



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-14093-TDI/1076

**VARIABILIDADE DO SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO
SUL: RELAÇÕES COM A OSCILAÇÃO DÉCADAL DO PACÍFICO**

Sâmia Regina Garcia

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela
Dra. Mary Toshie Kayano, aprovada em 21 de fevereiro de 2006.

551.553.21(8)

Garcia, S. R.

Variabilidade do sistema de monção da América do Sul: relações com a oscilação decadal do Pacífico ? S. R. Garcia – São José dos Campos: INPE, 2006.

142p. ; (INPE-14093-TDI/1076)

1.Clima. 2.Variabilidade. 3.Monções. 4.Oscilação. 5.Oceano Pacífico. 6.El Niño. 7.Oscilação Sul. 8.Funcões ortogonais. I.Título.

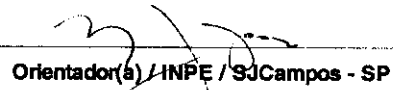
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Meteorologia

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dra. Mary Toshie Kayano



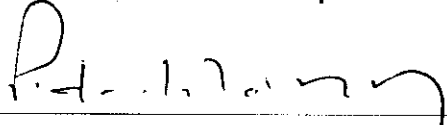
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Aluno (a): **Sâmia Regina Garcia**

São José dos Campos, 21 de fevereiro de 2006

*“Quando uma criatura humana desperta para um grande sonho e sobre ele lança toda a força de sua alma...
Todo o universo conspira a seu favor”.*

GOETHE

A meus pais
EDSON LUIS GARCIA e
APARECIDA L. PÍCOLO GARCIA

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a meus pais Edson e Cida pelo apoio dado aos meus estudos durante toda a minha vida. A meu irmão Fúlvio e a todos os meus amigos que, mesmo de longe, me apoiaram todo o tempo.

À Dra. Mary Toshie Kayano pela orientação, paciência e conhecimento transmitido no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela oportunidade e instalações oferecidas e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) que viabilizou a execução da pesquisa através do suporte financeiro proporcionado.

Aos amigos Rafael Souza e César Oliveira que nunca hesitaram quando solicitados em ajudar no apoio técnico que foi indispensável para este trabalho.

Ao amigo Fernando Arantes por todas as dicas fundamentais em Fortran durante a execução dos cálculos necessários.

À Lílian Escobar, secretária da Pós-Graduação que sempre ajudou e apoiou com carinho no que foi solicitada.

Aos amigos da pós-graduação pela solidariedade, apoio, motivação e pelos ótimos momentos vividos.

A todos aqueles que de maneira direta ou indireta contribuíram para minha experiência de vida e experiência acadêmica para a realização deste trabalho.

RESUMO

O principal objetivo deste trabalho foi analisar a variabilidade climática do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), assim como suas relações com as fases da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e investigar as relações deste sistema com os demais sistemas de monção. A técnica de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) foi aplicada no campo de anomalias do desvio da média anual do desvio da média zonal do potencial de velocidade (C^*) no nível de 200hPa do período de 1948-1999 para investigar as características de tal variabilidade. Foram utilizados dados médios mensais de temperatura da superfície do mar, temperatura do ar, pressão ao nível do mar, velocidade vertical em 500hPa, água precipitável e função de corrente em 200hPa. Com essas variáveis, foram feitas análises de compostos, em que os casos incluídos foram selecionados usando o valor limítrofe de mais ou menos 0,5 desvio padrão das componentes principais dos dois primeiros modos da análise de FOE de C^* em 200hPa para a América do Sul. Através da análise de compostos foi possível inferir que o modo dominante dessa análise descreve a variabilidade multidecadal do SMAS associada a padrões característicos da ODP, e que o segundo modo ilustra a variabilidade interanual associada ao El Niño/Oscilação Sul. A análise de FOE de C^* em 200hPa para a banda global mostra que o SMAS está relacionado com o sistema de monção do leste da Ásia na escala de tempo multidecadal e que o sistema de monção da América do Norte e o sistema de monção da Índia estão relacionados na escala de tempo interanual.

SOUTH AMERICAN MONSOON SYSTEM VARIABILITY: RELATIONS TO THE PACIFIC DECADAL OSCILLATION

ABSTRACT

The main objective of the present work was to analyze the South American Monsoon System (SAMS) variability, and its relation to the Pacific Decadal Oscillation (PDO) phases. The relations of SAMS with other monsoon systems were also investigated. In order to investigate this variability, monthly anomalies of the deviation from the annual mean of the zonal deviation field of the velocity potential (\mathbf{C}^{*}) at 200hPa for the 1948-1999 period were subjected to the Empirical Orthogonal Function analysis. Additional monthly data of the sea surface temperature, surface air temperature, sea level pressure, vertical velocity at 500hPa, precipitable water and streamfunction at 200hPa were also used. Anomaly composites of these variables were obtained in near global areas using the cases selected for threshold of ± 0.5 standard deviations of the principal components of the first two EOF modes of the analysis of \mathbf{C}^{*} at 200hPa in South America. The dominant mode of this analysis describes the PDO related multi-decadal variability of the SAMS, while the second mode illustrates the El Niño/Southern Oscillation (ENSO) related interannual variability. The EOF analysis of \mathbf{C}^{*} at 200hPa in the global band shows that the SAMS and the East Asia monsoon system are related each other in the multi-decadal scale, and the North America monsoon and the Indian monsoon systems are related in the interannual scale.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SÍMBOLOS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	27
1.1 Objetivos	29
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	31
2.1 Características de sistemas de monção	31
2.2 Sistema de Monção da América do Sul	32
2.3 Sistema de Monção da América do Norte	34
2.4 Sistema de Monção da Ásia	36
2.5 El Niño/Oscilação Sul	37
2.6 Oscilação Decadal do Pacífico	39
2.7 Variabilidade da precipitação em escala interanual de decadal para a AS	40
CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA	43
3.1 Dados	43
3.2 Metodologia	44
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS	49
4.1 Climatologia	49
4.1.1 Circulação de Hadley	55
4.1.2 Circulação de Walker	57
4.1.3 Circulação monçônica	59
4.2 Sistema de Monção da América do Sul	64
4.3 Sistema de Monção da América do Norte	68
4.4 Sistema de Monção da Ásia	72
4.5 Área Global	76
4.6 Área Global (Sem tendência)	80
4.7 Composições do Primeiro Modo do SMAS	83
4.7.1 Temperatura da superfície do mar	83
4.7.2 Temperatura do ar	86
4.7.3 Pressão ao nível do mar	88
4.7.4 Velocidade vertical	90
4.7.5 Água precipitável	92
4.7.6 Função de corrente	94
4.8 Composições do Segundo Modo do SMAS	97
4.8.1 Temperatura da superfície do mar	98
4.8.2 Temperatura do ar	100
4.8.3 Pressão ao nível do mar	102
4.8.4 Velocidade vertical	104
4.8.5 Água precipitável	106

4.8.6 Função de corrente.....	108
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES	111
5.1 Conclusões	111
5.2 Sugestões para trabalhos futuros	112
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	115
APÊNDICE A - FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS	121
APÊNDICE B - CLIMATOLOGIA DO PERÍODO DE 1948-1999	127
APÊNDICE C - FOE PARA OS PERÍODOS DE 1948-1976 E 1977-1999	131

LISTA DE FIGURAS

- 4.1 – Climatologia de χ em 200hPa de 1948-1976 para os meses indicados. O intervalo de contorno é $20 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -100 (100) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 50
- 4.2 – Climatologia de χ em 200hPa de 1977-1999 para os meses indicados. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.1..... 53
- 4.3 – Diferença da climatologia de χ em 200hPa para os meses indicados entre os períodos de 1977-1999 e 1948-1976. O intervalo de contorno é $10 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -30 (30) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 54
- 4.4 – Média zonal de χ em 200hPa para os meses indicados. O gráfico contínuo (pontilhado) refere-se ao período de 1948-1976 (1977-1999). As unidades são $10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 56
- 4.5 – Circulação de Walker: a) 1948-1976; b) 1977-1999. O intervalo de contorno é $10 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -80 (80) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 58
- 4.6 – Diferença da circulação de Walker entre os períodos de 1977-1999 e 1948-1976. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.3. 58
- 4.7 – Circulação monçônica para os meses indicados do período de 1948-1976. O intervalo de contorno é $10 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -40 (40) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 61
- 4.8 – Circulação monçônica para os meses indicados do período de 1977-1999. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.7..... 62
- 4.9 – Diferença da circulação monçônica entre os períodos de 1977-1999 e 1948-1999. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.3. 63
- 4.10 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para o período de 1948-1999 para a AS. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. As áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que $-0,8$ ($0,8$) para (a) e $-0,3$ ($0,3$) para (b). 66
- 4.11 – Média da série temporal das componentes principais dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA) para a AS: a) CP01 para DJF; b) CP01 para JJA; c) CP02 para DJF; e d) CP02 para JJA. 67
- 4.12 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para o período de 1948-1999 para a AN. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. As áreas

	claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -0,9(0,9) para (a) e -0,8(0,8) para (b).	70
4.13	–Média da série temporal das componentes principais dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA) para a AN: a) CP01 para DJF; b) CP01 para JJA; c) CP02 para DJF; e d) CP02 para JJA.	71
4.14	– Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para o período de 1948-1999 para a Ásia. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. As áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -0,2(0,2) para (a) e -0,7(0,7) para (b).	74
4.15	–Média da série temporal das componentes principais dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA) para a Ásia: a) CP01 para DJF; b) CP01 para JJA; c) CP02 para DJF; e d) CP02 para JJA.	75
4.16	– Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para o período de 1948-1999 para a Área Global. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. As áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -0,8(0,8) para (a) e -0,3(0,3) para (b).	78
4.17	–Média da série temporal das componentes principais dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA) para a Área Global: a) CP01 para DJF; b) CP01 para JJA; c) CP02 para DJF; e d) CP02 para JJA.....	79
4.18	– Padrão espacial (a) e componente principal (b) do primeiro modo da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ sem tendência linear para o período de 1948-1999 para a Área Global. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. As áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -0,3(0,3).	81
4.19	–Média da série temporal das componentes principais do primeiro modo da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA) para a Área Global sem tendência linear: a) CP01 para DJF; e b) CP01 para JJA.....	82
4.20	–Compostos de anomalias de TSM para CP01<-0,5 σ para a) DJF; b) MAM; c) JJA; e d) SON. Compostos de anomalias de TSM para CP01>0,5 σ para e) DJF; f) MAM; g) JJA; e h) SON. O intervalo de contorno é 0,3 desvio padrão com contornos negativos (positivos) tracejados (contínuos). O contorno de zero foi omitido. As áreas hachuradas abrangem valores significativos.	85
4.21	–O mesmo que a Figura 4.20, mas para temperatura do ar.	87
4.22	–O mesmo que a Figura 4.20, mas para PNM.	89
4.23	–O mesmo que a Figura 4.20, mas para ω em 500hPa.....	91
4.24	–O mesmo que a Figura 4.20, mas para água precipitável.....	93
4.25	–O mesmo que a Figura 4.20, mas para ψ em 200hPa.....	96
4.26	–Compostos de anomalias de TSM para CP02<-0,5 σ para a) DJF; b) MAM; c) JJA; e d) SON. Compostos de anomalias de TSM para CP02>0,5 σ para e) DJF; f)	

MAM; g) JJA; e h) SON. AS convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.20.	99
4.27 –O mesmo que a Figura 4.26, mas para temperatura do ar.	101
4.28 –O mesmo que a Figura 4.26, mas para PNM.	103
4.29 –O mesmo que a Figura 4.26, mas para ω em 500hPa.....	105
4.30 –O mesmo que a Figura 4.26, mas para água precipitável.	107
4.31 –O mesmo que a Figura 4.26, mas para ψ em 200hPa.....	109
B.1 –Climatologia de χ em 200hPa de 1948-1999 para os meses indicados. O intervalo de contorno é $20 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -100 (100) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$..	127
B.2 –Média zonal de χ em 200hPa para os meses indicados do período de 1948-1999. As unidades são $10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$..	128
B.3 –Circulação de Walker para o período de 1948-1999. O intervalo de contorno é $10 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas escuras (claras) indicam valores menores (maiores) que -80 (80) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$..	129
B.4 –Circulação monçônica para os meses indicados do período de 1948-1999. O intervalo de contorno é $10 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -40 (40) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$..	130
C.1 –Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para o período de 1948-1976 para a AS. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,7/0,7$ para (a) e $-0,4/0,4$ para (c).....	132
C.2 –Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para o período de 1977-1999 para a AS. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,4/0,4$	133
C.3 –Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para o período de 1948-1976 para a AN. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,4/0,4$ para (a) e $-0,7/0,7$ para (c).....	135
C.4 –Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para o período de 1977-1999 para a AN. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,4/0,4$	136
C.5 –Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para o período de 1948-1976 para a Ásia. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,3/0,3$ para (a) e $-0,7/0,7$ para (c).....	138

C.6 –Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para o período de 1977-1999 para a Ásia. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que -0,4/0,4 para (a) e -0,35/0,35 para (c).....	139
C.7 –Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para o período de 1948-1976 para a Área Global. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que -0,35/0,35 para (a) e -0,6/0,6 para (c).....	141
C.8 –Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ para o período de 1977-1999 para a Área Global. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que -0,4/0,4 para (a) e -0,5/0,5 para (c).....	142

LISTA DE TABELAS

4.1 – Anos usados na composição do primeiro modo	83
4.2 – Anos usados na composição do segundo modo.....	97

LISTA DE SÍMBOLOS

A	-	Coeficiente do Método dos Mínimos Quadrados
B	-	Coeficiente do Método dos Mínimos Quadrados
D	-	Divergência
N	-	Número de realizações no teste de significância física dos modos
m	-	Número de casos no teste de significância estatística dos compostos
n	-	Número total de pontos no Método dos Mínimos Quadrados
t	-	Tempo
t_s	-	Valor tabelado da distribuição t de Student
x	-	Longitude
p	-	Ordem numérica dos valores q_i
\bar{a}	-	Média da Amostra
y	-	Latitude
q_i	-	i-ésimo valor com tendência linear
$(q_i)_s$	-	i-ésimo valor sem tendência linear
$\delta\lambda_i$	-	Erro de amostragem de λ_i
$\Delta\lambda_i$	-	Diferença entre autovalores
λ_i	-	Autovalor associado ao modo i
σ	-	Desvio padrão
χ	-	Potencial de velocidade
$[\chi(t, y)]$	-	Média zonal de χ

$\chi^*(t, x, y)$ - Desvio da média zonal de χ

$\overline{\chi^*}(x, y)$ - Média anual do desvio da média zonal de χ

$\chi^{*'}(t, x, y)$ - Desvio da média anual do desvio da média zonal de χ

ψ - Função de corrente

ω - Velocidade vertical

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AC	- América Central
AN	- América do Norte
AS	- América do Sul
APNMs	- Anomalias de Pressão ao Nível do Mar
ATSMs	- Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar
CP	- Componente Principal
CP01	- Componente Principal do primeiro modo
CP02	- Componente Principal do segundo modo
DJF	- Dezembro, Janeiro e Fevereiro
ENOS	- El Niño/Oscilação Sul
FOE	- Funções Ortogonais Empíricas
FOE01	- Funções Ortogonais Empíricas do primeiro modo
FOE02	- Funções Ortogonais Empíricas do segundo modo
HN	- Hemisfério Norte
HS	- Hemisfério Sul
IODP	- Índice da Oscilação Decadal do Pacífico
IOS	- Índice da Oscilação Sul
JBN	- Jato de Baixos Níveis
JJA	- Junho, Julho e Agosto
MAM	- Março, Abril e Maio
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
ODP	- Oscilação Decadal do Pacífico

OS	- Oscilação Sul
PNA	- “Pacific North American”
PNM	- Pressão ao Nível do Mar
PSA	- “Pacific South American”
SMA	- Sistema de Monção da Ásia
SMAN	- Sistema de Monção da América do Norte
SMAS	- Sistema de Monção da América do Sul
SMI	- Sistema de Monção da Índia
SMLA	- Sistema de Monção do Leste da Ásia
SON	- Setembro, Outubro e Novembro
TIK	- Tanaka <i>et al.</i>
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	- Zona de Convergência InterTropical
ZCT	- Zona de Convergência Tropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A variabilidade climática é entendida como uma propriedade intrínseca do sistema climático terrestre, responsável por oscilações naturais nos padrões climáticos, observados em nível local, regional e global. Essa variabilidade exerce uma influência significativa nas atividades humanas. O conhecimento da forma com que o clima se altera em uma determinada região é muito importante para a economia e, particularmente, para a agricultura, pesca, engenharia, produção de energia, fábricas, indústrias, etc. Pois, conhecendo-se os mecanismos que regem tal variabilidade, é possível fornecer subsídios, tanto para a população quanto para os setores administrativos e industriais, que são necessários para se tentar lidar com seus efeitos. Portanto, o estudo e o monitoramento da variabilidade climática têm importantes implicações sócio-econômicas.

As escalas temporais, dentro do contexto dessa variabilidade, variam desde a sazonal até a multidecadal, incluindo a interanual e a decadal. A importância de tais escalas de variabilidade é indiscutível, já que as oscilações e os sistemas que regem alguns dos principais fenômenos atmosféricos e oceânicos variam nessas escalas de tempo, por exemplo, Oscilação de Madden e Julian, El-Niño/Oscilação Sul (ENOS), Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) entre outros.

Dentre essas escalas de variabilidade, uma delas é de importância singular, visto que tem sido alvo de vários estudos e continua sendo até os dias de hoje: a interanual. Nessa escala temporal, o ENOS, sistema acoplado oceano-atmosfera primeiramente proposto por Bjerknes (1966,1969), é o principal fenômeno. Como fenômenos em clima são muito complexos uma vez que variações nos subsistemas oceânicos e atmosféricos estão envolvidas, o estudo da interação oceano-atmosfera é fundamental para o entendimento, por exemplo, do impacto das variações climáticas no meio ambiente.

Cabe ressaltar o fato de que o ENOS é um forte modulador para outros sistemas atmosféricos, podendo atuar estimulando ou enfraquecendo os mesmos.

No que se refere à variabilidade climática decadal, a mesma tem atraído grande atenção desde os anos 90. Nos fins da década de 90, diversos cientistas identificaram um padrão dominante de variabilidade climática sobre o oceano Pacífico que atua na escala decadal, a ODP (Mantua *et al.*, 1997). Os impactos de tal variabilidade têm sido notados no clima e no ecossistema de diversas regiões. Dessa maneira, a escolha dessa escala temporal de variabilidade (mais especificamente, a própria ODP) para o presente trabalho justifica-se em virtude de sua importância no cenário climático atual, assim como pela semelhança na sua configuração espacial quando comparada ao ENOS. Ainda, visto que é um tópico pouco explorado (por ter sido recentemente identificado), torna-se interessante um aprofundamento do mesmo, já que relações importantes entre a ODP e outros fenômenos climáticos podem ser encontradas.

Outro tópico, alvo de vários estudos, é a circulação geral, que em baixas latitudes é dirigida principalmente pelas circulações tropicais de grande escala: Hadley, Walker e Monçônica. Assim, a variabilidade climática é impulsionada pela variação dessas circulações. A circulação de Hadley tem sido definida como uma circulação meridional zonalmente simétrica com movimentos ascendentes sobre a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e movimentos descendentes sobre o cinturão de alta pressão subtropical (Oort e Yienger, 1996; Trenberth *et al.*, 2000). Bjerknes (1969) refere-se à circulação de Walker como sendo uma circulação atmosférica de grande escala ao longo de um plano vertical zonal que ocorre sobre o oceano Pacífico equatorial. Esta circulação é caracterizada por movimentos ascendentes no Pacífico equatorial oeste, escoamento para leste na troposfera superior, movimentos descendentes no Pacífico equatorial leste e retornando em direção ao Pacífico equatorial oeste na troposfera inferior.

Entretanto, a ênfase do trabalho é para o sistema de monção. A importância desse

assunto encontra-se no fato de que esses sistemas, que se desenvolvem sobre regiões continentais de baixas latitudes em resposta a mudanças sazonais no contraste térmico entre o continente e regiões oceânicas adjacentes, são os maiores componentes dos regimes de precipitação do verão continental. Tanto a América do Norte (AN) quanto a América do Sul (AS) são caracterizadas por tais sistemas (Vera *et al.*, 2005).

Tanaka *et al.* (2004) refere-se à monção como uma reversão nos campos de precipitação e vento e, à circulação monçônica como um sistema climático com reversão sazonal dos ventos sobre e ao redor dos continentes. A estação de verão na AS mostra aspectos que são típicos de um clima monçônico, assim como o ciclo sazonal de precipitação sobre grande parte da AS também é do tipo-monção, com grandes contrastes entre o inverno e o verão (Grimm *et al.*, 2004a).

Quanto aos aspectos básicos, Vera *et al.* (2005) observam também que, ambos o Sistema de Monção da América do Norte (SMAN) e o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) têm aspectos similares aos do Sistema de Monção da Ásia (SMA), incluindo o contraste de temperatura continente-oceano, uma circulação de grande escala termicamente direta com um ramo ascendente continental e um ramo descendente oceânico, interações continente-atmosfera, baixa pressão em superfície e um anticiclone em altos níveis, intenso escoamento de umidade em baixos níveis dirigida para o continente e mudanças sazonais associadas na precipitação regional.

1.1 Objetivos

O objetivo geral do presente trabalho é analisar a variabilidade climática do regime de monção da AS, assim como suas relações com as fases da ODP e investigar as relações deste regime com os demais regimes de monção (SMAN e SMA).

