do sinal analisado transporta energia significativa e em quais frequências (escalas) isso acontece.

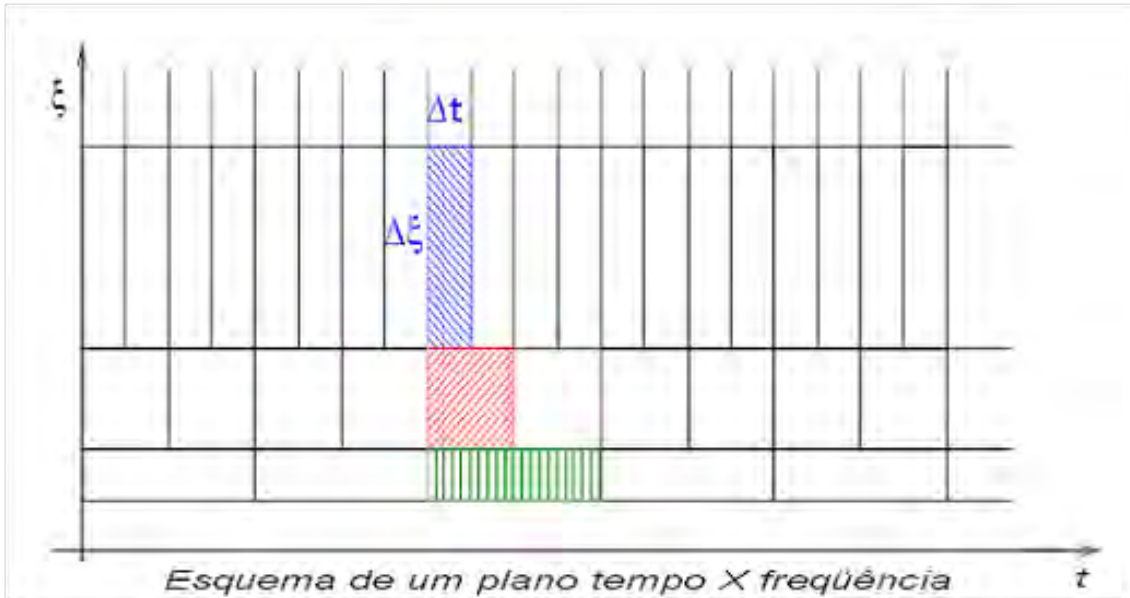


Figura A.2 - Relação entre tempo x frequência, onde ξ representa a frequência e t o tempo

A.4 A Transformada Cruzada em Ondeletas

Esta seção é baseada na metodologia apresentada por [Torrence e Compo \(1998\)](#). A Transformada Cruzada em Ondeletas mostra a covariabilidade da energia entre duas séries temporais e revela informações sobre a relação entre as fases das mesmas. Como na análise de Fourier, o espectro de energia das ondeletas pode ser ampliado para analisar duas séries temporais, X e Y , com as transformadas de ondeleta W_X e W_Y . Assim a transformada cruzada em ondeleta é definida matematicamente como:

$$W_{XY}(s, t) = W_X(s, t)W_Y^*(s, t) \quad (\text{A.6})$$

onde (*) denota o complexo conjugado.

Define-se o espectro de energia cruzado das ondeletas como sendo $|W_{XY}|$, indicando quais as regiões que apresentam potência comum entre duas séries temporais em um específico período.

O conhecimento da diferença de fase entre duas séries temporais é de grande importância para quantificar e qualificar a relação entre elas em termos da propagação de seus ciclos de oscilação. [Zar \(1999\)](#), definiu a média circular, ou ângulo

médio, de um conjunto de ângulos $(a_i, i = 1 \dots n)$ é da seguinte forma:

$$a_m = \arctan2(X, Y) \quad (\text{A.7})$$

onde os valores de Y e X são determinados de acordo com as Equações A.8 para cada valor de a_i .