No capítulo 2 será feita uma revisão bibliográfica sobre esse assunto, enfocando os principais estudos. No capítulo 3 serão apresentados os dados e a metodologia utilizada

para separar as circulações (Hadley, Walker e monçônica) e para obter os padrões atmosféricos associados às monções. No capítulo 4, serão mostrados os resultados obtidos com a realização desse estudo. Finalmente no capítulo 5 serão explicitadas as conclusões finais do trabalho e sugestões para trabalhos futuros.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Características de Sistemas de Monção

O termo “monção” originou-se da palavra arábica *mausim* que significa estação. É freqüentemente aplicado à reversão sazonal da direção do vento ao longo da costa do oceano Índico, especialmente no mar da Arábia (Webster, 1987). Segundo Webster (1987), para definir a extensão geográfica da monção, é necessário, primeiramente, ter uma definição do que constitui um clima monçônico. Assim, uma definição mais comum abrange características da variação anual de vento e de chuva. Por esse critério, para ser um clima monçônico, o vento deve reverter a direção entre verão e inverno, soprando de oceanos frios em direção a continentes quentes durante o verão e de continentes frios em direção a oceanos quentes durante o inverno. A definição usualmente requer que a estação de verão seja muito úmida e a estação de inverno muito seca.

Uma das maiores realizações dos dois grandes cientistas Edmund Halley e George Hadley foi a identificação de dois dos mecanismos dirigentes mais fundamentais da monção em escala planetária (Webster, 1987):

- ◆ O aquecimento diferencial continente-oceano e o gradiente de pressão resultante que orienta os ventos da alta pressão para a baixa pressão,
- ◆ O giro introduzido aos ventos pela rotação da terra.

Depois de Halley e Hadley, não se avançou muito nesse assunto em termos de mecanismos dirigentes. Existe um outro aspecto, não menos importante, que é a quantidade de umidade presente na atmosfera, já que o planeta Terra é basicamente composto por água. Assim, aos dois processos físicos fundamentais identificados por Halley e Hadley, pode-se adicionar um terceiro (Webster, 1987):

- ◆ Processos de umidade que determinam a força, o vigor, e a localização da precipitação de monção por armazenamento, redistribuição, e liberação seletiva, na vizinhança dos continentes aquecidos, da energia solar que chega sobre grande parte dos trópicos e subtropicais.

A característica dominante dos grandes sistemas de monção, que é o ciclo anual, tem duas fases distintas: a “úmida” e a “seca”. A primeira refere-se à estação chuvosa, durante a qual ventos quentes e úmidos sopram do oceano. A segunda refere-se à outra metade do ano, quando há a reversão dos ventos, os quais trazem ar frio e seco do continente de inverno (Webster *et al.*, 1998). Os lugares de ocorrência dessa variação distinta do ciclo anual que serão estudadas nesse trabalho são: o leste e sul da Ásia (i.e., Lau e Li, 1984; Tao e Chen, 1987), AS e AN (Mechoso *et al.*, 2004).

2.2 Sistema de Monção da América do Sul

O SMAS desenvolve-se sobre uma grande extensão continental cortada pelo equador incluindo a maior floresta tropical do mundo na Amazônia e a grande área seca no Altiplano, com os Andes a oeste bloqueando efetivamente as trocas de ar com o oceano Pacífico e, ao mesmo tempo, fazendo com que umidade abundante seja transportada do Atlântico, a qual mantém intensa precipitação sobre o Brasil central (Nogués-Paegle *et al.*, 2002). Nogués-Paegle *et al.* (2002) observaram também precipitação abundante sobre as planícies subtropicais da AS, resultante do transporte de umidade de latitudes tropicais, e ainda que os sistemas de latitudes médias são moduladores importantes da precipitação tropical.

O SMAS compreende uma estrutura de um anticiclone em altos níveis e uma baixa quente em baixos níveis. A distribuição de massa continental, orografia e Temperatura da Superfície do Mar (TSM) contribuem para definir as características do mesmo (Mechoso *et al.*, 2004). Esse sistema caracteriza-se por precipitação intensa sobre o Brasil central e sobre a Bolívia, região essa que, à nordeste, vincula-se a ZCIT do

Atlântico. O anticiclone em altos níveis associado ao escoamento tipo-monção é a alta da Bolívia, que se estabelece próximo ao Altiplano. Os ventos alísios provenientes do oceano Atlântico tropical fornecem a umidade para o sistema de monção. O transporte de umidade intensifica-se localmente ao longo do leste dos Andes, onde o Jato de Baixos Níveis (JBN) da AS desenvolve-se com ventos mais fortes sobre a Bolívia (Mechoso *et al.*, 2004). Grimm *et al.* (2004a) observaram que o JBN exerce um importante papel no transporte de umidade da Amazônia aos subtropicais, produzindo um aumento de chuva nessa região e que o sistema de baixa pressão em superfície associado a esse mesmo escoamento do tipo-monção desenvolve-se sobre a região do Chaco, na parte central da AS. Esse sistema de baixa pressão sobre o norte da Argentina e o oeste do Paraguai é um aspecto climatológico presente durante todo o ano, mas com maior intensidade durante o verão (Grimm *et al.*, 2004a).

De acordo com Vera *et al.* (2005), o ciclo de vida do SMAS inclui uma fase úmida que se inicia na Amazônia equatorial e se propaga rapidamente para leste e sudeste no final de setembro e início de outubro, e é seguida por uma estação úmida com chuvas abundantes na bacia Amazônica. Na fase madura (final de novembro até final de fevereiro), a principal atividade convectiva, sobre o Brasil central, está unida a uma banda de nebulosidade na direção sudeste com precipitação estendendo-se ao sudeste do Brasil e ao oceano Atlântico adjacente. Esta banda de convecção, conhecida como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), é um aspecto diferencial do SMAS. A fase de dissipação do SMAS inicia-se aproximadamente em março, quando as áreas de precipitação intensa sobre a Amazônia diminuem e migram gradualmente para noroeste na direção do equador, enquanto a estação chuvosa na costa leste do nordeste do Brasil continua de abril a junho. Coerentemente, Gan *et al.* (2004) notaram que o ciclo médio anual da precipitação no Brasil central mostra um rápido aumento nos meses de primavera (setembro e novembro), um rápido decréscimo em abril, o período mais chuvoso de dezembro a fevereiro e aproximadamente 90% da precipitação total anual ocorrendo de outubro a abril. Neste trabalho foram usados dados diários e pântadas de 1979 a 2000.

Resultados consistentes foram obtidos por Rao *et al.* (1996) que examinaram a variação anual da chuva sobre o Brasil para o período de 1958-1978. Eles dividiram o país em cinco regiões: sul e noroeste do Brasil com chuva bem distribuída através do ano; uma grande região central com regime de verão úmido e inverno seco; norte do nordeste com uma estação chuvosa de março a maio; e leste do nordeste do Brasil com a principal estação chuvosa no inverno. Observaram ainda que a região central recebe 70% ou mais da chuva anual durante o período de setembro a fevereiro e que no verão austral o máximo de água precipitável ocorre ao longo da ZCAS. Sugeriram que a bacia Amazônica é a principal fonte de umidade para o Brasil central durante o período de setembro a fevereiro e o fluxo de vapor d' água do Atlântico equatorial associado com os ventos alísios é a principal fonte de umidade para a bacia Amazônica.

2.3 Sistema de Monção da América do Norte

O SMAN contém muitas das características do SMA, mas em uma escala menor. A precipitação de monção ocorre durante a estação de verão (JJA), possui uma fase inicial distinta e uma fase de dissipação menos distinta; é acompanhada por mudanças significantes na circulação de grande escala e sua extensão espacial é ampla, cobrindo grande parte do oeste dos Estados Unidos e noroeste do México (Adams e Comrie, 1997). A monção é responsável por pelo menos 50% da precipitação de verão no oeste do México próximo de 20°N, e aproximadamente 40% da precipitação sazonal no sul do Arizona e Novo México. Alguns locais no México recebem até 70% de sua precipitação anual associada com o SMAN de julho a setembro (i.e., Douglas *et al.*, 1993).

Em relação às fontes de umidade do SMAN, existe um debate sobre sua origem. Entretanto, há uma concordância que a umidade em baixos níveis é advectada do Pacífico tropical leste/Golfo da Califórnia (Rasmusson, 1967), enquanto o Golfo do México pode contribuir para a umidade em altos níveis. Maddox *et al.* (1995) sugerem que a umidade dessas duas fontes torna-se misturada sobre a Sierra Madre Ocidental, antes de ser transportada para o norte dos Estados Unidos.

Ropelewski *et al.* (2004) mostraram que a evolução do padrão da circulação atmosférica do SMAN é influenciada pela complexa topografia sobre a região e pelas fontes oceânicas de umidade atmosférica. Por causa desse complexo relevo, a evolução do SMAN é mais evidente na circulação em 200hPa. O escoamento zonal no final de maio e início de junho que precede o início do SMAN evolui para um anticiclone em 200hPa tipo-monçônico, centrado em 15°N ao sul do México. Este sistema desloca-se para norte e se centraliza próximo à divisa do México e dos Estados Unidos em julho, continua a se fortalecer e domina o padrão da circulação climatológica da costa leste do Pacífico até o Golfo do México em agosto. Em setembro, o anticiclone move-se para sul, diminuindo seu tamanho e sinalizando o final da monção. Em outubro, o escoamento médio torna-se essencialmente zonal sobre a região do SMAN e assim permanece até o início da próxima estação monçônica.

A fase de desenvolvimento (maio-junho) é caracterizada por um período de transição do regime de circulação de inverno ao de verão, que é acompanhado por um decréscimo na atividade de transientes de escala sinótica em latitudes médias sobre os Estados Unidos e o norte do México (Higgins *et al.*, 1997). O início da monção no México caracteriza-se por precipitação intensa no sul do país, que se espalha rapidamente para o norte. O aumento da precipitação sobre o noroeste do México coincide com o aumento do transporte vertical de umidade por convecção (Douglas *et al.*, 1993) e ventos alísios fluindo do Golfo da Califórnia (Badan-Dangon *et al.*, 1991). Durante a fase madura (julho-agosto), a alta monçônica está associada com maior divergência em altos níveis, na sua vizinhança e ao sul, e com ventos de leste mais fortes (ou ventos de oeste mais fracos) e com maior precipitação monçônica no México (Douglas *et al.*, 1993). Ao norte e a leste da alta monçônica, o escoamento atmosférico é mais divergente nos níveis troposféricos médios e superiores e ocorre diminuição da precipitação de junho a julho. A fase de dissipação (setembro-outubro) do SMAN pode ser caracterizada como o contrário da fase inicial, embora as mudanças tendem a acontecer em uma taxa menor. Durante essa fase, a crista sobre o oeste dos Estados Unidos se enfraquece assim como a

alta monçônica se retrai na direção sul e a precipitação da monção do México diminui (Higgins *et al.*, 1997).

2.4 Sistema de Monção da Ásia

O mais extenso sistema de monção, SMA, pode ser dividido em dois subsistemas: o Sistema de Monção da Índia (SMI) e o Sistema de Monção do Leste da Ásia (SMLA) (i.e., Lau e Li, 1984; Tao e Chen, 1987). Limitado a oeste pelo Platô do Tibet, a noroeste pela massa continental da Eurásia, e a sul e a leste pelo vasto oceano Pacífico, o leste da Ásia possui um dos mais pronunciados climas monçônicos do globo, com componentes de inverno e verão distintos. No verão, a Ásia central e leste está sob a influência dos ventos alísios de sudoeste acompanhado por forte precipitação, e geralmente por um clima quente e úmido e, no inverno, o vento de superfície é de nordeste, originado de uma grande circulação anticiclônica sobre a Sibéria. Essa circulação traz massa de ar continental seco e frio à região costeira leste e sul da China (Lau e Li, 1984).

Ding e Chan (2005) apresentaram uma visão geral do SMLA a partir do SMA. O início do SMA ocorre, na maioria dos casos, na Península da Indochina central e sul e é precedido pelo desenvolvimento de um ciclone na Baía de Bengala, uma rápida aceleração dos ventos de oeste em baixos níveis e um aumento significativo da atividade convectiva sobre o oceano Índico leste e Baía de Bengala. O avanço desse sistema para norte e nordeste mostra o início do SMLA. Assim, a precipitação de monção do leste da Ásia inicia-se sobre a região da Península da Indochina/Mar do Sul da China/Filipinas do início a meados de maio e estende-se abruptamente para a Bacia do Rio Yangtse, oeste e sul do Japão, e sudoeste do Mar das Filipinas no início a meados de junho e finalmente atinge o norte da China, Coréia, parte do Japão e o Pacífico tropical oeste. As TSMs dos oceanos Índico e Pacífico e a cobertura de neve na Eurásia e no Platô do Tibet são tidos como duas forçantes externas primárias à atividade do SMLA.

Segundo Goswami (2004), no SMI os ventos da monção de verão estão associados com vortacidade ciclônica em 850hPa e o JBN sobre o Mar da Arábia e um anticiclone (anticiclone do Tibet) em 200hPa, com o jato monçônico de leste. As mudanças monçônicas de ventos e de precipitação na região poderiam ser interpretadas como o resultado da migração sazonal para norte do cinturão de precipitação leste-oeste (Zona de Convergência Tropical-ZCT) do Hemisfério Sul (HS) ao Hemisfério Norte (HN) (Gadgil 2003). A localização geográfica da Índia limitada nos três lados por águas quentes do oceano Índico e pelo Himalaia ao norte exerce um papel importante no ciclo anual do SMI. Segundo Goswami (2004), este ciclo inclui uma fase pré-monçônica (abril-maio), quando o contraste de temperatura da superfície induz um escoamento através do equador e convergência de ar quente e úmido no continente, próximo da superfície. O início do SMI acontece com a reversão do gradiente meridional de temperatura e uma rápida transição da zona de alta precipitação próxima ao equador para 15°N aproximadamente, no final de maio ou início de junho. Depois, o escoamento em baixos níveis produz uma vortacidade ciclônica de grande escala, o cavado monçônico, através de interações com as montanhas ao norte, que influi na convecção e ajuda a manter a ZCT sobre o continente.

Como o enfoque do trabalho é estudar a variabilidade dos sistemas de monção citados acima, principalmente o da AS, logo abaixo é feita uma síntese sobre ENOS e ODP, fenômenos que atuam nas principais escalas de variabilidade associadas a esses sistemas de monção.

2.5 El Niño/Oscilação Sul

Por um longo tempo, o El Niño foi considerado um fenômeno oceânico local sem conexões com o clima. Nos anos 60 diversos estudos mostraram que as águas superficiais quentes associadas ao El Niño estendem-se para oeste no Pacífico central.

Bjerknes (1966, 1969) foi o primeiro a propor uma conexão entre o El Niño e a Oscilação Sul (OS). Atualmente os trabalhos se referem ao fenômeno acoplado oceânico/atmosférico ENOS, que é um evento global de grande escala. Variações no ENOS são medidas pelo Índice de Oscilação Sul (IOS), que expressa a fase e a intensidade da OS. Atualmente esse índice é definido como a diferença normalizada da anomalia normalizada de PNM entre Taiti e Darwin.

Para IOS negativo ou fase quente (episódio El Niño), a Pressão ao Nível do Mar (PNM) é mais alta que o normal no Pacífico tropical oeste e mais baixa que o normal no Pacífico tropical sudeste; as anomalias de TSM (ATSMs) são positivas e os ventos alísios estão enfraquecidos no Pacífico equatorial central e leste, a termoclina fica mais rasa no lado oeste e mais profunda no lado leste do Pacífico tropical; a convecção enfraquece no Pacífico oeste e aumenta no lado oposto. Para IOS positivo, referido como fase fria ou episódio La Niña, as características anômalas de TSM, PNM, ventos, convecção e profundidade da termoclina são inversas daquelas para IOS negativo (Rasmusson e Arkin, 1985; Rasmusson e Wallace, 1983).

As fontes de calor tropicais anômalas associadas ao ENOS influenciam as circulações de Walker, Hadley e monçônica, gerando trens de onda de Rossby que produzem efeitos importantes nos subtropicais e extratropicais. Uma das respostas para essas fontes de calor é o PNA (“Pacific-North American”) na AN e o PSA (“Pacific-South American”) na AS. O padrão PNA inclui um balanço norte-sul no Pacífico central juntamente com centros de ação sobre o oeste do Canadá e o sudeste dos Estados Unidos (Wallace e Gutzler, 1981). O PSA exibe um padrão de um trem de ondas em latitudes médias e altas do Pacífico central à AS e Atlântico sul (Mo e Nogués-Paegle, 2001).

Wang (2002) mostrou variações nas células de Walker e Hadley, associadas ao ENOS. Durante a fase quente do ENOS, a circulação de Walker zonal equatorial é enfraquecida, pois o sistema formado pela fonte de calor no Pacífico tropical oeste, convergência em baixos níveis, divergência em altos níveis e movimento ascendente na

troposfera média move-se para leste. Isso enfraquece a célula de Walker que enfraquece os alísios na troposfera inferior e então aumenta as TSM no Pacífico equatorial central e leste. Esta retroalimentação associada à célula de Walker é essencial para o desenvolvimento do El-Niño no Pacífico. A célula de Hadley anômala no Pacífico leste (oeste) mostra o ar ascendendo (subsidiando) nos trópicos, escoando para os pólos na troposfera superior (inferior), subsidiando (ascendendo) nos subtrópicos e retornando para os trópicos na troposfera inferior (superior).

2.6 Oscilação Decadal do Pacífico

Um outro tópico de abrangência do presente trabalho é a ODP (Mantua *et al.*, 1997). No que se refere à sua escala temporal, alguns autores se referem a uma escala de 20-30 anos e outros de 50-70 anos (Liu *et al.*, 2002; Minobe, 2000). Minobe (2000) chamou a primeira destas de *oscilação bidecadal* e a segunda de *pentadecadal* e sugeriu que, quando há coincidência na mudança de fase destas oscilações, ocorre mudança brusca de um regime frio para quente e vice-versa. O padrão da ODP é similar à variabilidade de TSM associada ao ENOS, mas a ODP possui maiores amplitudes em latitudes médias do que em latitudes baixas e uma maior extensão meridional das anomalias equatoriais do que aquelas referentes ao ENOS (Mantua *et al.*, 1997). Garreaud e Battisti (1999), repetindo a metodologia usada por Zhang *et al.* (1997) para dados de reanálise global do “National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research” (NCEP/NCAR), mostraram que os padrões anômalos atmosféricos e de TSM são simétricos em relação ao equador para todos os meses do ano. No hemisfério de inverno, entretanto, os sinais atmosféricos são mais fortes.

A fase quente da ODP está associada com ar seco e inverno mais quente na região noroeste do Pacífico, com menos precipitação e neve nas montanhas, com águas aquecidas no Pacífico tropical leste e na estreita banda ao longo da costa do Alasca e do oeste dos Estados Unidos e do Canadá, e com águas mais frias que o normal em uma grande área do Pacífico norte. Assim, possui uma configuração com ATSMs positivas

no Pacífico tropical e negativas no Pacífico extratropical norte e sul. A fase fria possui configuração contrária (Zhang *et al.*, 1997).

Mantua *et al.* (1997) definiu um índice para medir a intensidade e a fase da ODP, o qual será referenciado a partir de agora como IODP. É baseado na componente principal do primeiro modo da análise de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) das ATSMs ao norte de 20°N no Pacífico. Para IODP>0, ou regime quente, prevalecem águas superficiais mais quentes que o normal no Pacífico tropical e leste, e águas mais frias que o normal no Pacífico norte; para IODP<0, o padrão de ATSMs possui configuração invertida. Assim, a mudança climática que ocorreu no oceano Pacífico em meados da década de 1970 definiu a mudança do regime com IODP<0, que prevaleceu desde o início da década de 1950, para um regime com IODP>0 depois de meados da década de 1970 (Mantua *et al.*, 1997).

2.7 Variabilidade da precipitação em escala interanual e decadal para a AS

A precipitação em todo o globo está modulada por fenômenos atmosféricos que variam em escalas de tempo interanual e decadal, sendo o ENOS e a ODP os principais de tais fenômenos, respectivamente. Como a ênfase do presente trabalho é para a AS, alguns trabalhos que analisaram as características da variabilidade da precipitação sobre essa região são mostrados.

A fonte principal de variabilidade interanual da precipitação sobre a AS é o ENOS. Durante os eventos El Niño, o movimento ascendente sobre a AS tropical é mais fraco que o normal, com anomalias negativas de precipitação sobre o leste da Amazônia e nordeste do Brasil (Rao *et al.*, 1986) e anomalias positivas sobre o sul do Brasil (Ropelewski e Halpert, 1987, 1989; Kayano *et al.*, 1988). Durante os eventos La Niña, as anomalias de precipitação e circulação são opostas àquelas descritas para os eventos El Niño, algumas vezes com pequenos deslocamentos na posição das anomalias mais fortes e na magnitude das mesmas (Kousky e Ropelewski, 1989; Grimm, 2004b).

Juntamente com a variabilidade interanual, alguns estudos têm mostrado também a existência da variabilidade decadal e de longo prazo na precipitação da AS, dos quais, a maioria, relaciona a mudança na precipitação com variações regionais e globais de TSM (i.e., Nogués-Paegle e Mo, 2002; Zhou e Lau, 2001). Nogués-Paegle e Mo (2002) examinaram as bandas interanual e decadal do regime de precipitação na AS para DJF através de FOE rotacionadas para o período de 1950 a 1999 e mostraram que o modo dominante é associado com o ENOS e possui “loadings” negativos sobre o norte da AS e positivos sobre o sul do Brasil e planícies subtropicais entre 25°S e 35°S. Já o segundo modo é influenciado pelas ATSMs do Atlântico, o qual mostra “loadings” positivos sobre o nordeste do Brasil e negativos sobre a Colômbia e o Peru. Coerentemente a esse segundo modo, Moura e Shukla (1981) mostraram que a falta de precipitação no nordeste brasileiro, em alguns anos, pode estar associada a um dipolo meridional de ATSMs no Atlântico tropical, ou seja, quando ocorrem ATSMs positivas no Atlântico tropical norte e negativas no Atlântico tropical sul, a ZCIT encontra-se mais ao norte e o ramo descendente da célula de Walker intensifica-se, tendo como consequência forte subsidência no nordeste brasileiro e, assim, precipitação reduzida. Assim, variações de longo prazo da precipitação no nordeste do Brasil e no leste da Amazônia estão relacionadas a variações do gradiente de TSM inter-hemisférico no Atlântico tropical, enquanto variações no sudeste da AS parecem estar associadas com ambas TSM do Atlântico e do Pacífico (Grimm *et al.*, 2004a).

No que se refere à resposta da atmosfera a fontes de calor influenciando regimes de precipitação, tem-se o PSA que possui dois modos de variabilidade atmosférica no HS que influenciam a circulação e as anomalias de chuva na AS. Um deles é relacionado às ATSMs sobre o Pacífico central e leste em escala decadal e é a resposta ao ENOS na banda interanual. O padrão de chuva de verão associado mostra déficit de chuva sobre o nordeste do Brasil e aumento de chuva sobre o sudeste da AS, similar ao regime de precipitação durante o ENOS. O outro é associado com a componente quase-bienal do ENOS, com um período de 22-28 meses. O padrão de chuva associado mostra um

padrão dipolo com anomalias fora de fase entre a ZCAS estendendo-se da AS central ao Atlântico e nas planícies subtropicais centradas em 35°S (Mo e Nogués-Paegle, 2001).

Existem também evidências de variações interanuais e decadais nos escoamentos dos rios. Robertson e Mechoso (1998) encontraram ciclos interanuais na série temporal combinada dos rios Negro e Uruguai e observaram características do padrão ENOS nos compostos das ATSMs no Pacífico para cada componente oscilatória da série, encontrando a relação de escoamento acima da média dos rios com a fase quente do Pacífico tropical leste. Eles também encontraram o ciclo quase-decadal dos rios Paraná e Paraguai, em que ATSMs negativas no Atlântico tropical norte estão associadas com o maior escoamento desses rios nessa escala de tempo. Robertson e Mechoso (2000) encontraram uma componente interdecadal com o período de 15–17 anos presente no escoamento dos rios da Bacia La Plata e evidenciaram que os rios Paraná e Paraguai são influenciados diretamente pela ZCAS.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Parte dos dados usados neste trabalho foi obtida do arquivo da reanálise do NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) e são médias mensais de: potencial de velocidade (χ) em 200hPa, função de corrente (ψ) em 200hPa, velocidade vertical (ω) em 500hPa, água precipitável, temperatura do ar e PNM. Os dados de χ e ψ em 200hPa estão em pontos de grade Gaussiana com espaçamento aproximadamente de $1,875^\circ$ em longitude e latitude; os demais, estão em pontos de grade com resolução de $2,5^\circ$ de longitude e de latitude. Também foram usados dados mensais de TSM, os quais foram reconstruídos e estendidos por Smith e Reynolds (2003) para o período de 1854-2000 e estão em pontos de grade com resolução de 2° de latitude e de longitude. Todos os dados foram selecionados para o período de 1948 a 1999. Esse período foi escolhido como base para o cálculo das climatologias.

O campo de χ em 200hPa foi selecionado por ser a variável apropriada para refletir aspectos das circulações tropicais de grande escala, como em Tanaka *et al.* (2004) (daqui em diante referenciado como TIK (2004)). Através do vento horizontal em 200hPa, eles calcularam χ seguindo a definição de Krishnamurti (1971). No presente trabalho, esse cálculo não foi feito, mas usado o campo de χ disponível no site do NCEP/NCAR. Dessa maneira, a definição de χ usada é a original proposta por Lamb (1945):

$$D = \nabla^2 \chi \tag{3.1}$$

onde D é a divergência. Assim, os sinais dos campos de χ desse trabalho e os do trabalho de TIK (2004) encontram-se invertidos.

3.2 Metodologia

O campo de χ em 200hPa contém informações referentes à intensidade total das circulações tropicais de Hadley, Walker e monçônica. A componente da circulação de Hadley está contida no campo médio zonal de χ , isto é, $[\chi(t, y)]$ (Krishnamurti, 1971; Krishnamurti *et al.*, 1973) e as componentes das circulações de Walker e monçônica estão contidas no campo de desvio dessa média zonal, isto é, $\chi^*(t, x, y)$, onde x , y e t representam longitude, latitude e tempo, e $[\]$ e $()^*$ denotam a média zonal e o desvio da mesma, respectivamente (TIK, 2004). Assim, o campo de $\chi^*(t, x, y)$ é dividido em componentes de sua média anual e da mudança sazonal. Logo, a circulação de Walker é definida como a média anual do desvio da média zonal, isto é, $\overline{\chi^*(x, y)}$, e a circulação monçônica como o desvio da média anual do desvio da média zonal, isto é, $\chi^{*'}(t, x, y)$, onde $\overline{(\)}$ e $()'$ denotam a média anual e o desvio da mesma, respectivamente. Com essas simples definições das circulações tropicais, χ é dividido nas seguintes combinações lineares de três padrões espaciais ortogonais:

$$\chi(t, x, y) = [\chi(t, y)] + \chi^*(t, x, y) = [\chi(t, y)] + \overline{\chi^*(x, y)} + \chi^{*'}(t, x, y) \quad (3.2)$$

A primeira adição da equação (3.2) representa uma decomposição em componentes zonal e transiente, enquanto que a segunda adição separa a componente transiente em média e desvio no tempo. Os três termos da segunda adição são então definidos como componentes das circulações de Hadley, Walker e monçônica, respectivamente (TIK 2004).

Os cálculos referentes às circulações de Hadley, Walker e monçônica foram feitos em três períodos: um de 29 anos de 1948 a 1976, um de 23 anos de 1977 a 1999 (períodos

parciais) e o de 52 anos de 1948 a 1999 (período total). Os períodos parciais foram escolhidos já que em 1977 foi observada uma mudança climática brusca (Mantua *et al.*, 1997). Assim, os períodos parciais correspondem às fases de IODP negativo e positivo, respectivamente. A climatologia de χ e os campos referentes às circulações citadas foram feitos para os meses centrais das estações do ano. Depois do cálculo de $\chi^{*'}(t, x, y)$, suas anomalias foram calculadas para cada mês em relação às climatologias de cada período parcial (1948-1976 e 1977-1999) e do período total (1948-1999).

A variabilidade da circulação monçônica foi investigada através da análise de FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ em 200hPa. Essa metodologia foi escolhida para análise de dados das séries de anomalias, já que sua versatilidade a torna uma ferramenta útil para determinar o padrão dominante associado ao fenômeno meteorológico. Essa análise é baseada na matriz de correlação. Tal método está descrito com mais detalhes no Apêndice A. Através dessa técnica, obtêm-se os modos dominantes para o campo da série de anomalia mensal da circulação monçônica. A significância estatística dos modos é testada usando-se o método proposto por North *et al.* (1982), no qual um dado modo “n” pode ser dito estatisticamente significativo se o autovalor associado λ_n é bem separado dos autovalores vizinhos, isto é, $\delta\lambda_n < \Delta\lambda_n$ e $\delta\lambda_{n+1} < \Delta\lambda_{n+1}$, onde $\delta\lambda_n \sim \lambda_n \sqrt{(2/N)}$ é o erro de amostragem de λ_n , N é o número de realizações e $\Delta\lambda_n (= \lambda_n - \lambda_{n+1})$ é a diferença entre os autovalores.

Os autovetores são apresentados como padrões de correlação. Para avaliar a significância estatística dessas correlações, o número de graus de liberdade é estimado para cada modo dividindo-se o comprimento da componente principal (CP) pelo intervalo de tempo de duas realizações independentes na série da CP (a defasagem necessária para se obter coeficientes de autocorrelação nas séries temporais de CP próximas a zero). Para avaliar a significância estatística dos loadings, considera-se que as variáveis possuem uma distribuição normal e, assim, a hipótese nula é assumida. Desta forma, o teste t de Student é aplicado para se obter os valores limítrofes para que

as correlações sejam significantes em um nível de confiança de 95% para os graus de liberdade acima encontrados.

As análises de FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ foram feitas para: 1) América do Sul (40°S, 10°N, 120°W e 10°W); 2) América do Norte (equador, 50°N, 150°W e 40°W); 3) Ásia (10°S, 40°N, 40°E e 150°E) e 4) Área Global entre 40°S e 60°N. Para reduzir tempo e memória computacionais na análise para a Área Global, reduziu-se a resolução da grade de 1,875° em latitude e longitude para a resolução de 3,75° em latitude e longitude. As rodadas foram feitas para todas as regiões definidas acima no período de 1948-1999. Os graus de liberdade estimados para as quatro regiões e para o primeiro e o segundo modos são mostrados no capítulo de Resultados. Análises de FOE para todas as regiões nos períodos de 1948-1976 e 1977-1999 estão apresentadas no Apêndice C.

Como as CP do período total apresentaram tendência linear, esta foi removida das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ em 200hPa em todo ponto de grade da Área Global. O cálculo das FOE foi feito novamente para as séries sem tendência linear. Para remover tal tendência, utilizou-se o Método dos Mínimos Quadrados. Sejam n valores q_0, \dots, q_n , cuja ordem numérica de 1 a n está representada por p_0, \dots, p_n . Assim, o i -ésimo valor sem tendência linear é obtido pela equação:

$$(q_i)_s = q_i - (Ax_i + B) \quad (3.3)$$

em que:

$(q_i)_s$ é o i -ésimo valor sem tendência linear; q_i é o i -ésimo valor com tendência linear; n é o número total de pontos e

$$A = \frac{n \sum pq - \sum q \sum p}{n \sum p^2 - (\sum p)^2} \quad (3.4)$$

$$B = \frac{\sum q - A \sum p}{n} \quad (3.5)$$

em que $\sum \dots = \sum_{i=1}^n \dots_i$.

Em seguida, foram obtidos através do método de composição, os campos associados das anomalias das outras variáveis (TSM, temperatura do ar, PNM, ω em 500hPa água precipitável, e ψ em 200hPa) para as quatro estações do ano que englobam os meses de dezembro a fevereiro (DJF), março a maio (MAM), junho a agosto (JJA), e, finalmente para setembro a novembro (SON).

As diferenças sazonais são mais marcantes em DJF e JJA, mas, cabe ressaltar que as características de monção não são somente vistas nos três meses de verão, podendo estar evidente em MAM e SON algum processo de formação ou dissipação desse sistema. E, ainda, visto que o enfoque principal desse trabalho é a AS, cabe ressaltar ainda o trabalho de Rao e Hada (1990) que detectaram a grande heterogeneidade temporal e espacial dos regimes de precipitação do Brasil. Dessa maneira, justifica-se o cálculo das composições para todas as estações do ano.

Antes dos cálculos das composições, as anomalias de todas as variáveis foram padronizadas em cada ponto de grade pelo correspondente desvio padrão. Como as séries das CP dão as variações temporais do modo correspondente, séries temporais das médias sazonais de CP foram usadas para selecionar os casos para os compostos. Os casos incluídos em cada composto são selecionados usando o valor limítrofe de mais ou menos 0,5 desvio padrão da CP de um dado modo da análise para a AS.

Para avaliar a significância estatística dos compostos, o número de graus de liberdade é considerado o número de casos incluídos em cada composto. Considerando que as variáveis possuem uma distribuição normal, para o teste da significância dos compostos,

a hipótese nula é assumida. Desta forma a seguinte condição deve ser satisfeita:

$$-t_s \frac{\sigma}{\sqrt{m-1}} < \bar{a} < +t_s \frac{\sigma}{\sqrt{m-1}} \quad (3.6)$$

isto é,

$$|\bar{a}| > t_s \frac{\sigma}{\sqrt{m-1}} \quad (3.7)$$

onde t_s é o valor tabelado da distribuição t de Student correspondente a $m-1$, σ é o desvio padrão, \bar{a} é a média da amostra e m é o número de casos. Assim, apenas os valores absolutos excedendo $t_s \frac{\sigma}{\sqrt{m-1}}$ são estatisticamente significantes (Panofsky e Brier, 1968). O nível de confiança usado é o de 95%.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1 Climatologia

Primeiramente é feita uma climatologia do campo de χ em 200hPa para uma análise da variação sazonal. A Figura 4.1 ilustra a média climatológica de χ em 200hPa para o período de 1948 a 1976 nos meses de janeiro, abril, julho e outubro, enquanto a Figura 4.2 ilustra o mesmo para o período de 1977 a 1999. Todos os campos para o período de 1948 a 1999 encontram-se no Apêndice B.

Analisando a Figura 4.1a observa-se que, em janeiro o centro de divergência (χ negativo) localiza-se no Pacífico equatorial oeste e um centro positivo (convergência) sobre o norte da África. Consistentemente com estes resultados, TIK (2004) encontrou um forte movimento ascendente associado com o centro de convecção sobre o Pacífico oeste no HS que segue para a direção norte até o sul da Ásia e para a direção leste até o Pacífico equatorial leste. O padrão indica a circulação de Walker dominante na direção leste-oeste associado com o número de onda zonal um sobreposto à circulação meridional associada com a circulação de Hadley. Em abril, o padrão geral é similar ao de janeiro, mas o centro negativo sobre o Pacífico oeste é menos intenso, assim como os valores de χ sobre a África são bem menores (Figura 4.1b). Em julho, o centro negativo está bem mais intenso e deslocado para noroeste, próximo às Filipinas. O máximo positivo também foi deslocado para o Atlântico sul, possuindo uma maior intensidade (Figura 4.1c). Em outubro, o centro negativo deslocou-se para leste e a intensidade foi reduzida. Nesse mês, não se observam valores positivos hachurados (Figura 4.1d).

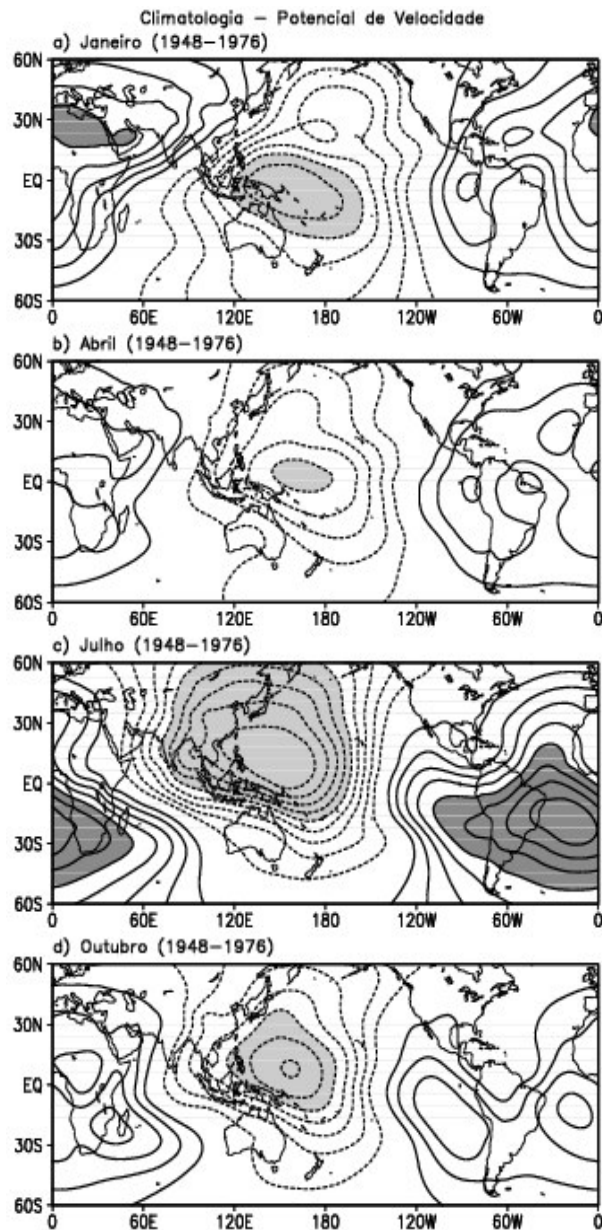


FIGURA 4.1 – Climatologia de χ em 200hPa de 1948-1976 para os meses indicados. O intervalo de contorno é $20 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -100 (100) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

Comparando as Figuras 4.1a e 4.2a, nota-se que o centro negativo em janeiro ainda se observa, mas com uma intensidade menor sobre o Pacífico equatorial oeste, enquanto o centro positivo sobre o norte da África possui a mesma intensidade. Em abril, o centro negativo sobre o Pacífico oeste (Figura 4.2b) possui uma intensidade menor. Em julho, o centro negativo possui a mesma intensidade e ligeiramente deslocado para oeste e o centro positivo sobre o Atlântico sul está menos intenso e menos estendido zonalmente (Figura 4.2c). Em outubro, os centros negativo e positivo estão menos intensos (Figura 4.2d).

De uma maneira geral, as Figuras 4.1 e 4.2 são bem similares, não possuindo diferenças muito marcantes entre os dois períodos, a menos da intensidade dos centros. Quando comparadas à climatologia feita por TIK (2004), notam-se configurações muito similares, principalmente para o período de 1977-1999 que tem maior sobreposição com o período escolhido por eles de 1966-1998.

Os campos de diferença de climatologias de χ em 200hPa entre os períodos de 1977-1999 e 1948-1976 mostram intensidade máxima de mesma magnitude para os quatro meses no Pacífico equatorial oeste e na AS (Figura 4.3). A extensão espacial em ambas regiões difere de um mês para o outro. Entretanto, na região do Índico equatorial e África, as diferenças sazonais são mais acentuadas. Em janeiro, existe um centro negativo no Índico equatorial e sul que, em abril, é quase nulo; em julho, o centro é positivo e com intensidade baixa sobre a África central e, em outubro, o centro é negativo e pouco intenso sobre o sudoeste da África (Figuras 4.3a, b, c, d). Assim, a grande diferença do campo da climatologia de χ em 200hPa entre os dois períodos está no Pacífico equatorial oeste e na AS, regiões onde observou-se maior intensidade no período de 1948-1976. Na região do Pacífico oeste, uma diferença entre o período antes e depois da mudança climática brusca de meados de 1970 foi notada também por Kawamura *et al.* (2004). Eles observaram o deslocamento para leste (oeste) do Índico tropical ao Pacífico oeste (do mar das Filipinas ao Índico norte) das anomalias de χ em 200hPa no período anterior (posterior) ao “shift” climático durante a fase de

crescimento (decaimento) do ENOS. Estes deslocamentos do centro de divergência podem explicar algumas diferenças nas Figuras 4.1 e 4.2. Parte da diferença está na intensidade dos valores, visto que esta é maior no período de 1948-1976 nas regiões do Pacífico oeste e da AS. A outra diferença é a mudança da localização do centro negativo no Pacífico oeste notada principalmente em julho. Este centro encontra-se levemente deslocado para noroeste no período de 1977-1999 quando comparado ao período de 1948-1976.

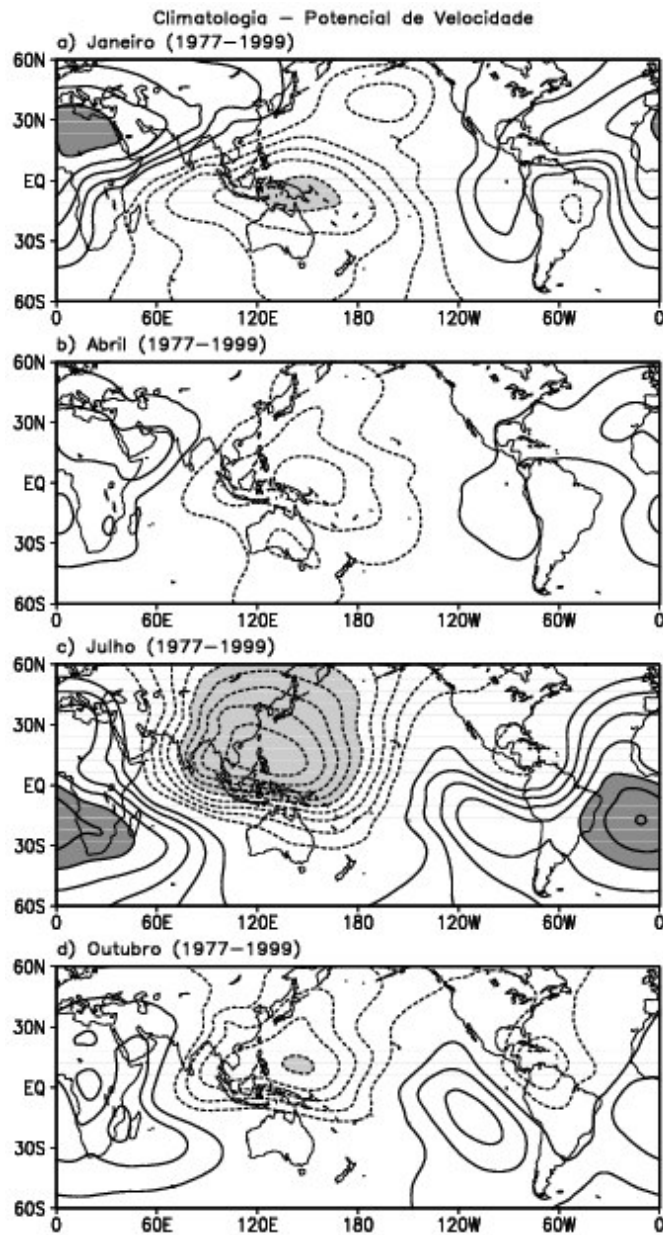


FIGURA 4.2 – Climatologia de χ em 200hPa de 1977-1999 para os meses indicados. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.1.