$$X = \sum_{i=1}^n \cos(a_i), Y = \sum_{i=1}^n \sen(a_i) \quad (\text{A.8})$$

A coerência da ondeleta é uma medida da intensidade da covariância (correlação) de duas séries temporais no domínio tempo-frequência, diferentemente da potência de ondeleta cruzada que é uma medida da potência comum entre duas séries. A coerência explica quanto da variabilidade de uma série pode ser explicada pela variabilidade da outra. De acordo com [Torrence e Webster \(1999\)](#), a coerência da ondeleta pode ser definida como o quadrado do espectro cruzado de ondeleta normalizado pelo espectro de potência individual (Equação A.9). Isto fornece uma quantidade entre 0 e 1 e mede a correlação-cruzada entre duas séries temporais como uma função da frequência.

$$R^2(s, t) = \frac{|S(s^{-1}W_{XY}(s, t))|^2}{S(s^{-1}|W_X(s, t)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_Y(s, t)|^2)} \quad (\text{A.9})$$

onde S é um operador suavização e pode ser escrito da seguinte forma:

$$S(W) = S_{escala}(S_{tempo}(W_n(s))) \quad (\text{A.10})$$

onde S_{escala} denota a suavização ao longo da escala dos eixos das ondeletas e S_{tempo} no tempo. Para a ondeleta-mãe de Morlet, um operador de suavização é dado por:

$$S_{tempo}(W)|_s = (W(t, s) * c_1 e^{\frac{-t^2}{2s^2}})|_s \quad (\text{A.11})$$

$$S_{escala}(W)|_t = (W(t, s) * c_2 \Pi(0, 6s))|_t \quad (\text{A.12})$$

onde c_1 e c_2 são constantes de normalização e Π é a função retangular. O fator de 0.6 é a escala de comprimento de correlação empiricamente determinada para a ondeleta de Morlet.

Nesta tese considera-se o método de Monte Carlo com o espectro de ruído vermelho para determinação do nível de 95% (ou 5%) de significância estatística da coerência e do espectro cruzado de ondeleta (GRINSTED et al., 2004).

Resumindo, a transformada de ondeleta cruzada e da coerência entre duas séries é obtida, inicialmente, através do cálculo da transformada de ondeleta cruzada a partir de duas transformadas em ondeletas contínuas, destacando-se as regiões com alta potência em comum com as duas séries temporais e como os ângulos de fase estão distribuídos espacialmente. A coerência também é calculada a partir de duas transformadas em ondeletas contínuas, informando qual o grau de correlação entre duas séries temporais e qual o nível de significância no domínio tempo-frequência. Nas figuras de coerência, o ângulo de fase é apresentado apenas nas regiões com intervalos de confiança pré-determinados. Em ambas as análises, a diferença entre os ângulos de fase será representada por vetores.

APÊNDICE B - MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL ATMOSFÉRICO DO CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (MCGA CPTEC)

O MCGA em uso no CPTEC tem sua origem naquele usado para previsão de tempo de médio prazo pelo National Centers for Environmental Prediction (NCEP, então *National Meteorological Center* (NMC)) em 1985. Esse modelo, chamado MRF (*Medium Range Forecasting Model*) pelo NCEP, era uma combinação do código espectral global desenvolvido pelo NCEP e as parametrizações físicas de escala subgrade desenvolvidas no *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) do NOAA na Universidade de Princeton, EUA. Esse modelo foi transferido ao *Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies* (COLA), onde foram adicionados, a princípio, cálculos diagnósticos para um melhor entendimento dos processos físicos simulados e de sua importância relativa.

Os processos dinâmicos e físicos do modelo COLA são descritos em [Kinter et al. \(1997\)](#) e incluem as equações primitivas; o esquema Kuo para convecção profunda ([KUO, 1974](#)), [Tiedtke \(1983\)](#) para a convecção rasa, esquema Mellor e Yamada aplicado para a difusão vertical na camada limite planetária ([MELLOR; YAMADA, 1982](#)) e difusão tipo bi-harmônica para a difusão horizontal, a qual é necessária para controlar os ruídos de pequena escala. A radiação de onda curta é a de [Lacis e Hansen \(1974\)](#), modificada por [Davies \(1982\)](#) e a formulação da radiação de onda longa foi desenvolvida por [Harshvardhan et al. \(1987\)](#). A interação radiação nuvem considera nuvens previstas usando um esquema híbrido do esquema [Hou \(1990\)](#) e do esquema NCAR CCM2 ([KIEHL et al., 1994](#)). O esquema Hou é baseado no método de previsão de nuvem de [Slingo \(1987\)](#).