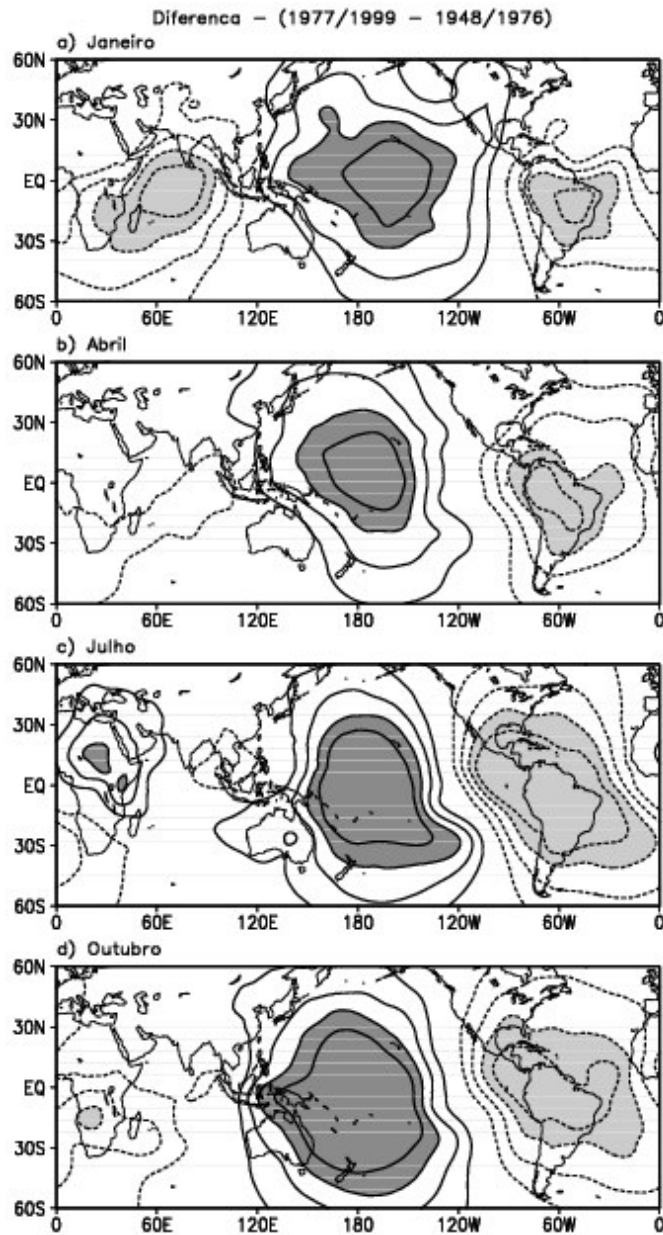


FIGURA 4.3 - Diferença da climatologia de χ em 200hPa para os meses indicados entre os períodos de 1977-1999 e 1948-1976. O intervalo de contorno é $10 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -30 (30) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

4.1.1 Circulação de Hadley

A Figura 4.4 apresenta a média zonal de χ em 200hPa para janeiro, abril, julho e outubro para os períodos de 1948-1976 e de 1977-1999. Em janeiro dos dois períodos, a média zonal de χ em 200hPa é positiva no HN com pico em 25°N e negativa no HS com o pico em 15°S (Figura 4.4a). Esses picos representam as localizações de movimentos subsidentes e ascendentes, respectivamente. A ZCIT associada com a circulação de Hadley está localizada em 15°S, visto que é verão no HS. A diferença entre os dois períodos está na intensidade, que é um pouco maior no segundo período. Em abril, existe um pico negativo no equador e dois picos positivos maiores em 25°S e 25°N. O pico negativo (positivo) indica a localização de movimento ascendente (descendente). A ZCIT está localizada sobre o equador. A curva representa duas células de circulação de Hadley zonalmente simétricas nos respectivos hemisférios, com movimentos ascendentes na faixa equatorial e movimentos descendentes em 25°N e 25°S (Figura 4.4b). A pequena diferença entre os dois períodos também está na intensidade. Em julho, a média zonal de χ em 200hPa é negativa no HN com pico em 15°N e positiva no HS com um pico em 25°S. A ZCIT está em 15°N, já que é verão no HN (Figura 4.4c). Em outubro, observa-se um pico negativo em 10°N e um pico positivo em 25°S. A ZCIT está localizada no HN e a célula no HS é mais forte do que a do HN (Figura 4.4d). Nos meses de julho e outubro, não são observadas diferenças significativas entre os dois períodos, pois as curvas médias zonais estão praticamente sobrepostas. Assim, comparando com os resultados de TIK (2004), observa-se grande coerência já que existem poucas diferenças entre os dois períodos.

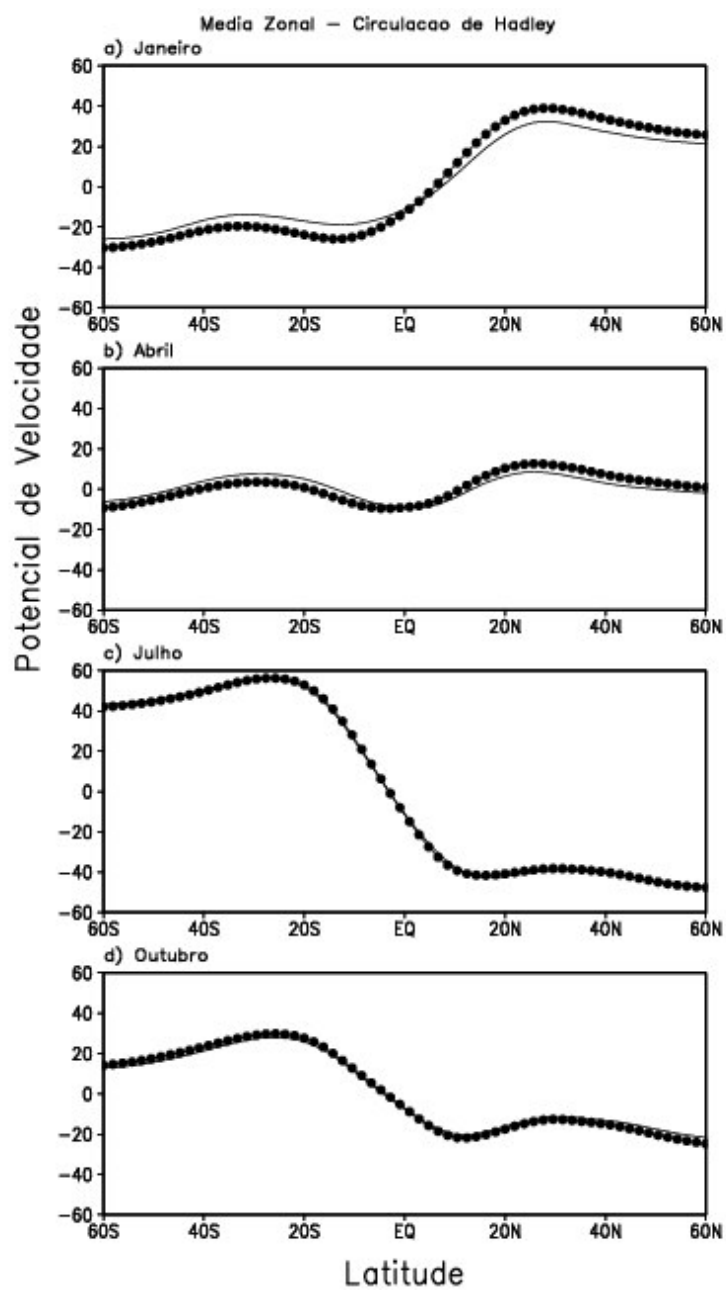


FIGURA 4.4 - Média zonal de χ em 200hPa para os meses indicados. O gráfico contínuo (pontilhado) refere-se ao período de 1948-1976 (1977-1999). As unidades são $10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

4.1.2 Circulação de Walker

A Figura 4.5a ilustra o campo de $\overline{\chi^*}(x, y)$ em 200hPa para o período de 1948-1976. O padrão ilustra a circulação de Walker com o centro dos movimentos ascendentes no Pacífico equatorial oeste (centro negativo) e o dos movimentos descendentes no Pacífico leste/costa do Peru e no Atlântico equatorial leste (centros positivos). Assim, confirma-se que a componente média anual é uma boa representação para a circulação de Walker.

A Figura 4.5b ilustra o mesmo que na Figura 4.5a, mas para o período de 1977-1999. Em relação ao primeiro período (Figura 4.5a), o centro negativo sobre o Pacífico oeste é menos estendido meridionalmente e um pouco menos intenso e os centros positivos do Pacífico leste/costa do Peru e do Atlântico leste são menos confinados equatorialmente. A circulação do segundo período apresenta maiores semelhanças à circulação de Walker encontrada por TIK (2004), em termos de intensidade e distribuição espacial.

De uma maneira geral, as Figuras 4.5a e 4.5b são similares quanto às localizações dos centros, apenas com pequenos deslocamentos e diferenças na intensidade dos mesmos. Assim, a Figura 4.6 mostra a diferença dos campos de $\overline{\chi^*}(x, y)$ em 200hPa entre os períodos de 1977-1999 e 1948-1976. As maiores diferenças encontram-se no Pacífico equatorial oeste e na região da AS. A Figura 4.6 é similar à Figura 4.3, indicando que as diferenças entre as duas fases da ODP nas regiões do Pacífico oeste e da AS na climatologia de χ em 200hPa refletem principalmente as diferenças na circulação de Walker, que são localizadas no Pacífico oeste e na AS para todas as estações do ano, conforme ilustrado na Figura 4.3.

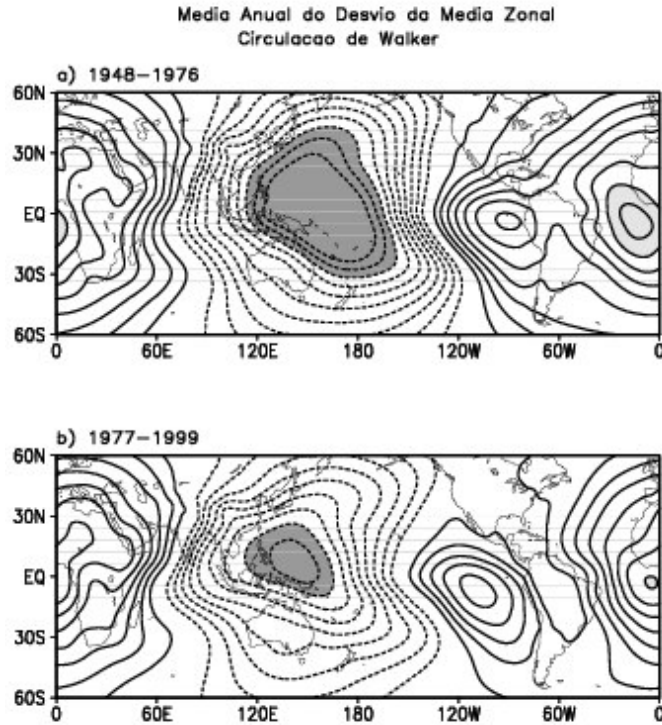


FIGURA 4.5 – Circulação de Walker: a) 1948-1976 e b) 1977-1999. O intervalo de contorno é $10 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas escuras (claras) indicam valores menores (maiores) que -80 (80) $\times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

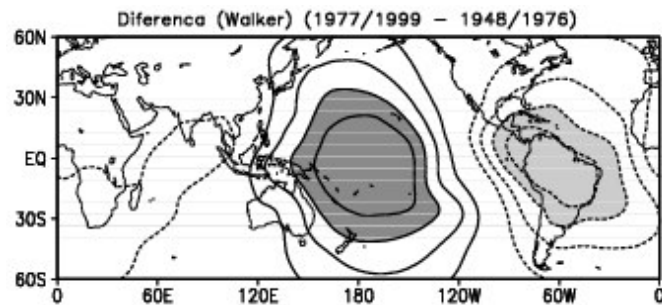


FIGURA 4.6 – Diferença da circulação de Walker entre os períodos de 1977-1999 e 1948-1976. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.3.

4.1.3 Circulação monçônica

A Figura 4.7 ilustra a média de $\chi^*(t, x, y)$ em 200hPa para janeiro, abril, julho e outubro do período de 1948-1976. Em janeiro, um centro positivo está localizado sobre o leste da Ásia e um centro negativo sobre o leste do Pacífico norte/sudoeste dos Estados Unidos (Figura 4.7a). Esses centros localizam-se sobre regiões identificadas anteriormente com características monçônicas (Lau e Li, 1984; Mechoso *et al.*, 2004, respectivamente). Em abril, $\chi^*(t, x, y)$ em 200hPa são fracos e centrados no Pacífico equatorial oeste (positivos) e os negativos no leste do Pacífico tropical norte e no Atlântico equatorial oeste (Figura 4.7b). Em julho, um centro negativo pronunciado localiza-se sobre o leste da Ásia e Índia associado ao SMA, enquanto centros positivos localizam-se sobre o sudoeste dos Estados Unidos e grande parte da AS, incluindo o Atlântico, nas regiões do SMAN e SMAS, respectivamente (Figura 4.7c). Em outubro, $\chi^*(t, x, y)$ em 200hPa não possui altos valores, exceto no extremo norte da AS, com valores negativos em uma pequena área (Figura 4.7d). A componente monçônica de χ em 200hPa mostra máximos e mínimos em regiões monçônicas características, com sinais opostos em janeiro e julho.

A Figura 4.8 ilustra o mesmo que a Figura anterior para o período de 1977-1999. Em janeiro, ocorrem um centro positivo sobre o leste da Ásia, outro de mesmo sinal menos intenso sobre o Pacífico leste próximo a AS, um centro negativo sobre o Pacífico nordeste e um outro centro negativo menos intenso sobre o Índico sul (Figura 4.8a). A menos do centro positivo no Pacífico leste próximo a AS, o padrão é similar ao do primeiro período (Figura 4.7a). Em abril, a componente monçônica de χ em 200hPa possui fracos centros localizados nas latitudes tropicais com um padrão de onda zonal aproximadamente número 2. Neste mês o centro mais forte é o negativo no Atlântico equatorial (Figura 4.8b). Em julho, nota-se um grande centro negativo sobre a Índia, leste da Ásia e parte do Pacífico oeste e centros positivos sobre o leste do Pacífico norte e sobre o nordeste da AS que se estende até o norte da África (Figura 4.8c). Em outubro, não se observam altos valores, exceto um centro negativo fraco no Atlântico equatorial

oeste (Figura 4.8d).

O campo da circulação monçônica de 1977-1999 possui maiores semelhanças ao do trabalho de TIK (2004). Exceto por pequenas diferenças nas localizações dos centros e nas suas intensidades, as Figuras 4.7 e 4.8 são similares. A Figura 4.9 mostra os campos de diferença da componente monçônica de χ em 200hPa entre os períodos de 1977-1999 e 1948-1976 em janeiro, abril, julho e outubro. A intensidade da diferença para os quatro meses foi quase nula, exceto em janeiro quando se observa um centro positivo no Pacífico equatorial leste e um negativo no Índico equatorial. Essa diferença no Pacífico equatorial leste se deve à presença de um centro positivo de $\chi^*(t, x, y)$ em 200hPa no período de 1977-1999 que não se encontrava no período de 1948-1976 e, no Índico equatorial, se deve à presença do centro negativo mais intenso no segundo período, quando comparado ao primeiro.

Assim, através dos campos de diferença entre os períodos de 1977-1999 e 1948-1976, observa-se que a circulação monçônica e a circulação de Hadley são as mais similares quando calculadas separadamente nas duas fases da ODP, enquanto a circulação de Walker possui diferenças mais significativas em relação aos dois períodos.

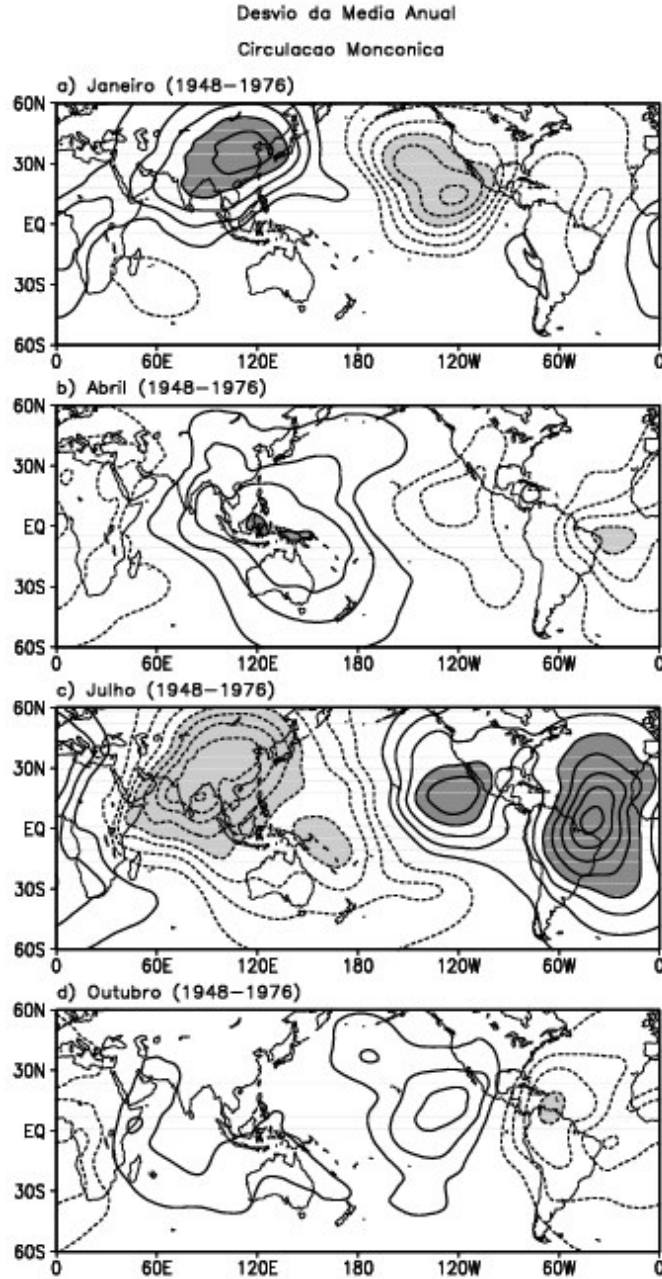


FIGURA 4.7 – Circulação monçônica para os meses indicados do período de 1948-1976. O intervalo de contorno é $10 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -40 (40) $\times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

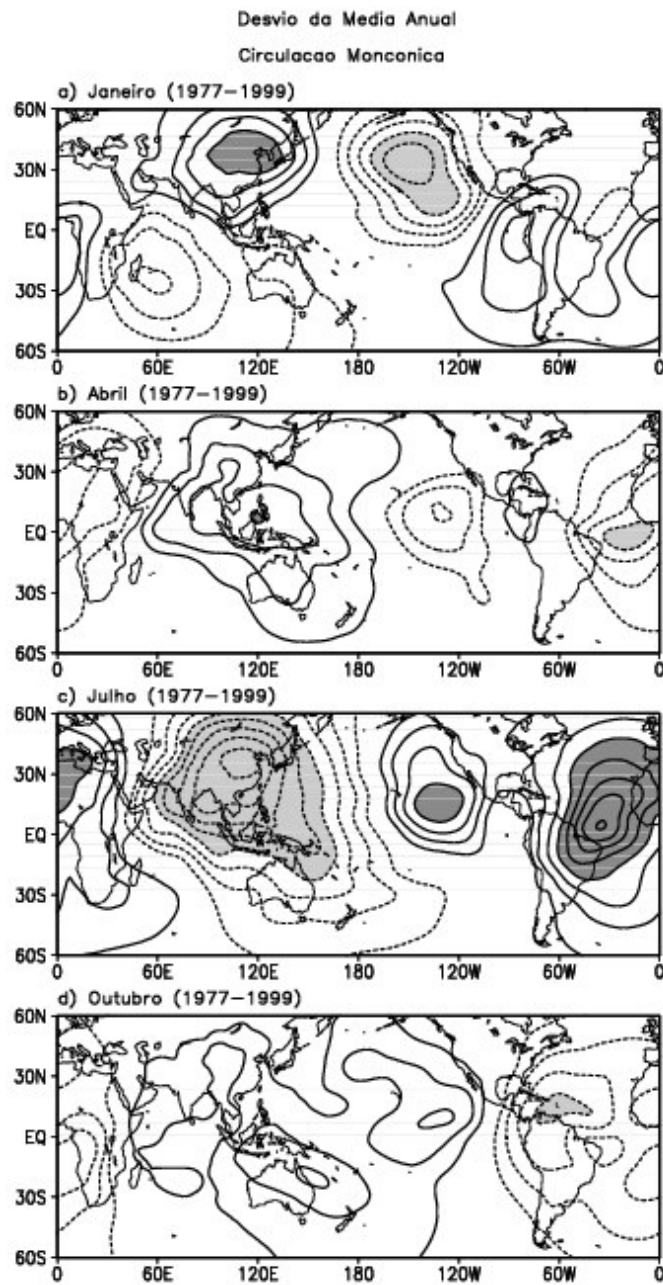


FIGURA 4.8 - Circulação monçônica para os meses indicados do período de 1977-1999. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.7.