O CPTEC iniciou suas operações em 1994, usando a versão 1.7 do MCGA COLA com algumas melhorias: tipo de truncamento, o processo de dissipação, o desempenho do computador, sistema de pós-processamento e o número de níveis verticais. Este modelo foi chamado de CPTEC-COLA. Por volta de 1998, o MCGA CPTEC-COLA foi atualizado com a inclusão das modificações da versão COLA 1.12. Enquanto isso, o CPTEC adquiriu seu segundo supercomputador e com isso, começaram a explorar o paralelismo. Para evitar instabilidade computacional que surge a partir de ventos fortes, uma dissipação adicional (dissipação de Newton) foi introduzida na tendência do vento estratosférico. Para fins de diagnóstico, a temperatura e a umidade dentro das montanhas foram calculadas usando umidade relativa em superfície constante em vez de uma taxa adiabática constante. Os campos de função de corrente e de velocidade potencial foram

ajustados para o campo de vento em coordenadas de pressão. Este modelo virou operacional em abril de 2000, quando a resolução foi aumentada de T062L28 para T126L28. A descrição do modelo e as características computacionais desta versão do CPTEC-COLA estão disponíveis em [Cavalcanti et al. \(2002\)](#) e [Tamaoki et al. \(1999\)](#).

Um projeto de modernização a longo prazo do modelo começou em meados de 2000. Entre outros aprimoramentos, um longo processo de recodificação incluiu todas as dinâmicas e formulações em ponto de grade como opções em tempo de execução. O modelo foi totalmente recodificado em Fortran 95, substituindo COMMONs pelos argumentos de procedimento e estruturando o código completo em módulos, permitindo o uso seguro de diretivas OpenMP e atingindo a portabilidade em máquinas de memória compartilhada. Novos recursos incluem a conservação de massa mantendo $\ln(P_s)$ constante, onde P_s representa a pressão de superfície. Este código foi chamado de CPTEC Versão 1.

Atualmente o modelo encontra-se na versão 3. O MCGA do CPTEC possui a opção de dinâmica Euleriana e Semi-Lagrangiana, com truncamento espectral triangular com grade gaussiana regular ou reduzida ou grade linear regular ou reduzida. Além do esquema Kuo de convecção profunda [Kuo \(1974\)](#), o modelo também possui as opções dos esquemas Grell ([GRELL, 1993](#)) e Relaxed Arakawa-Schubert (RAS) ([MOORTHI; SUAREZ, 1992](#)). Para a convecção rasa, além do esquema [Tiedtke \(1983\)](#), há também a opção do esquema Souza baseado em [Souza \(1999\)](#). Os esquemas de radiação de onda curta disponíveis, além do COLA, são o *Solar Radiative Transfer Model* (CLIRAD-SW-M) de [Chou e Suarez \(1999\)](#) modificado por [Tarasova e Fomin \(2000\)](#) e o UK Met Office ([EDWARDS; SLINGO, 1996](#)).

A concentração de dióxido de carbono pode ser considerada como sendo um valor constante (padrão, 370 ppm) ou uma curva quadrática baseada nos dados de dióxido de carbono da estação do Mauna Loa Observatory, Hawaii (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>) para considerar a variação anual. A concentração de ozônio pode ser introduzida através da interpolação de uma tabela com valores da razão de mistura de ozônio para cada nível do modelo em média zonal cada 5° de latitude e para cada quatro meses ([NMC, 1988](#)) (padrão) ou através de campos climatológicos mensais extraídos do conjunto Reanálise - 40 anos (ERA-40) do ECMWF com resolução de $1,25^\circ$ lat./lon ([UPPALA et al., 2005](#)).

A variável de superfície prescrita é a TSM. As variáveis de superfície determinadas pelo modelo climático são temperatura de superfície, umidade do solo, albedo de superfície e profundidade de neve, as quais são introduzidas no começo da integração com valores climatológicos e são ajustadas durante a integração. Os gelos marinhos são considerados os pontos de grade para qual a TSM está abaixo de -2°C . Os dados climatológicos de temperatura de superfície e de umidade do solo são obtidos de [Willmott et al. \(1985\)](#). O albedo é especificado como uma função do ângulo solar zenital sobre o oceano e é previsto pelo módulo de superfície SSib (*Simplified Simple Biosphere Model*).

A profundidade de neve é também aplicada como uma condição inicial baseada no albedo climatológico na superfície interpolado no tempo sobre a data inicial de rodada do modelo ([KINTER et al., 1997](#)). O albedo climatológico é baseado em [Posey e Clapp \(1964\)](#). A condição de contorno superior do MCGA é uma restrição cinemática que impõe velocidade vertical, em coordenada sigma, nula em todos os pontos na superfície e no topo da atmosfera do modelo, para satisfazer a conservação de massa. Essa restrição é usada na solução das equações através da diferenciação vertical em coordenada sigma ([KINTER et al., 1997](#)).

B.1 O esquema CLIRAD-SW-M.

Este esquema inclui absorção devido a vapor d'água, O_3 , O_2 , CO_2 , nuvens e aerossóis. Interações entre absorção e espalhamento pelas nuvens, aerossóis, moléculas (espalhamento de Reyleigh) e a superfície são levadas em conta. Os fluxos são integrados praticamente sobre todo o espectro, de $0,175 \mu\text{m}$ a $10 \mu\text{m}$. Dependendo da natureza da absorção, diferentes aproximações são aplicadas para diferentes absorvedores. Na região do ultravioleta (UV) e da radiação fotossinteticamente ativa (PAR), o espectro é dividido em oito bandas e um único coeficiente de absorção do O_3 e o coeficiente de espalhamento de Rayleigh é usado para cada banda (Tabela B.1). O coeficiente de absorção de O_3 varia de várias ordens de magnitude nas regiões UV e visível, mas bastante suavemente com número de onda. Absorção devido ao O_3 é calculado com uma resolução de aproximadamente $0,003 \mu\text{m}$. O coeficiente de absorção é interpolado a partir dos valores espectrais dados por [WMO \(1986\)](#). O efeito da pressão e da temperatura na absorção de O_3 é pequeno e, portanto, negligenciado.

No infravermelho, o espectro é dividido em três bandas (Tabela B.1). São usados em cada banda dez coeficientes de absorção. A banda 9 também inclui a absorção fraca de O_3 . A absorção de O_3 nesta banda é cedida para a absorção

na faixa 8. A absorção devido ao O_2 e CO_2 é de importância secundária, mas ocorrem em uma ampla faixa espectral. A redução do fluxo devido ao O_2 é obtida de uma função simples, enquanto a redução do fluxo devido ao CO_2 é obtida de tabelas pré-computadas. A modificação apresentada por Tarasova e Fomin (2000), leva em conta o modelo de absorção de vapor d'água contínuo proposto por Clough et al. (1989). Isso foi feito modificando as funções da distribuição K no vapor d'água nas bandas do infravermelho próximo. A magnitude da absorção contínua é de cerca de 6% da absorção da linha de absorção do vapor d'água (TARASOVA; FOMIN, 2000).

Nuvens e aerossóis são incluídos em todas as bandas. A reflexão e a transmissão de uma nuvem e da camada de aerossóis são computadas usando aproximação δ -Eddington. Os fluxos são então computados usando a aproximação "two-stream adding". Para uma camada de nuvem, a espessura ótica é parametrizada como uma função da quantidade de água/gelo na nuvem e do tamanho efetivo da partícula, enquanto o albedo de espalhamento único e o fator de assimetria são parametrizados como uma função do tamanho efetivo da partícula. As parametrizações são aplicadas separadamente para partículas de água e gelo. A aproximação "maximum-random" é adotada para a sobreposição de nuvens de diferentes alturas. As propriedades óticas dos aerossóis são especificadas nos parâmetros de entrada do modelo de radiação. NO MCGA do CPTEC, foi introduzida uma climatologia básica dos aerossóis. Em cada ponto de grade, foram escolhidas duas cargas de aerossóis, chamadas continental e oceânica. O aerossol de origem continental tem uma profundidade da coluna ótica de 0,22, distribuída homogeneamente nos primeiros dois quilômetros da atmosfera e é escolhida em todos os pontos de terra, exceto aqueles com gelo permanente. O valor de 0,22 é derivado de medidas recentes de satélite tomadas ao longo dos continentes (YU et al., 2006). Este valor descreve a carga de aerossóis média, sobre os continentes longe de fortes fontes de emissão de aerossóis tais como queima de biomassa. Da mesma forma, o aerossol oceânico tem uma profundidade da coluna de ótica de 0,14 (YU et al., 2006) e é escolhido sobre o oceano e do gelo marinho. A variação espectral dos parâmetros óticos dos aerossóis segue os tipos de aerossóis continentais e oceânicos (WMO, 1986).