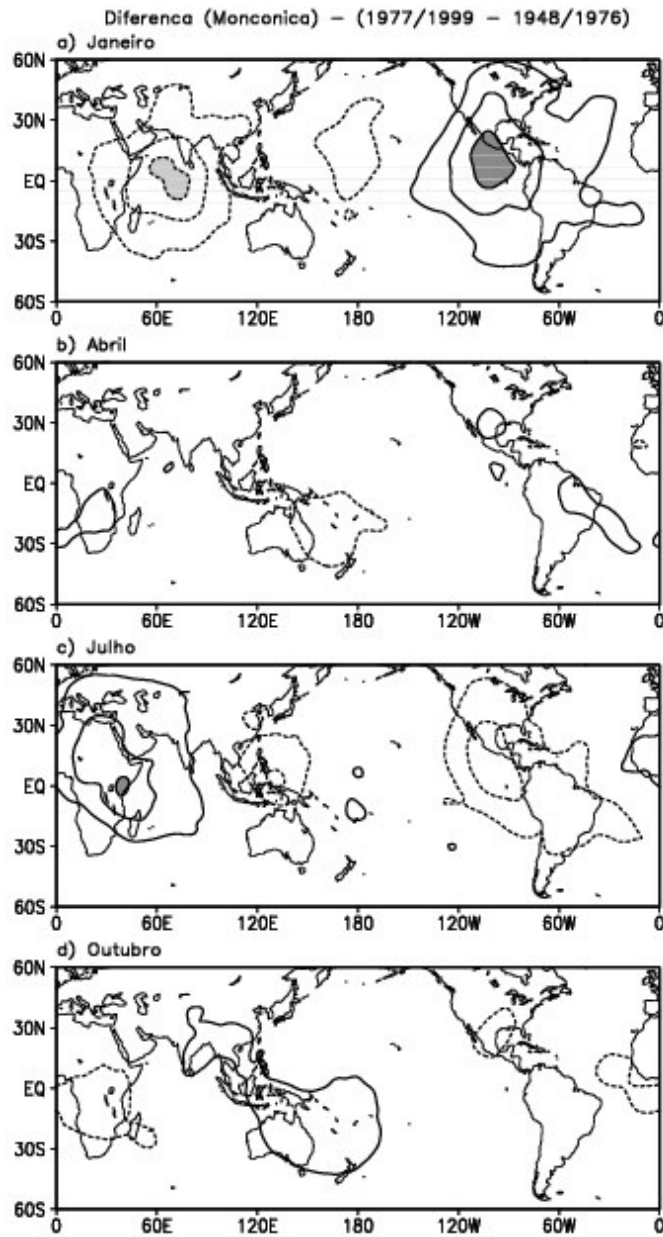


FIGURA 4.9 - Diferença da circulação monçônica entre os períodos de 1977-1999 e 1948-1976. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.3.

A seguir são apresentadas as análises de FOE de anomalias de $\chi^{*1}(t, x, y)$ para as regiões da AS, AN, Ásia e Área Global para o período de 1948-1999. Os campos relativos aos períodos parciais encontram-se no Apêndice C.

4.2 Sistema de Monção da América do Sul

Os graus de liberdade estimados para o primeiro e segundo modos do SMAS são 4 e 44, respectivamente. O teste t de Student para estes graus de liberdade dá os valores limítrofes de aproximadamente 0,8 e 0,3, respectivamente, para as correlações serem significativas no nível de confiança de 95%. O primeiro e segundo modos explicam 61,59% e 23,25% da variância total, respectivamente, com $\Delta\lambda_1=666,41$; $\delta\lambda_1=60,68$; $\Delta\lambda_2=326,82$; $\delta\lambda_2=22,89$; $\Delta\lambda_3=34,98$ e $\delta\lambda_3=4,4$. Assim, o primeiro modo é bem separado do segundo e este dos demais modos. A FOE01 mostra valores negativos significativos sobre toda a região da AS, com uma configuração um pouco inclinada para oeste. Para CP01 positivos (negativos) ocorre divergência (convergência) em 200hPa sobre a região da AS (Figura 4.10a). A CP01 (Figura 4.10b) mostra uma escala de variabilidade multidecadal, com valores predominantemente negativos de 1948 até 1975 (aproximadamente 30 anos). Em 1975, o sinal da CP01 torna-se positivo e persiste até 1999 (aproximadamente 25 anos). Esta variação na CP01 é concordante com a mudança de regime da ODP (Mantua *et al.*, 1997). Consistentemente, alguns estudos têm mostrado a existência da variabilidade em escala decadal e de longo prazo nos padrões hidrometeorológicos da AS (Chelliah e Bell, 2004; Nogués-Paegle e Mo, 2002; Zhou e Lau, 2001). Portanto, a FOE01 descreve a variabilidade da componente monçônica de χ em altos níveis sobre a AS manifestada em escala de tempo multidecadal.

A FOE02 mostra um padrão não centrado sobre a AS com uma configuração leste-oeste. Para CP02 positivos (negativos) nota-se convergência (divergência) em 200hPa no nordeste do Brasil e divergência (convergência) no Pacífico leste (Figura 4.10c). A CP02 (Figura 4.10d) mostra uma escala de variabilidade interanual muito marcante e

visível em todo o período. Assim, esse modo ilustra o comportamento oposto entre o nordeste do Brasil e o Pacífico leste ocorrendo em escala de tempo interanual.

Para melhor ilustrar as escalas de variabilidade, médias sazonais das CP01 e CP02 foram calculadas para DJF e JJA (Figura 4.11). Variações de baixa frequência na CP01 são visíveis na Figura 4.11a, com valores positivos de pequena magnitude antes de 1953, dominância de valores negativos de 1954 a 1972 e de valores positivos de 1973 em diante. A reversão do sinal em torno de 1971 é mais evidente na Figura 4.11b, com dominância de valores negativos antes de 1971 e de valores positivos depois de 1972. Portanto, o primeiro modo descreve a variabilidade da componente monçônica sazonal de χ em 200hPa em escala de tempo multidecadal. A Figura 4.11c mostra sinais alternantes de 1-3 anos durante o período de 1961-1980, com valores predominantemente positivos antes de 1960 e negativos depois de 1981. Assim, a CP02 em DJF possui variações em escalas de tempo interanual e decadal. Finalmente, a Figura 4.11d mostra flutuações interanuais bem definidas e com grande parte dos valores positivos (negativos) coincidindo com anos de início de El Niño (La Niña): 1957, 1965, 1972, 1977, 1982, 1987, 1991, 1994 e 1997 (1950, 1955, 1964, 1970, 1973, 1975, 1988 e 1998). Estes anos de El Niño e La Niña foram obtidos de um consenso entre Western Region Climate Center, Climate Diagnostics Center, Climate Prediction Center e Multivariate ENSO Index: <http://ggweather.com/enso/years.htm>. Portanto, o segundo modo descreve a variabilidade da componente monçônica de χ em 200hPa em escalas de tempo decadal e interanual para DJF e interanual para JJA.

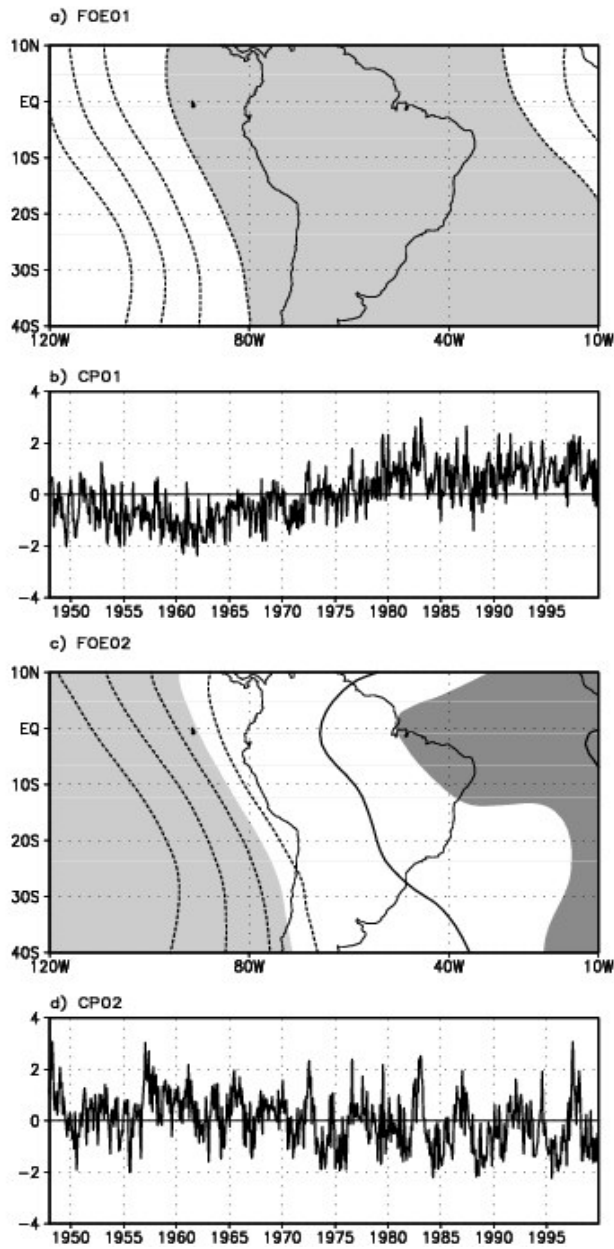


FIGURA 4.10 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\mathcal{X}^*(t, x, y)$ para o período de 1948-1999 para a AS. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. As áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,8/0,8$ para (a) e $-0,3/0,3$ para (c).

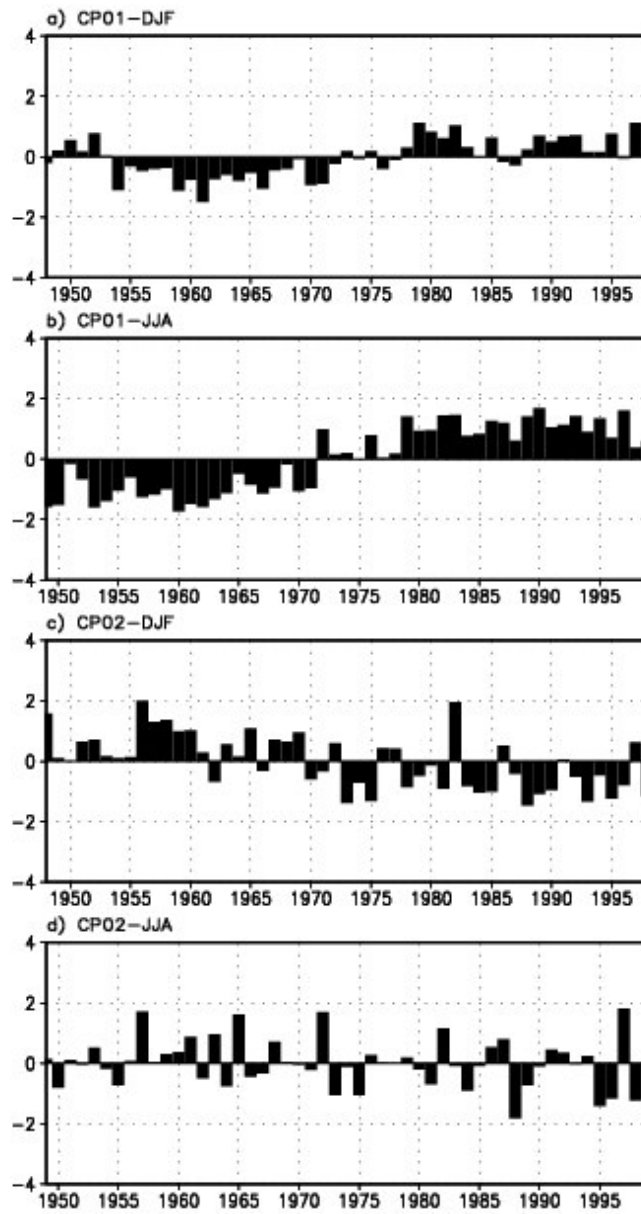


FIGURA 4.11 – Média da série temporal das componentes principais dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA) para a AS: a) CP01 para DJF; b) CP01 para JJA; c) CP02 para DJF; e d) CP02 para JJA.

4.3 Sistema de Monção da América do Norte

Os graus de liberdade estimados para o primeiro e segundo modos do SMAN são 3 e 4, respectivamente. O teste t de Student, para as correlações serem significativas no nível de confiança de 95% para estes graus de liberdade fornece os valores limítrofes de aproximadamente 0,9 e 0,8, respectivamente. O primeiro e segundo modos explicam 54% e 29,4% da variância total, respectivamente, com $\Delta\lambda_1=438,88$; $\delta\lambda_1=53,81$; $\Delta\lambda_2=436,65$; $\delta\lambda_2=28,97$; $\Delta\lambda_3=38,07$ e $\delta\lambda_3=4,26$. Assim, o primeiro modo é bem separado do segundo e este dos modos mais altos. A FOE01 mostra dominância de valores negativos sobre toda a região da América Central (AC) inclinando-se sobre a parte leste da AN (Figura 4.12a). Para CP01 positivos (negativos) tem-se divergência (convergência) em 200hPa no leste da AN e na AC. A CP01 mostra dominância de valores negativos de 1948 até 1975, quando o sinal torna-se positivo e persiste até 1999. Entretanto, dentro dessa variabilidade multidecadal, está embutida uma variabilidade interanual (Figura 4.12b). Estudos anteriores mostraram que a monção do sudoeste dos Estados Unidos pode ser modulada por flutuações de longo prazo nas TSM do Pacífico norte associadas à ODP (Castro *et al.*, 2001; Chelliah e Bell, 2004; Higgins e Shi, 2000). Assim, os resultados obtidos mostram a variabilidade da componente monçônica de χ em altos níveis sobre o leste da AN e AC na escala de tempo multidecadal, com variabilidade interanual embutida.

A FOE02 mostra um padrão leste-oeste. Para CP02 positivos (negativos) tem-se divergência (convergência) em 200hPa no Pacífico tropical norte e leste (Figura 4.12c). A CP02 (Figura 4.12d) mostra variabilidade interanual muito marcante, com alternância de sinais ao longo de todo o período de 52 anos, consistente com estudos anteriores (Adams e Comrie, 1997; Yu e Wallace, 2000). Logo, o segundo modo descreve o comportamento da circulação monçônica de χ em altos níveis no Pacífico tropical norte e leste manifestado em escala de tempo interanual.

Estas escalas de variabilidade são ilustradas em médias sazonais na Figura 4.13. Variações de alta frequência na CP01 são visíveis na Figura 4.13a, na qual observa-se grande alternância de valores positivos e negativos. A reversão do sinal em torno de 1973 é evidente na Figura 4.13b, com dominância de valores negativos antes de 1972 e de valores positivos depois de 1973. Esses resultados confirmam que a FOE01 descreve a variabilidade multidecadal da componente monçônica de χ em 200hPa, com variabilidade interanual embutida. A Figura 4.13c mostra apenas valores positivos antes de 1969 e valores predominantemente negativos depois de 1970, mas com ocorrência de alguns valores positivos. Assim, a CP02 de DJF possui variações em escalas de tempo interanual e decadal. Finalmente, a Figura 4.13d mostra flutuações interanuais, com ligeira dominância de valores positivos antes da década de 1970 e de valores negativos depois da mesma. Nesse caso, alguns dos valores positivos (negativos) das CP02 de JJA coincidem com anos da fase madura de El Niño (La Niña) de: 1958, 1966, 1973, 1978, 1983, 1988, 1992, 1995 e 1998 (1956, 1965, 1971, 1974, 1976, 1989, e 1999). Esses anos também foram obtidos da lista de consenso especificada acima (WEB: ggweather). Portanto, a FOE02 ilustra a relação entre ENOS e variabilidade do SMAN.

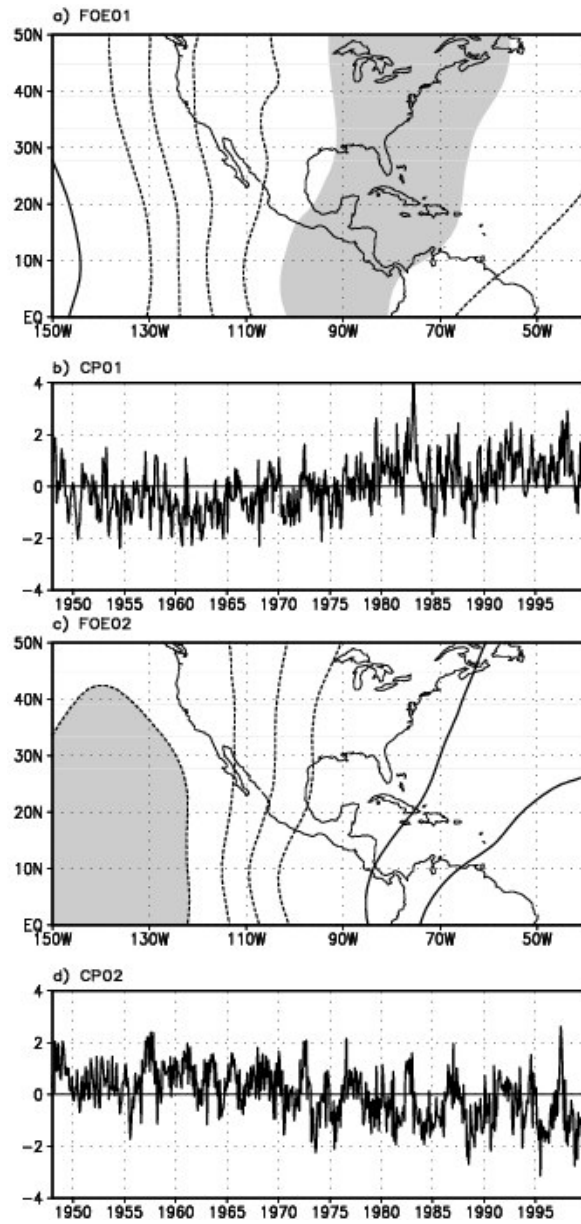


FIGURA 4.12 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\mathcal{X}^*(t, x, y)$ para o período de 1948-1999 para a AN. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. As áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,9/0,9$ para (a) e $-0,8/0,8$ para (c).

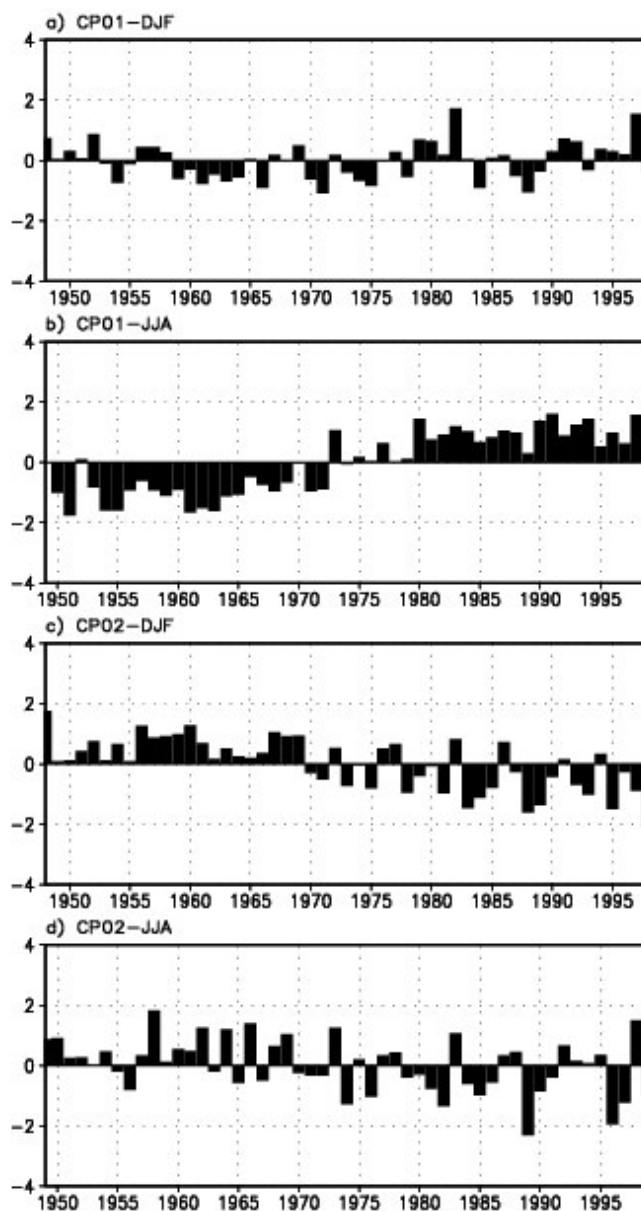


FIGURA 4.13 – Média da série temporal das componentes principais dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA) para a AN: a) CP01 para DJF; b) CP01 para JJA; c) CP02 para DJF; e d) CP02 para JJA.

4.4 Sistema de Monção da Ásia

Os graus de liberdade estimados para o primeiro e segundo modos do SMA são 78 e 7, respectivamente. Para as correlações serem significativas no nível de confiança de 95%, o teste t de Student para estes graus de liberdade dá os valores limítrofes de 0,2 e 0,7, respectivamente. O primeiro e segundo modos desta análise explicam 48,24% e 30,45% da variância total, respectivamente, com $\Delta\lambda_1=309,63$; $\delta\lambda_1=47,51$; $\Delta\lambda_2=404,62$; $\delta\lambda_2=29,98$; $\Delta\lambda_3=54,51$ e $\delta\lambda_3=7,08$. Assim, o primeiro modo é bem separado do segundo e este dos demais. A FOE01 mostra um padrão centrado sobre toda a Ásia (Figura 4.14a). Dessa maneira, para CP01 positivos (negativos) tem-se divergência (convergência) em 200hPa sobre esta região. A CP01 mostra variabilidade interanual bem definida e não é visível uma mudança brusca de regime (Figura 4.14b). Portanto, o primeiro modo ilustra a componente monçônica de χ em 200hPa sobre a Ásia na escala de tempo interanual.