Uma característica especial do CLIRAD-SW-M é que a absorção devido a uma série de bandas de absorção menor está incluída. Individualmente a absorção nessas bandas menores é pequena, mas coletivamente o efeito é grande, aproximadamente 10% do aquecimento atmosférico. Integrado sobre todas as ban-

Tabela B.1 - Absorção de gases e espalhamento Rayleigh nas parametrizações de radiação. Nuvens e aerossóis são incluídos em todas as bandas. Há oito bandas na região do ultravioleta e visível ($\nu > 14280 \text{ cm}^{-1}$) e três bandas na região do infravermelho ($\nu < 14280 \text{ cm}^{-1}$).

BANDA	FAIXA ESPECTRAL		ABSORÇÃO/ ESPALHAMENTO
	(cm^{-1})	(μm^{-1})	
1	(44440-57140)	(0.175-0.225)	O ₃ Rayleigh
2	(40820-44440)	(0.225-0.245)	O ₃
	(35700-38460)	(0.260-0.280)	Rayleigh
3	(38460-40820)	(0.245-0.260)	O ₃ Rayleigh
4	(33900-35700)	(0.280-0.295)	O ₃ Rayleigh
5	(32260-33900)	(0.295-0.310)	O ₃ Rayleigh
6	(31250-32260)	(0.310-0.320)	O ₃ Rayleigh
7	(25000-31250)	(0.320-0.400)	O ₃ Rayleigh
8	(14280-25000)	(0.400-0.700)	O ₃
			H ₂ O Rayleigh
9	(8200-14280)	(0.70-1.22)	H ₂ O**
			O ₃ Rayleigh
10	(4400-8200)	(1.22-2.27)	H ₂ O**
			Rayleigh
11	(1000-4400)	(2.27-10.0)	H ₂ O**
			Total Spectrum O ₂
	Total Spectrum		CO ₂

* Absorção de O₃ é encontrada até a Banda 8.
** Modificado por (TARASOVA e FOMIN, 2000)

Fonte: Chou e Suarez (1999)

das espectrais e todos os absorvedores, o aquecimento da superfície é calculado com exatidão, em alguns watts por metro quadrado dos cálculos de alta resolução espectral, e a taxa de aquecimento atmosférico entre 0,01hPa e a superfície tem uma precisão dentro de 5%.

A vantagem do CLIRAD-SW-M em relação ao esquema antigo SWRAD é que o espectro solar no SWRAD é dividido somente em duas regiões: de 0,2 a 0,7 μm e de 0,7 a 4 μm . O esquema CLIRAD-SW-M considera melhor os efeitos de absorção dos gases e propriedades de espalhamento dos aerossóis e partículas de nuvens.

([BARBOSA et al., 2008](#)) relataram as melhorias alcançadas pelo uso do CLIRAD-SW-M em relação ao esquema SWRAD no MCGA do CPTEC. Eles encontraram um aumento de 8% na média anual de absorção média global da atmosfera na integração aprimorada em comparação com a integração do modelo com o SWRAD. A absorção adicional é devido aos gases (0,5%), o processo de vapor de água contínuo (1,5%), e os aerossóis (6%), que não são considerados no esquema de radiação solar SWRAD. Eles apresentaram também um aquecimento geral da atmosfera no modelo com o CLIRAD-SW-M, com o aumento das temperaturas de aproximadamente 3 K na troposfera e 5-8 K na estratosfera, levando o modelo mais próximo aos valores de referência. A intensidade dos jatos troposféricos com o novo esquema é reduzida em 7% -8%, enquanto que no jato polar estratosférico noturno é aumentada em 5% -10%, reduzindo o erro sistemático do modelo.