A FOE02 mostra um comportamento leste-oeste, mas com os valores significativos centrados no Pacífico oeste. Para CP02 positivos (negativos) tem-se convergência (divergência) em 200hPa sobre o Pacífico oeste e leste da Ásia e divergência (convergência) em 200hPa sobre o oeste e o sul da Ásia (Figura 4.14c). A CP02 mostra variabilidade interanual muito marcante com alternância de sinais ao longo de todo o período de 52 anos (Figura 4.14d). Assim, esse modo mostra o comportamento oposto do SMI e do SMLA ocorrendo em escala de tempo interanual.

Também foram feitas as médias sazonais (DJF e JJA) para as CP dos dois modos desta análise (Figura 4.15). A Figura 4.15a mostra valores negativos antes de 1953, valores alternantes de 1955 até 1982 e dominância de valores positivos depois de 1983. A Figura 4.15b mostra variabilidade interanual. Portanto o primeiro modo exibe variabilidade decadal em alguns períodos e variabilidade interanual em outros. A variabilidade interanual é mais visível em JJA. A Figura 4.15c mostra dominância de valores negativos até meados da década de 1970 e dominância de valores positivos depois dessa época. Finalmente, a Figura 4.15d mostra valores positivos antes de 1966,

negativos de 1967 a 1975 e alternantes de 1976 até o final do período. Assim, a CP02 de DJF possui variações em escalas de tempo decadal. Consistente com estes resultados, trabalhos anteriores mostraram variabilidade decadal da precipitação de JJA tanto na Índia quanto no leste da Ásia (Krishnamurthy e Goswami, 2000; Huang, 2001, respectivamente). Krishnamurthy e Goswami (2000) relacionaram o SMI ao ENOS e à ODP. Eles mostraram que durante a fase quente (fria) da ODP, eventos El Niño (La Niña) estão fortemente associados à seca (inundação) no SMI. Por outro lado, Huang (2001) concluiu que a variabilidade decadal da precipitação no SMLA é bem nítida e pode estar associada com a variabilidade decadal das ATSMs no Pacífico tropical. Assim, os resultados apresentados aqui confirmam o comportamento em escala de tempo decadal desses dois sistemas de monção.

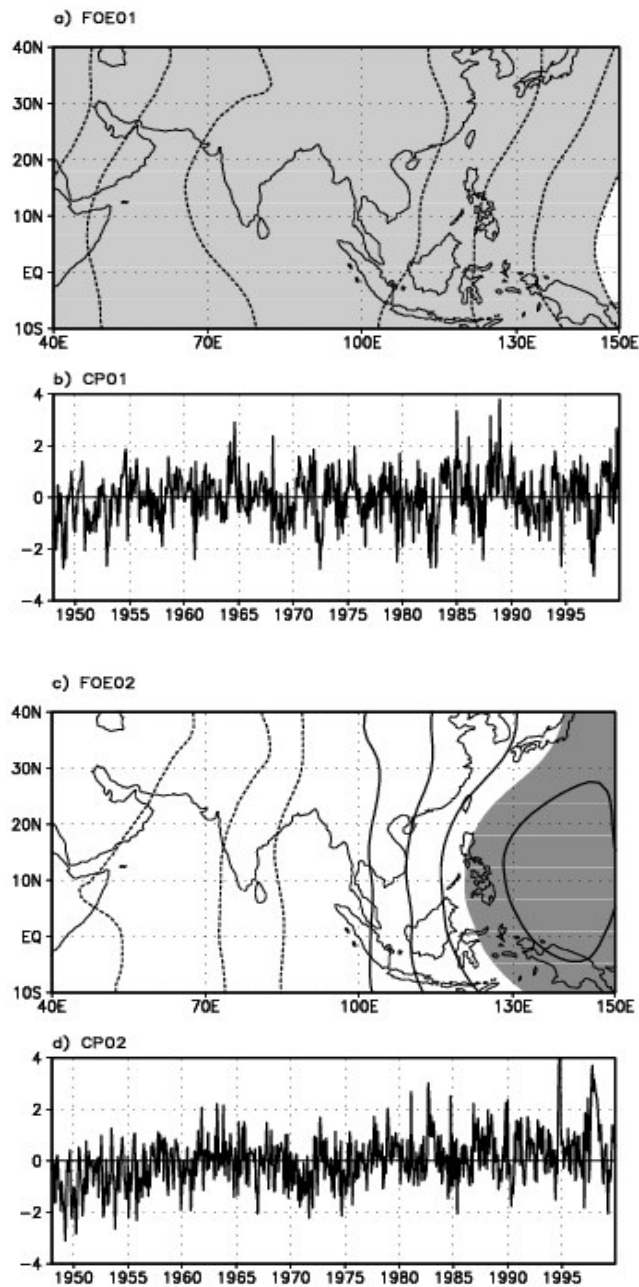


FIGURA 4.14 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\mathcal{X}^*(t, x, y)$ para o período de 1948-1999 para a Ásia. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. As áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,2/0,2$ para (a) e $-0,7/0,7$ para (c).

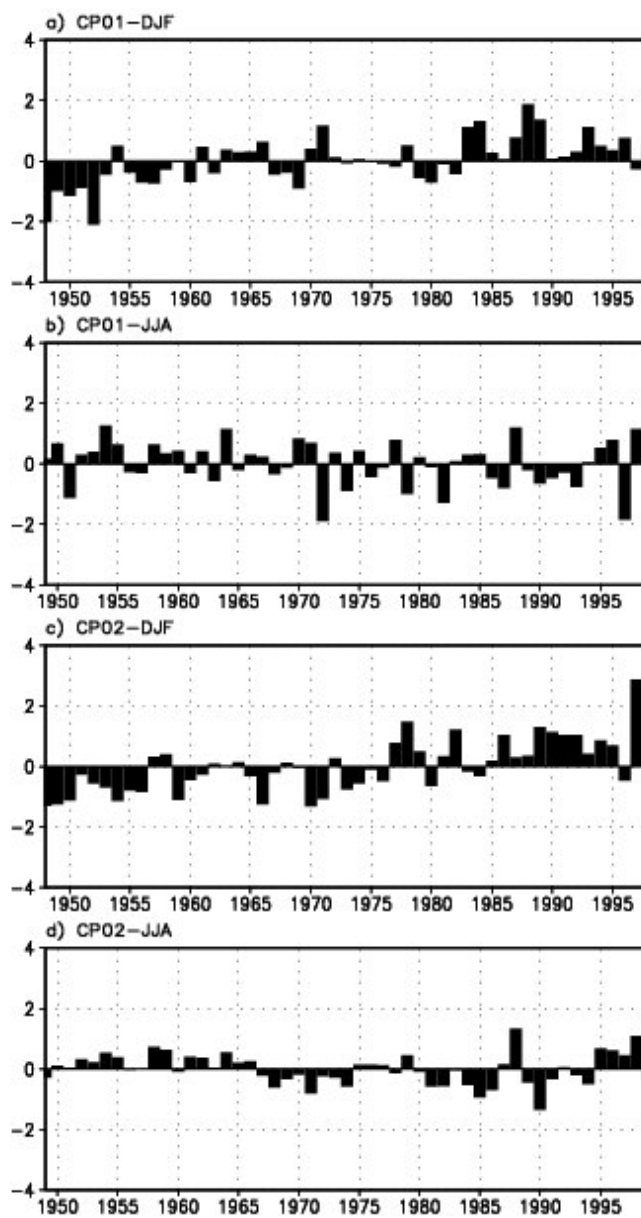


FIGURA 4.15 – Média da série temporal das componentes principais dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA) para a Ásia: a) CP01 para DJF; b) CP01 para JJA; c) CP02 para DJF; e d) CP02 para JJA.

4.5 Área Global

Para se determinar as relações entre os diversos sistemas de monção estudados, foi feito o cálculo de FOE para toda a banda global entre as latitudes de 40°S e 60°N.

Os graus de liberdade estimados para o primeiro e segundo modos da Área Global são 4 e 40, respectivamente. O teste t de Student para estes graus de liberdade dá os valores limítrofes de aproximadamente 0,8 e 0,3, respectivamente, para as correlações serem significativas no nível de confiança de 95%. O primeiro e segundo modos explicam 37,7% e 27,77% da variância total, respectivamente, com $\Delta\lambda_1=266,75$; $\delta\lambda_1=53,35$; $\Delta\lambda_2=485,79$; $\delta\lambda_2=42,25$; $\Delta\lambda_3=122,23$ e $\delta\lambda_3=14,75$. Assim, o primeiro modo é bem separado do segundo e este dos mais altos. A FOE01 mostra dois centros alongados meridionalmente. Para CP01 positivos (negativos), o escoamento divergente (convergente) anômalo em altos níveis sobre a AS e Atlântico é compensado pelo escoamento convergente (divergente) anômalo em altos níveis sobre o Pacífico oeste e leste da Ásia (Figura 4.16a). A CP01 mostra variabilidade multidecadal bem definida em todo período, com o sinal negativo de 1948 a meados da década de 1970 quando o sinal torna-se positivo e estende-se até o final do período. Assim, o primeiro modo ilustra o comportamento oposto do SMAS e do SMLA, manifestado em escala de tempo multidecadal (Figuras 4.16a, b).

A FOE02 mostra também uma configuração de dois centros alongados meridionalmente. Para CP02 positivos (negativos), o escoamento divergente (convergente) anômalo em altos níveis sobre os Estados Unidos/México e Pacífico leste é compensado pelo escoamento convergente (divergente) anômalo em altos níveis sobre a Ásia, incluindo a Índia (Figura 4.16c). A CP02 exibe uma escala de variabilidade interanual bem definida (Figura 4.16d). Assim, o segundo modo ilustra o comportamento oposto do SMI e do SMAN ocorrendo em escala de tempo interanual (Figura 4.16c, d).

A Figura 4.17 fornece uma melhor ilustração das variações temporais das CP01 e CP02 bem como as diferenças sazonais. A CP01 tanto de DJF quanto de JJA mostram variações de baixa frequência. A troca de sinal no meio da década de 1970 é evidente nos dois períodos sazonais (Figuras 4.17a, b). As amplitudes da CP01 de JJA são maiores (Figura 4.17b). A CP02 de DJF mostra valores positivos antes de 1960, valores alternantes em escala de tempo de 1 a 3 anos durante o período de 1961-1982, e valores predominantemente negativos depois de 1983 (Figura 4.17c). Assim, a CP02 em DJF contém variações em escalas de tempo interanual e decadal. Por outro lado, a CP02 de JJA (Figura 4.17d) mostra flutuações interanuais bem definidas com muito dos valores positivos (negativos) ocorrendo durante os anos de início dos El Niños (La Niñas). Estes anos são os de: 1957, 1965, 1972, 1977, 1982, 1987, 1991, 1994 e 1997 (1950, 1955, 1964, 1970, 1973, 1975, 1988 e 1998). Esses anos também foram obtidos da lista de consenso especificada acima (WEB: ggweather).

Comparando os resultados desta análise sazonal com a análise sazonal para χ em 200hPa filtrado com filtro passa-baixa feita por Chelliah e Bell (2004), encontram-se algumas similaridades. O primeiro modo (Figura 4.16a, b) desse trabalho apresenta configuração espacial correspondente e CP média de DJF similares aos do modo multidecadal tropical de DJF encontrado por eles. O segundo modo (Figura 4.16c, d) também apresenta configuração espacial e CP correspondente média de JJA similares aos do modo interanual tropical de JJA encontrado por eles. Assim, os modos que eles encontraram através de análises sazonais ocorrem durante todo o ano e têm marcada variação sazonal.

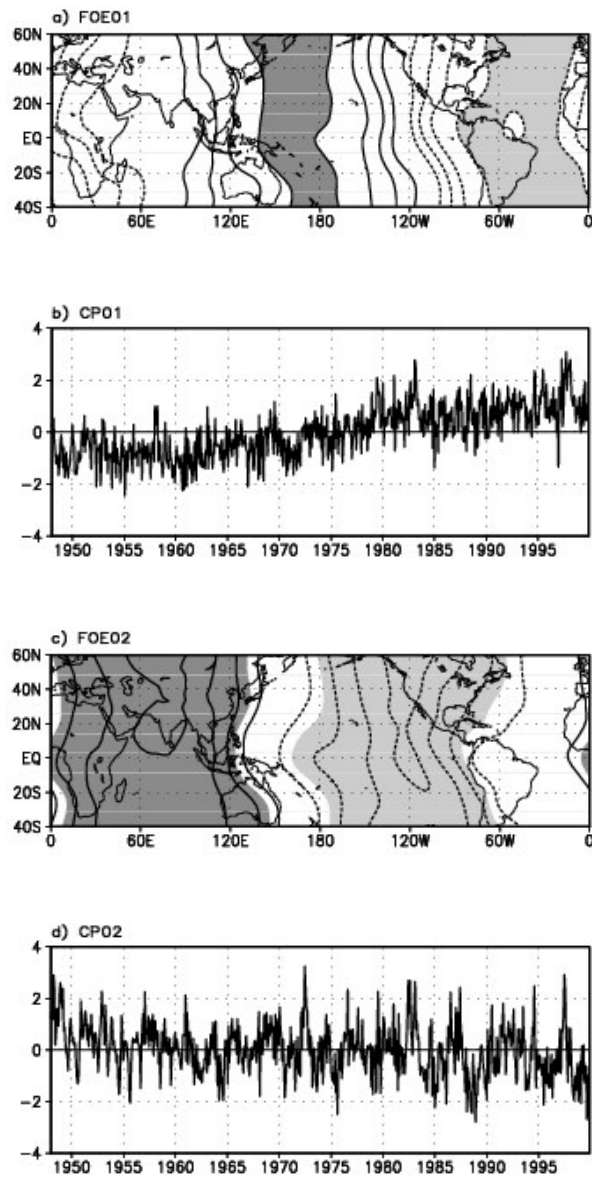


FIGURA 4.16 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\mathcal{X}^*(t, x, y)$ para o período de 1948-1999 para a Área Global. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. As áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,8/0,8$ para (a) e $-0,3/0,3$ para (c).

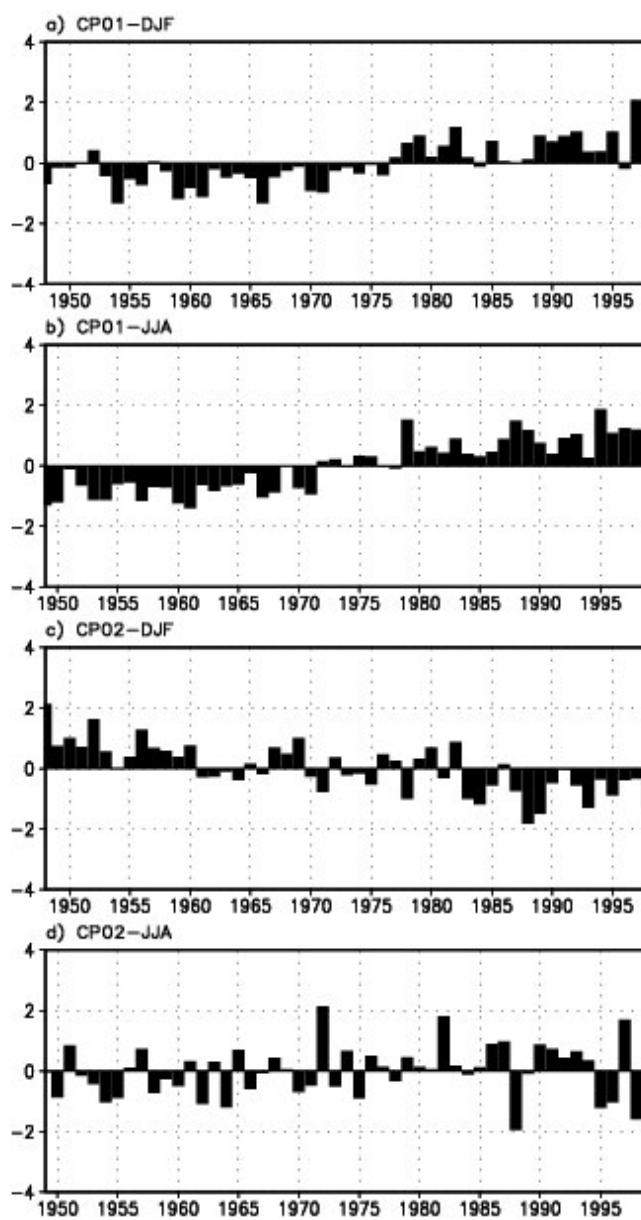


FIGURA 4.17 – Média da série temporal das componentes principais dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA) para a Área Global: a) CP01 para DJF; b) CP01 para JJA; c) CP02 para DJF; e d) CP02 para JJA.

Como a CP01 da Área Global (Figura 4.16b) apresentou uma tendência linear de longo prazo, fez-se o cálculo de FOE para essa área e esse período removendo a tendência linear dos dados.

4.6 Área Global (Sem tendência)

O grau de liberdade estimado para o primeiro modo da Área Global com tendência removida é 44. O teste t de Student para este grau de liberdade fornece o valor limítrofe de aproximadamente 0,3 para as correlações serem significantes no nível de confiança de 95%. O primeiro modo explica 36,67% da variância total com $\Delta\lambda_1=155679$; $\delta\lambda_1=20915,68$; $\Delta\lambda_2=90005$ e $\delta\lambda_2=12104,25$. Assim, para o caso de tendência removida, o primeiro modo é bem separado do segundo. A FOE01 mostra um padrão espacial com dois centros alongados meridionalmente (Figura 4.18a) similar ao da FOE02 para análise com tendência linear (Figura 4.16c). Para CP01 positivos (negativos), o escoamento divergente (convergente) anômalo em altos níveis sobre toda a região das Américas, Pacífico leste e Atlântico oeste é compensado pelo escoamento convergente (divergente) anômalo em altos níveis sobre grande parte da Ásia, incluindo a Índia e o Pacífico oeste (Figuras 4.18a, b). Nesse caso, a CP01 mostra variabilidade interanual em todo período (Figura 4.18b), assim como a CP02 da análise da Área Global com tendência linear (Figura 4.16d). Portanto, a FOE01 dessa análise descreve a variabilidade da componente monçônica de χ em altos níveis oposta da região das Américas/Pacífico leste/Atlântico oeste e da região de parte da Ásia/Índia/Pacífico oeste, que se manifesta em escala de tempo interanual.

As médias sazonais (DJF e JJA) para CP01 dessa análise são visualizadas na Figura 4.19. A CP01 de DJF mostra dominância de sinais positivos antes de 1960, sinais alternantes de 1961 a 1982 e, depois, dominância de sinais negativos (Figura 4.19a). A CP01 de JJA mostra variações de baixa frequência, com dominância de sinais negativos antes de 1971 e de positivos depois. Assim, mesmo com a remoção da tendência, ainda observa-se um comportamento multidecadal nesse primeiro modo (Figura 4.19b).

Comparando a CP01 de DJF e JJA para esta análise com as da análise com tendência, observam-se similaridades com a CP02 da análise com tendência.

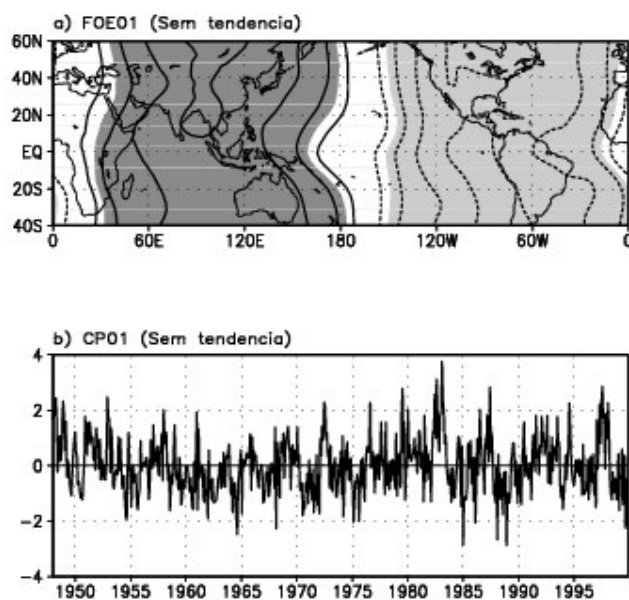


FIGURA 4.18 – Padrão espacial (a) e componente principal (b) do primeiro modo da FOE das anomalias de $\mathcal{X}^*(t, x, y)$ sem tendência linear para o período de 1948-1999 para a Área Global. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. As áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,3/0,3$.

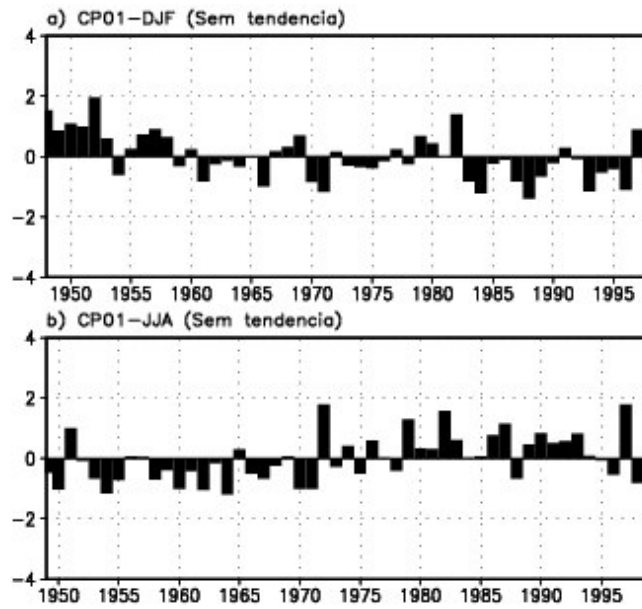


FIGURA 4.19 – Média da série temporal das componentes principais do primeiro modo da FOE das anomalias de $\chi^{*1}(t, x, y)$ para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA) para a Área Global sem tendência linear: a) CP01 para DJF e b) CP01 para JJA.

4.7 Composições do Primeiro Modo do SMAS

A Tabela 4.1 lista os anos escolhidos para os compostos desse primeiro modo. É importante notar que os anos de $CP01 < -0,5$ ($CP01 > 0,5$) pertencem ao período de 1948-1976 (1977-1999), que corresponde à fase negativa (positiva) da ODP. Os números de casos incluídos em DJF, MAM, JJA e SON para $CP01 < -0,5$ ($CP01 > 0,5$) são 12, 16, 20 e 19 (12, 13, 20 e 18). Para os compostos de DJF, o ano refere-se a dezembro.

TABELA 4.1 – Anos usados na composição do primeiro modo.

PRIMEIRO MODO DA AMÉRICA DO SUL	CP<-0,5	CP>0,5
DJF	1954, 1956, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963, 1964, 1965, 1966, 1970, 1971	1979, 1980, 1981, 1982, 1985, 1989, 1990, 1991, 1992, 1995, 1997, 1998
MAM	1949, 1950, 1952, 1954, 1955, 1956, 1957, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963, 1964, 1968, 1970, 1975	1981, 1982, 1983, 1987, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998, 1999
JJA	1949, 1950, 1952, 1953, 1954, 1955, 1956, 1957, 1958, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963, 1964, 1966, 1967, 1968, 1970, 1971	1979, 1980, 1981, 1982, 1983, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1999
SON	1949, 1950, 1951, 1952, 1953, 1954, 1955, 1956, 1957, 1958, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963, 1964, 1967, 1970, 1971	1977, 1979, 1980, 1981, 1982, 1984, 1985, 1986, 1987, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997

4.7.1 Temperatura da superfície do mar

Para $CP01 < -0,5$ em DJF, ocorrem extensas áreas de ATSMs negativas significativas no Pacífico e Índico tropical e áreas oceânicas ao sul de 40°S, e positivas em uma pequena área do Pacífico central norte e no Atlântico norte (Figura 4.20a). Em MAM, o padrão se mantém, com ligeiras diferenças no Atlântico tropical, onde se observam ATSMs

negativas significativas e no Pacífico central norte, com ATSMs positivas significativas zonalmente mais estendidas (Figura 4.20b). ATSMs negativas significativas abrangem grande parte do Índico, do Pacífico leste e sul, do Atlântico equatorial e do Atlântico tropical sul em JJA (Figura 4.20c). Na Figura 4.20d, para SON, o padrão de ATSMs é parecido com o de MAM.

Para os compostos de $CP01 > 0,5$, a configuração dos padrões de anomalias de cada estação (Figuras 4.20e, f, g, h) é similar à correspondente para $CP01 < -0,5$, mas com sinal contrário. Os padrões de DJF (Figuras 4.20a, e) no Pacífico são similares ao padrão de ATSMs da ODP descrito por Mantua *et al.* (1997). Em MAM o padrão intensifica-se, ocorrendo maior extensão das ATSMs positivas significativas, principalmente no Pacífico (Figura 4.20f). Para JJA nota-se persistência do padrão, com as ATSMs positivas significativas no Pacífico menos intensas e mais intensas no Atlântico tropical e sul (Figura 4.20g). Em SON o padrão se mantém com ATSMs positivas significativas estendendo-se desde o Pacífico equatorial, até toda a costa oeste dos Estados Unidos e costa leste da Ásia e menor área com ATSMs positivas significativas no Atlântico equatorial (Figura 4.20h).

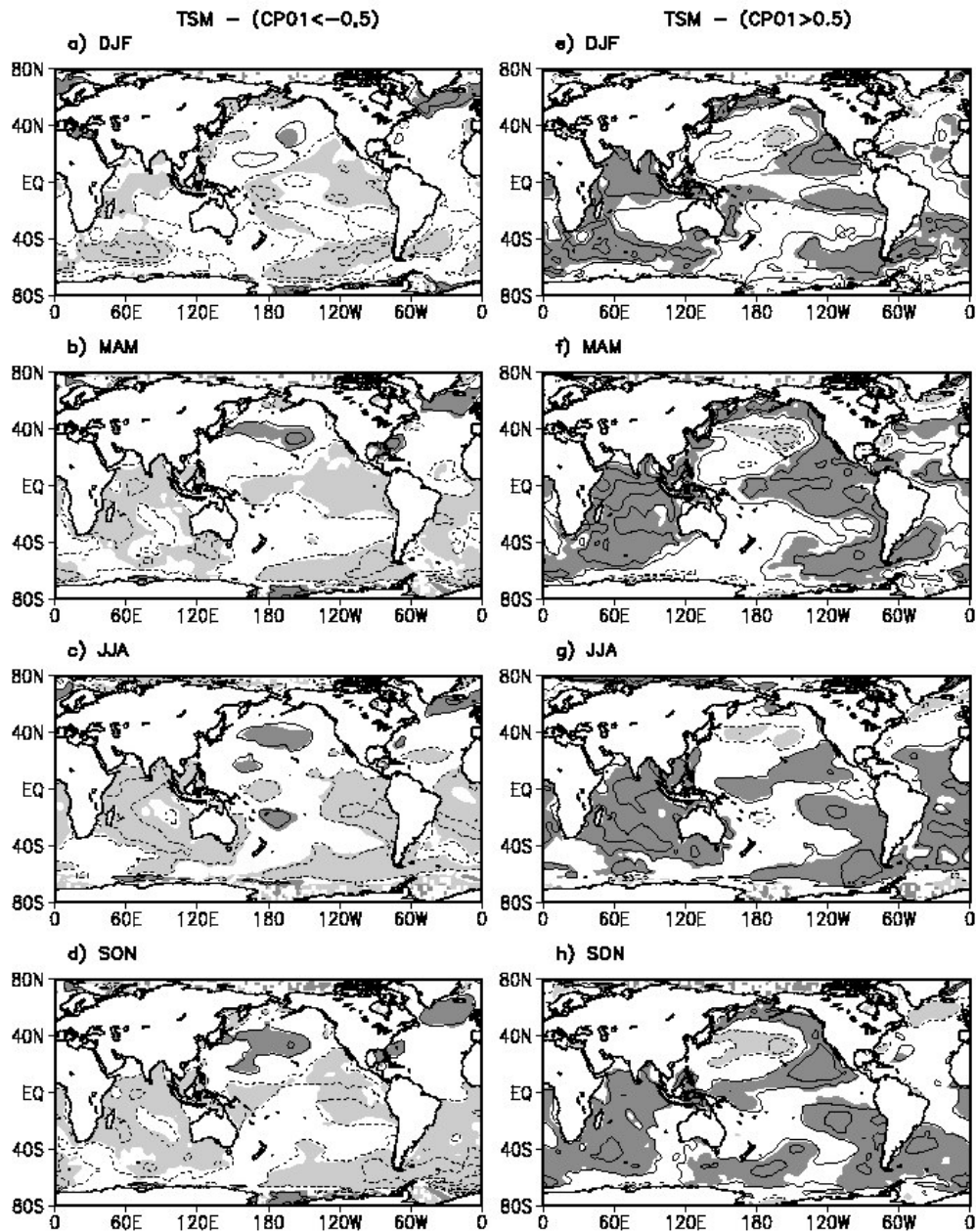


FIGURA 4.20 – Compostos de anomalias de TSM para $CP01 < -0,5\sigma$ para: a) DJF; b) MAM; c) JJA; e d) SON. Compostos de anomalias de TSM para $CP01 > 0,5\sigma$ para: e) DJF; f) MAM; g) JJA; e h) SON. O intervalo do contorno é de 0,3 desvio padrão com contornos negativos (positivos) tracejados (contínuos). O contorno de zero foi omitido. Áreas hachuradas abrangem valores significativos.

4.7.2 Temperatura do ar

Para DJF e $CP01 < -0,5$ ocorrem anomalias negativas significativas de temperatura do ar sobre um extenso bloco no Pacífico equatorial e leste, maior parte do Índico, Atlântico equatorial, nas partes sul e equatorial da África, em grande parte da AS e no leste da Ásia enquanto que anomalias positivas significativas ocorrem em pequenas áreas do Pacífico norte central e Atlântico norte (Figura 4.21a). Em MAM, o padrão se mantém, mostrando maior extensão de anomalias negativas significativas no Índico, Pacífico e Atlântico tropicais, na África central, em grande parte da AS e no sul da Índia, e anomalias positivas significativas na região da Mongólia (Figura 4.21b). Em JJA o padrão persiste de um modo geral mas se enfraquece no Pacífico central e anomalias positivas significativas são observadas em uma pequena área da região da Amazônia e no oeste dos Estados Unidos (Figura 4.21c). Na Figura 4.21d, para SON, o padrão de anomalias é similar ao de MAM com diferenças no norte da AS e oeste dos Estados Unidos, onde as anomalias positivas significativas persistem da estação anterior. Coerentemente, observaram-se anomalias negativas (positivas) de temperatura do ar sobre áreas de ATSMs negativas (positivas) nos quatro períodos sazonais (Figuras 4.20a, b, c, d e 4.21a, b, c, d).

Os compostos para $CP01 > 0,5$ mostram novamente configurações similares aos de $CP01 < -0,5$, mas com sinal contrário e com anomalias positivas significativas de temperatura do ar situando-se sobre as regiões de ATSMs positivas significativas. Em DJF, anomalias positivas significativas são vistas também sobre a China (Figura 4.21e). Para as demais estações, não foram observadas grandes diferenças entre as composições de $CP01 > 0,5$ e $CP01 < -0,5$.

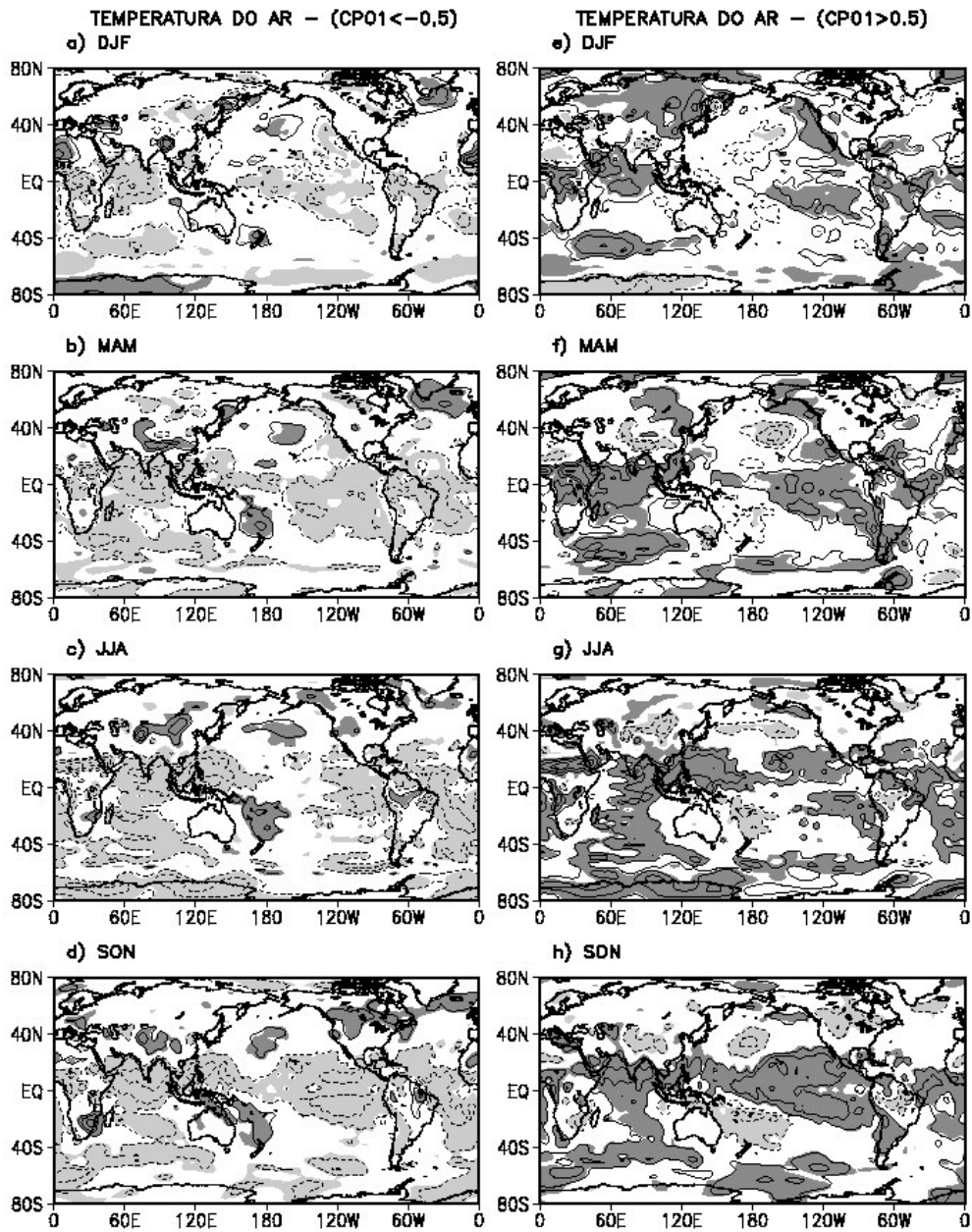


FIGURA 4.21 – O mesmo que a Figura 4.20, mas para temperatura do ar.

4.7.3 Pressão ao nível do mar

A Figura 4.22a, para DJF e $CP01 < -0,5$, mostra forte estrutura zonal de anomalias de PNM (APNMs) negativas significativas nos trópicos entre $30^{\circ}W$ e $180^{\circ}W$ e ao longo da faixa equatorial entre $180^{\circ}W$ e a costa oeste da AS e APNMs positivas significativas no leste do Pacífico norte, norte da Ásia e no nordeste do Brasil. Coincidentemente, no nordeste do Brasil observa-se temperatura do ar mais fria (Figura 4.21a). Em MAM persiste o padrão zonal de APNMs negativas nos trópicos aproximadamente entre $30^{\circ}W$ e $120^{\circ}W$ e ao longo do equador no Pacífico central, desaparecem as APNMs positivas significativas na Ásia e APNMs positivas ocupam toda a costa leste da AS (Figura 4.22b), região de anomalias negativas significativas de temperatura do ar (Figura 4.21b). Em JJA, a estrutura zonal de APNMs negativas significativas nos trópicos permanece entre 0 e $120^{\circ}W$, ao longo do Pacífico equatorial central e as anomalias positivas significativas, na costa leste da AS, restringiram-se ao nordeste do Brasil (Figura 4.22c), onde a temperatura do ar encontra-se abaixo da média (Figura 4.21c). Neste trimestre, aparecem APNMs negativas significativas mais fortes sobre a China (Figura 4.22c) que coincidem com a ocorrência de temperatura do ar mais quente que o normal (Figura 4.21c). Em SON, o padrão zonal de APNMs negativas significativas se mantém e anomalias negativas significativas ocupam todo o setor norte e central da AS e as anomalias no nordeste da AS são fracas (Figura 4.22d).

Os compostos para $CP01 > 0,5$ mostram distribuição das anomalias similar aos de $CP01 < -0,5$, com sinal contrário. A evolução sazonal das anomalias na AS diferencia-se do caso de $CP01 < -0,5$ em MAM, já que, para $CP01 > 0,5$ elas restringem-se ao nordeste da AS (Figura 4.22f).

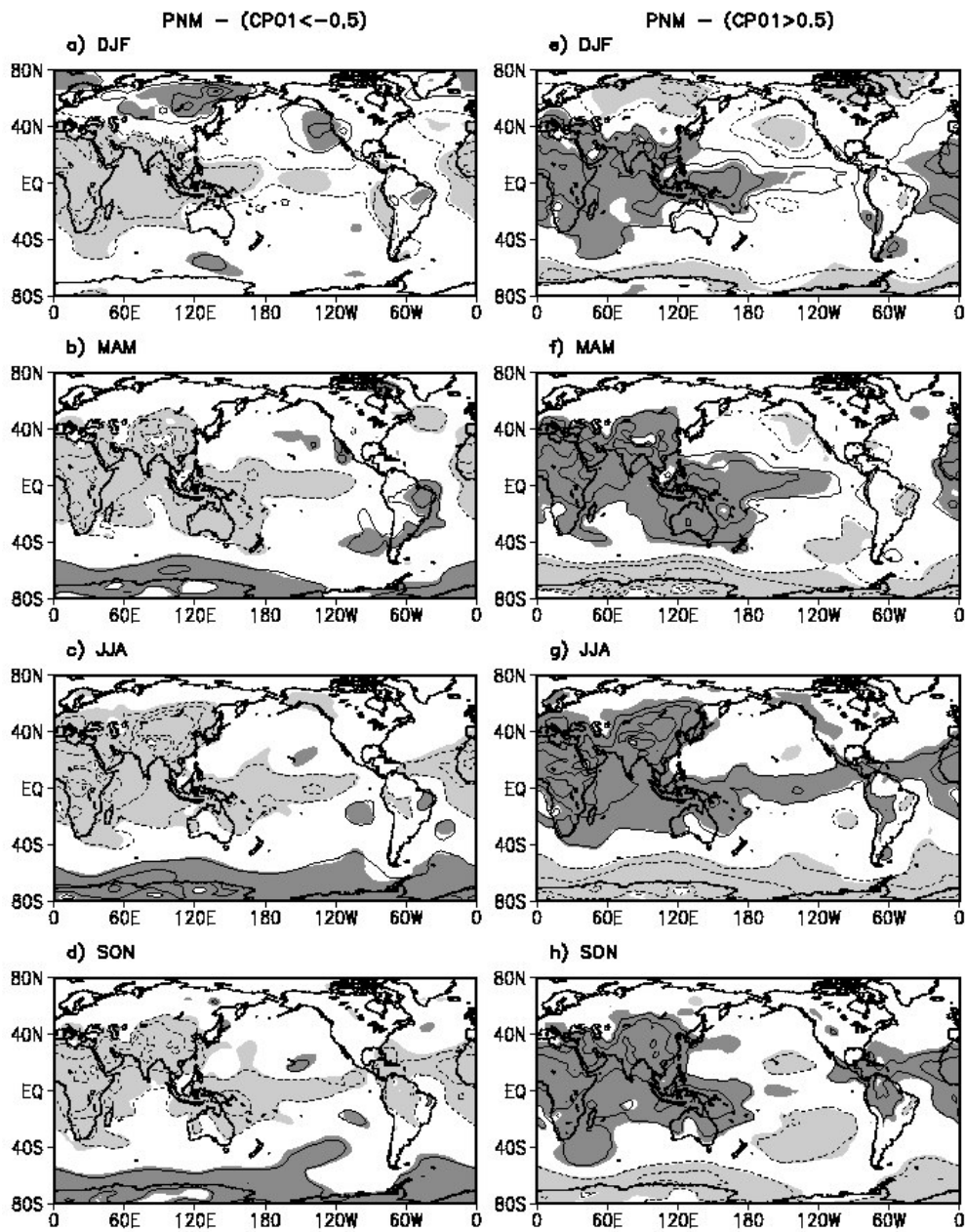


FIGURA 4.22 – O mesmo que a Figura 4.20, mas para PNM.

4.7.4 Velocidade vertical

A Figura 4.23a, para DJF e $CP01 < -0,5$, mostra movimentos descendentes anômalos significativos sobre a maior parte da AS tropical e áreas adjacentes e no Índico equatorial, os quais são compensados por movimentos ascendentes anômalos significativos no Pacífico central ao longo de $10^{\circ}N$. A subsidência (ascendência) anômala na AS tropical (Pacífico central) é coerente com APNMs positivas (negativas) observadas (Figuras 4.22a e 4.23a). Em MAM, o padrão de anomalias de ω em 500hPa persiste com os movimentos descendentes anômalos significativos estendendo-se da AS tropical para o Pacífico equatorial leste (Figura 4.23b). Novamente observa-se na AS e no Pacífico central a conexão entre ω em 500hPa e APNMs (Figuras 4.22b e 4.23b). A distribuição das anomalias para JJA está mais organizada com movimentos ascendentes anômalos significativos sobre a região monçônica do oeste da África e sobre o Pacífico equatorial central (regiões de APNMs negativas) sendo compensados por movimentos descendentes anômalos significativos sobre o Pacífico equatorial oeste e sobre uma grande área incluindo o Pacífico equatorial leste, o norte da AS e o Atlântico subtropical adjacente, regiões com APNMs positivas (Figuras 4.22c e 4.23c). Este padrão persiste para SON (Figura 4.23d).

Para $CP01 > 0,5$ a configuração das anomalias em todas as estações é similar à correspondente para $CP01 < -0,5$, mas com sinal contrário. Observa-se nitidamente em JJA e SON um padrão de onda número 2 de ω em 500hPa em latitudes equatoriais (Figuras 4.23c, d, g, h). A configuração do movimento vertical em JJA no Pacífico tropical e no setor AS/Atlântico é consistente com o padrão de temperatura do ar de tal maneira que circulações termicamente diretas podem ser inferidas (Figuras 4.23c, g). Existe também coerência nos quatro períodos com o campo de APNMs, já que se observam movimentos ascendentes (descendentes) anômalos significativos na região do nordeste da AS (centro da África e Pacífico central), regiões onde se observaram APNMs negativas (positivas) (Figuras 4.22e, f, g, h e 4.23e, f, g, h).