ANEXO A - FIGURAS DISPERSÃO DO MODELO

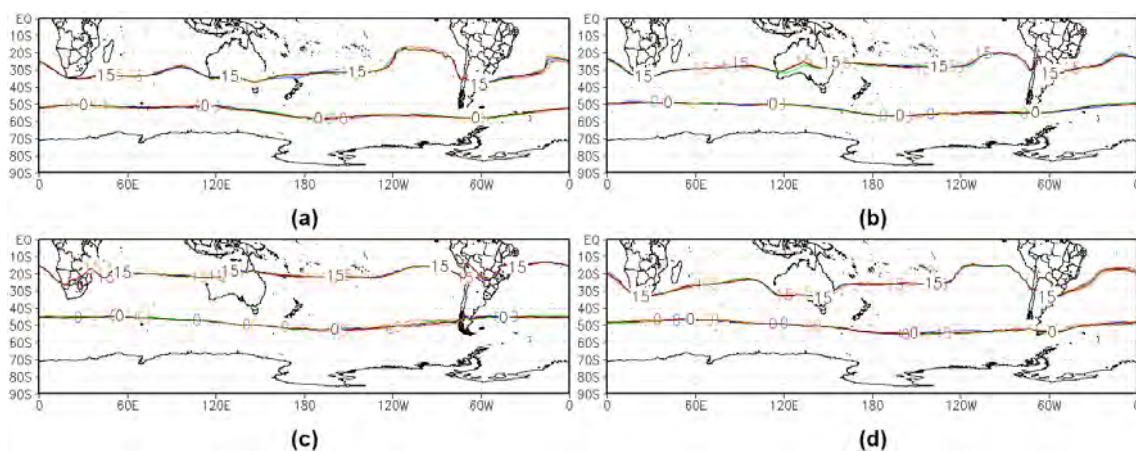


Figura A.1 - Diagramas tipo 'Spaguetti' de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) em 850 hPa para os sete membros do experimento controle: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro. Linha preta: média dos membros. Contornos de 0 e 15°C .

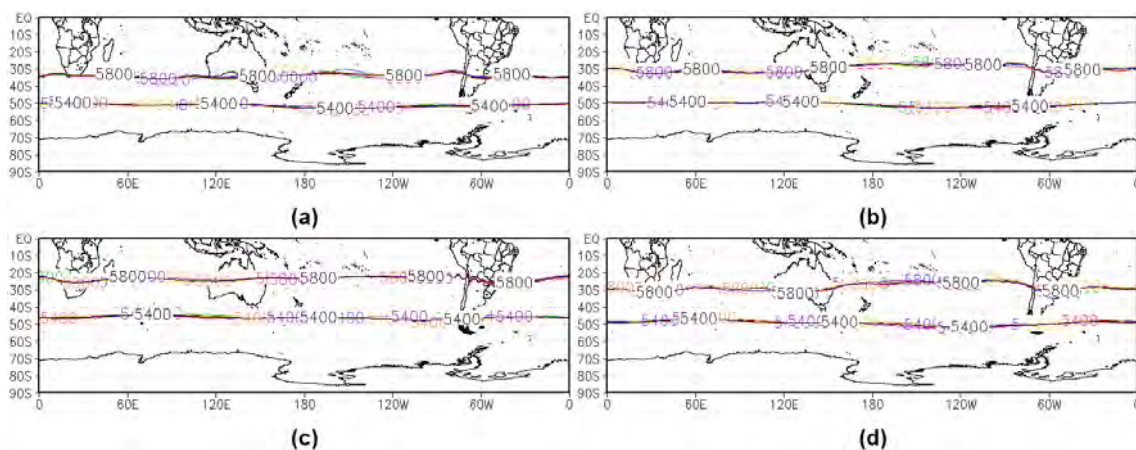


Figura A.2 - Diagramas tipo 'Spaguetti' de altura geopotencial (m) em 500 hPa para os sete membros do experimento controle: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro. Linha preta: média dos membros. Contornos de 5400 e 5800 m.

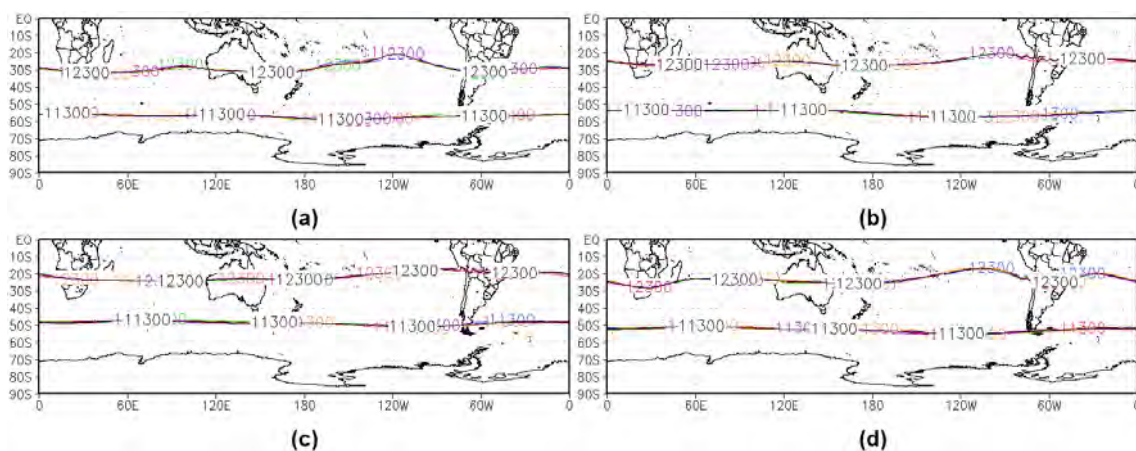


Figura A.3 - Diagramas tipo 'Spaguetti' de altura geopotencial (m) em 200 hPa para os sete membros do experimento controle: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro. Linha preta: média dos membros. Contornos de 11300 e 12300 m.

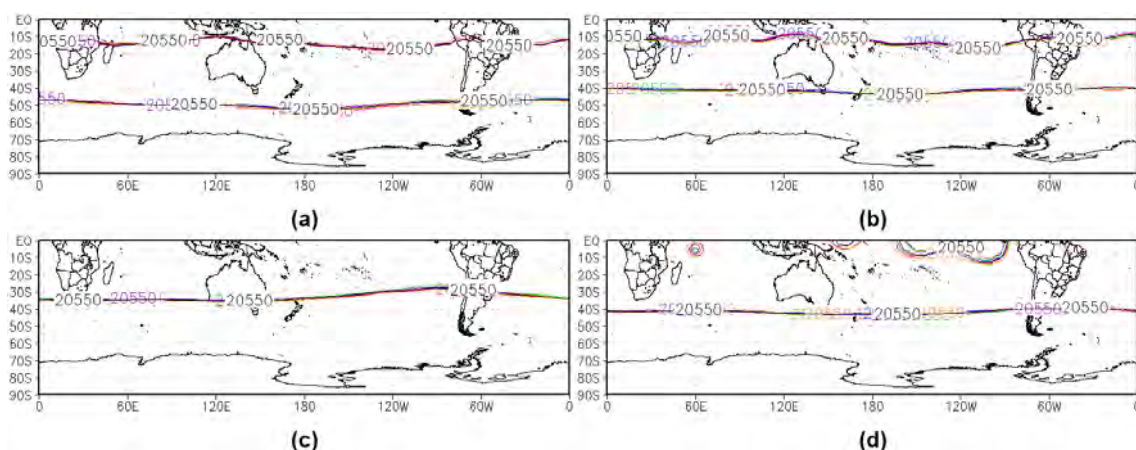


Figura A.4 - Diagramas tipo 'Spaguetti' de altura geopotencial (m) em 50 hPa para os sete membros do experimento controle: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho, (d) novembro. Linha preta: média dos membros. Contorno de 20550m.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o International Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.