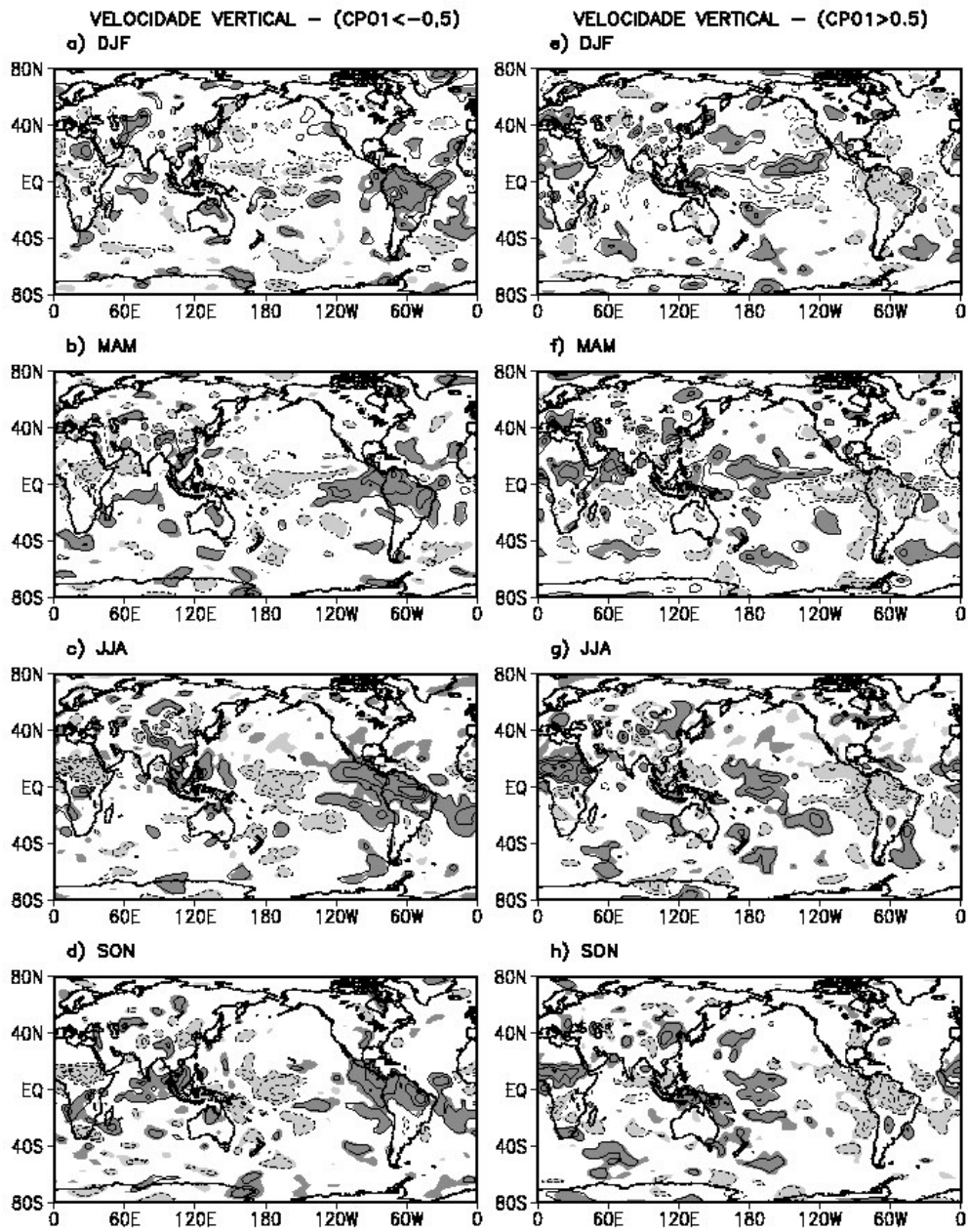


FIGURA 4.23 – O mesmo que a Figura 4.20, mas para ω em 500hPa.

4.7.5 Água precipitável

Os compostos de água precipitável também fornecem resultados importantes e coerentes aos de ω em 500hPa. Onde se observam movimentos ascendentes (descendentes) anômalos, notam-se anomalias positivas (negativas) de água precipitável.

Em DJF e CP01<-0,5, observam-se várias áreas de anomalias negativas significativas de água precipitável sobre a parte norte e central da AS (região de subsidência anômala) e algumas áreas ao sul de 30°S. As poucas áreas de anomalias positivas significativas estão em regiões oceânicas, como no Índico tropical sul, no Pacífico central equatorial (região de ascendência anômala) e em uma pequena área do Atlântico tropical sudoeste (Figuras 4.23a e 4.24a). Em MAM, anomalias negativas significativas persistem ao sul de 30°S e na AS equatorial, enquanto anomalias positivas significativas aparecem no leste e sul da Ásia, na parte central da África, no Índico tropical oeste, além da persistência de anomalias positivas significativas no Pacífico equatorial central (Figura 4.24b). Novamente nota-se a conexão de anomalias positivas (negativas) água precipitável com anomalias negativas (positivas) de movimento vertical (Figuras 4.23b e 4.24b). Em JJA, notam-se anomalias negativas significativas no setor leste do Atlântico sul e equatorial, no Oceano Índico sul, no Pacífico equatorial leste e Pacífico Sudeste, sobre o sudeste da Ásia e sobre o norte da AS. As anomalias positivas significativas se mantêm sobre o setor africano entre o equador e 40°N, sobre o leste da Ásia e Oceano Pacífico adjacente e sobre o Pacífico equatorial central (Figura 4.24c). Observa-se um padrão de onda zonal número 2 de água precipitável em latitudes equatoriais, consistentemente com aquele observado para ω em 500hPa (Figura 4.24c). Finalmente para SON, a distribuição das anomalias é similar a de JJA (Figura 4.24d).

Para CP01>0,5, a distribuição das anomalias dos compostos é similar aos de CP01<-0,5, a menos do sinal. Cabe ressaltar que as anomalias positivas significativas de água precipitável sobre a Bacia Amazônica e as anomalias negativas sobre o Pacífico equatorial central norte de DJF e JJA (Figuras 4.24e, g) coincidem com as encontradas

por Chelliah e Bell (2004), com convecção mais (menos) intensa nas respectivas regiões nos modos multidecadais para DJF e JJA.

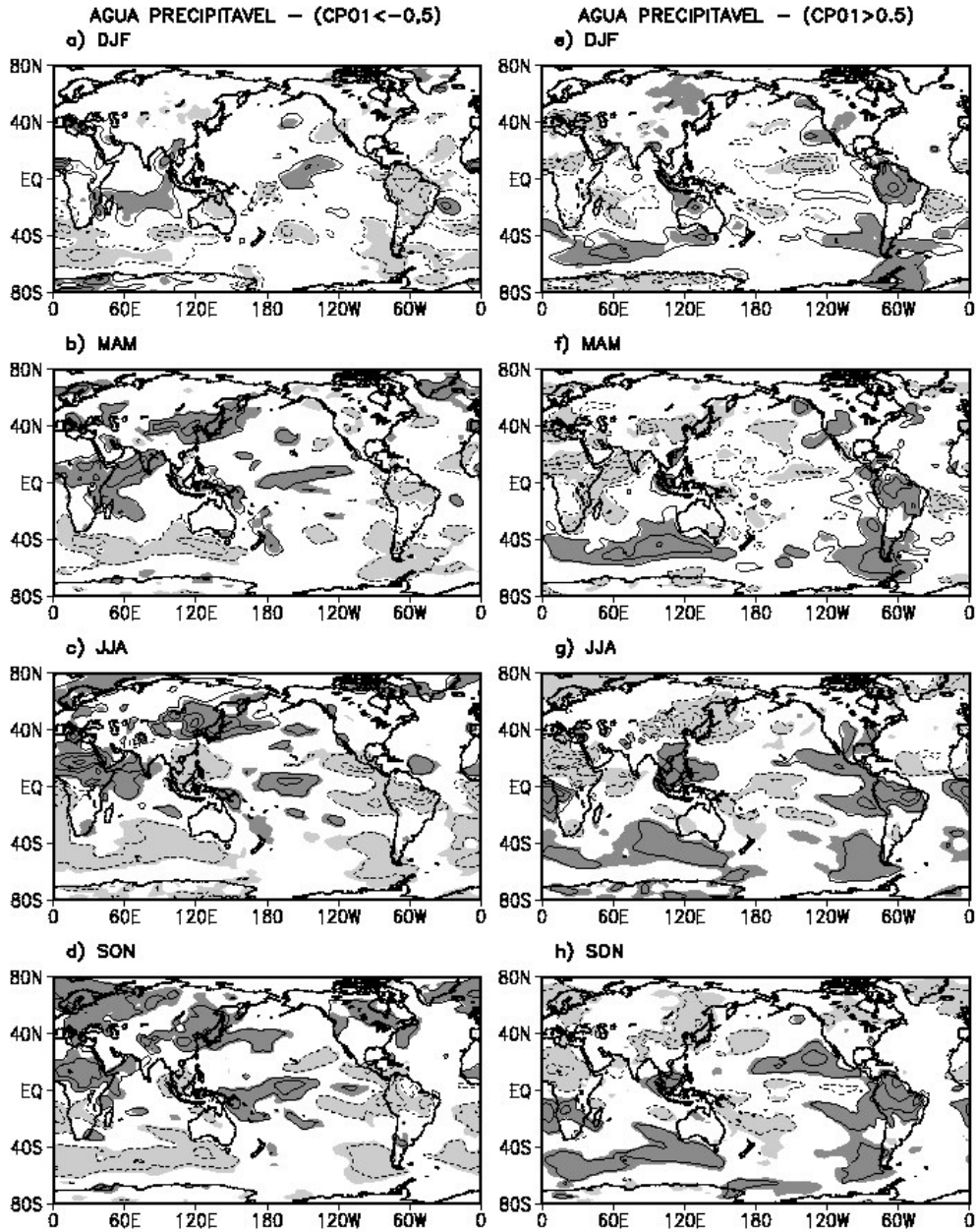


FIGURA 4.24 – O mesmo que a Figura 4.20, mas para água precipitável.

4.7.6 Função de corrente

Os compostos de ψ em 200hPa, similarmente aos anteriores, também fornecem resultados importantes. Para $CP01 < -0,5$ em DJF, observa-se uma faixa equatorial no HS de anomalias anticiclônicas de ψ em 200hPa desde o leste da AS, sul da África e Pacífico equatorial oeste. Na parte leste do Pacífico tropical norte configura-se um par de circulações ciclônicas simétrico em relação ao equador. São notadas também anomalias anticiclônicas de ψ em 200hPa no HN em parte da Ásia. No Atlântico tropical observa-se o par de anticiclones em altos níveis simétricos em relação ao equador (Figura 4.25a). Em MAM o padrão intensifica-se mostrando uma distribuição de anomalias anticiclônicas mais estendidas espacialmente (Figura 4.25b). Os pares de ciclones (anticiclones) simétricos em relação ao equador a oeste (leste) da AS estão mais intensos. Em JJA, o padrão é similar mas continua a se intensificar. Esse bloco de anomalias anticiclônicas ao sul do equador possui extensão de quase 360° (Figura 4.25c). Para SON, o enorme bloco de anomalias anticiclônicas de ψ no HN encontra-se mais intenso, ocupando uma área longitudinal de 240° aproximadamente (Figura 4.25d). O par de anticiclones simétricos em relação ao equador é notado de $60^\circ W$ até $140^\circ E$. Não se observa mais o par de ciclones a oeste da AS.

Os compostos para $CP01 > 0,5$ possuem configurações anômalas semelhantes aos correspondentes para $CP01 < -0,5$, mas com sinais opostos. Em todos os períodos, notam-se os pares de anticiclones simétricos em relação ao equador no Pacífico leste, com maior intensidade em JJA e os pares de ciclones também simétricos na faixa de $60^\circ W$ a $120^\circ W$ para MAM e SON (Figuras 4.25e, f, g, h). Em JJA esse par configura-se no Atlântico e na África (Figura 4.25g). Chelliah e Bell (2004) também encontraram, para DJF da fase positiva do modo multidecadal, anomalias anticiclônicas sobre o Pacífico leste subtropical em ambos os hemisférios e para JJA também da fase positiva do modo multidecadal, anomalias anticiclônicas sobre o Pacífico leste e anomalias ciclônicas no Atlântico e na África, assim como nesse trabalho (Figuras 4.25e, g). Eles acrescentaram ainda que esse padrão de anomalias é praticamente o oposto da média

zonal climatológica, o que indica uma circulação em 200hPa em geral mais fraca nos trópicos, especialmente no Atlântico e na África. Gill (1980) através de um modelo analítico linear forneceu uma interpretação dinâmica com relação às características das circulações tropicais, termicamente forçadas, encontradas em ambos os lados de uma fonte de calor. Ele ressaltou que a resposta da atmosfera tropical a uma fonte de calor simétrica em relação ao equador com escoamento zonal nos baixos níveis em direção à fonte consiste de ondas de Rossby a oeste da forçante e de Kelvin a leste desta e, assim, escoamento ciclônico é obtido ao redor das baixas que se formam à oeste da zona de aquecimento. Dessa maneira, onde se observaram anomalias positivas de temperatura do ar no norte da AS, encontra-se o par de anticiclones em altos níveis simétricos em relação ao equador a oeste dessa região e, a leste da mesma, um par de ciclones. Essa configuração é observada para os quatro períodos sazonais com $CP01 > 0,5$.

Cabe ressaltar a coerência entre os compostos, já que as regiões de grandes anomalias anticiclônicas (ciclônicas) em altos níveis nos compostos de ψ para $CP01 < -0,5$ ($CP01 > 0,5$) coincidem com os centros de anomalias positivas (negativas) nos compostos de água precipitável, assim como com os centros de anomalias negativas (positivas) de ω em 500hPa e de PNM.

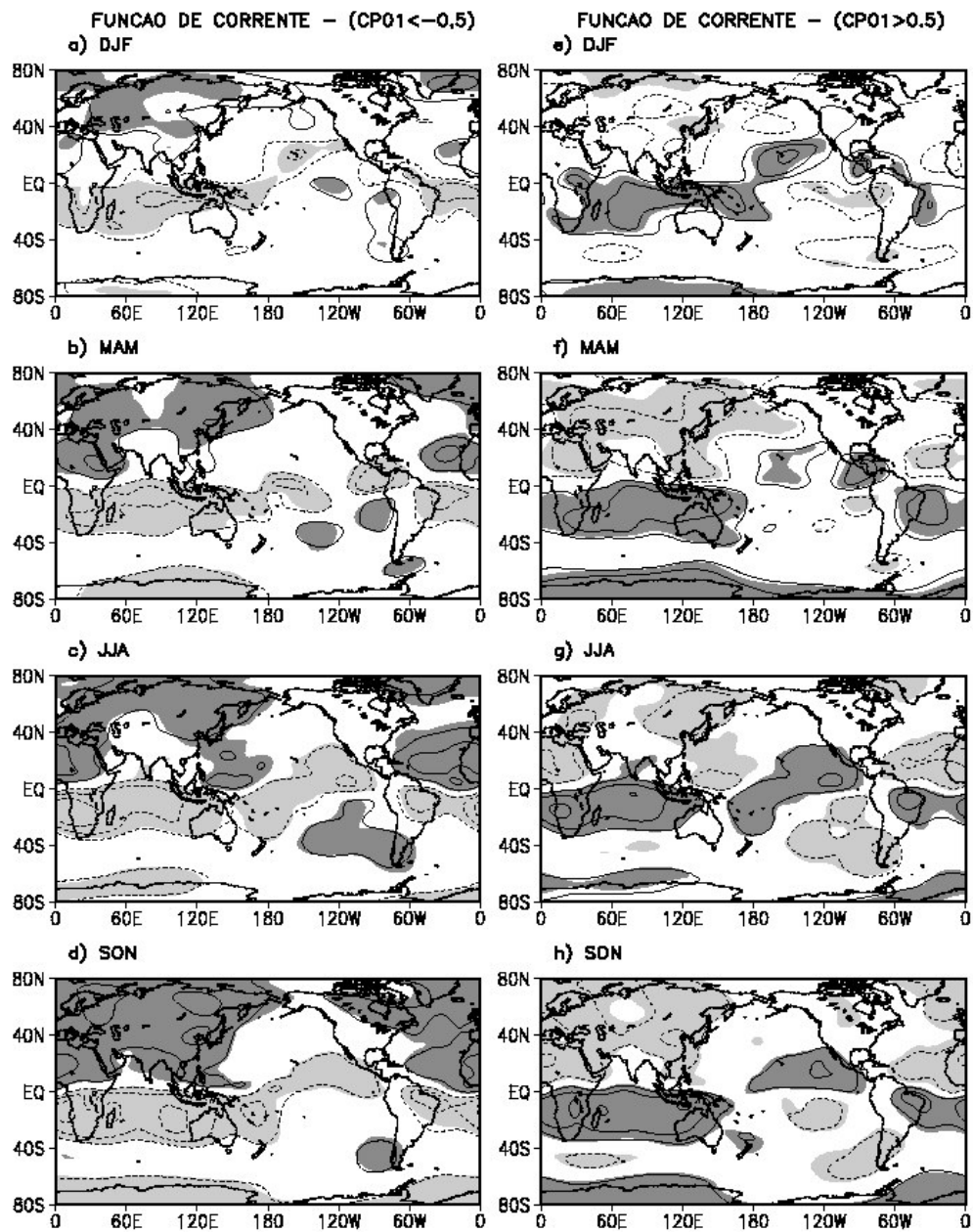


FIGURA 4.25 – O mesmo que a Figura 4.20, mas para ψ em 200hPa.

4.8 Composições do Segundo Modo do SMAS

A Tabela 4.2 lista os anos escolhidos para os compostos desse segundo modo. Os números de casos incluídos para DJF, MAM, JJA e SON para $CP02 < -0,5$ ($CP02 > 0,5$) são 18, 18, 14 e 16 (17, 14, 11 e 12), respectivamente. Cabe ressaltar que o segundo modo da AS mostrou variabilidade interanual bem marcante. Assim, alguns anos de $CP02 > 0,5$ ($CP02 < -0,5$) coincidiram com anos de início de El Niño (La Niña), como nos anos de: 1957, 1965, 1972, 1982, 1997 (1970, 1973, 1975, 1988, 1998) para DJF; 1957, 1965, 1972, 1992 (1950, 1973, 1975, 1988) para MAM; 1957, 1965, 1972, 1982, 1987, 1997 (1950, 1955, 1964, 1973, 1975, 1988, 1998) para JJA e 1957, 1965, 1972, 1977, 1982, 1997 (1950, 1955, 1973, 1975, 1988) para SON.

TABELA 4.2 – Anos usados na composição do segundo modo.

SEGUNDO MODO DA AMÉRICA DO SUL	CP<-0,5	CP>0,5
DJF	1962, 1970, 1973, 1974, 1975, 1978, 1981, 1983, 1984, 1985, 1988, 1989, 1990, 1992, 1993, 1995, 1996, 1998	1948, 1951, 1952, 1956, 1957, 1958, 1959, 1960, 1963, 1965, 1967, 1968, 1969, 1972, 1982, 1986, 1997
MAM	1950, 1967, 1971, 1973, 1974, 1975, 1978, 1981, 1982, 1984, 1985, 1988, 1989, 1991, 1994, 1995, 1996, 1999	1949, 1951, 1953, 1957, 1958, 1959, 1960, 1961, 1965, 1966, 1972, 1983, 1992, 1998
JJA	1950, 1955, 1962, 1964, 1973, 1975, 1981, 1984, 1988, 1989, 1995, 1996, 1998, 1999	1953, 1957, 1961, 1963, 1965, 1968, 1972, 1982, 1986, 1987, 1997
SON	1950, 1953, 1954, 1955, 1973, 1975, 1979, 1981, 1983, 1984, 1985, 1988, 1990, 1995, 1996, 1999	1957, 1958, 1959, 1960, 1963, 1965, 1972, 1976, 1977, 1982, 1986, 1997

4.8.1 Temperatura da superfície do mar

Para DJF e $CP02 < -0,5$, observam-se ATSMs positivas significativas no Pacífico equatorial oeste e ao longo da zona de convergência do Pacífico sul, ao sul da África e da Austrália, no Atlântico equatorial e sul e ATSMs negativas significativas no Pacífico equatorial central e leste (Figura 4.26a). O padrão no Pacífico é de La Niña. Em MAM, o padrão se enfraquece, mas persistem as ATSMs positivas significativas no Pacífico equatorial oeste, ao sul da Austrália e no Atlântico equatorial e sul e também ATSMs negativas significativas no Pacífico equatorial central e leste (Figura 4.26b). Em JJA, as ATSMs negativas significativas se fortalecem no Pacífico equatorial central e leste bem como as ATSMs positivas significativas nos setores equatorial e subtropical do Pacífico oeste enquanto no Atlântico equatorial persistem somente as ATSMs positivas (Figura 4.26c). Em SON as ATSMs se enfraquecem, com persistência somente das ATSMs positivas significativas nos setores equatorial e subtropical do Pacífico oeste e Índico sul (Figura 4.26d).

Os compostos para $CP02 > 0,5$ mostram padrões de ATSMs semelhantes aos de $CP02 < -0,5$, mas com sinais opostos e com diferenças nas intensidades das ATSMs. As ATSMs positivas no Pacífico equatorial central e leste, em DJF, correspondem ao padrão anômalo de TSM associado ao El Niño (Figura 4.26e). Em MAM, a intensidade das ATSMs é ligeiramente menor no Pacífico tropical leste (Figura 4.26f), comparada a de DJF (Figura 4.26e). Em JJA, as ATSMs positivas significativas no Pacífico equatorial central e leste intensificam-se enquanto as ATSMs negativas significativas são quase nulas (Figura 4.26g). O padrão de SON possui poucas áreas de ATSMs significativas (Figura 4.26h).

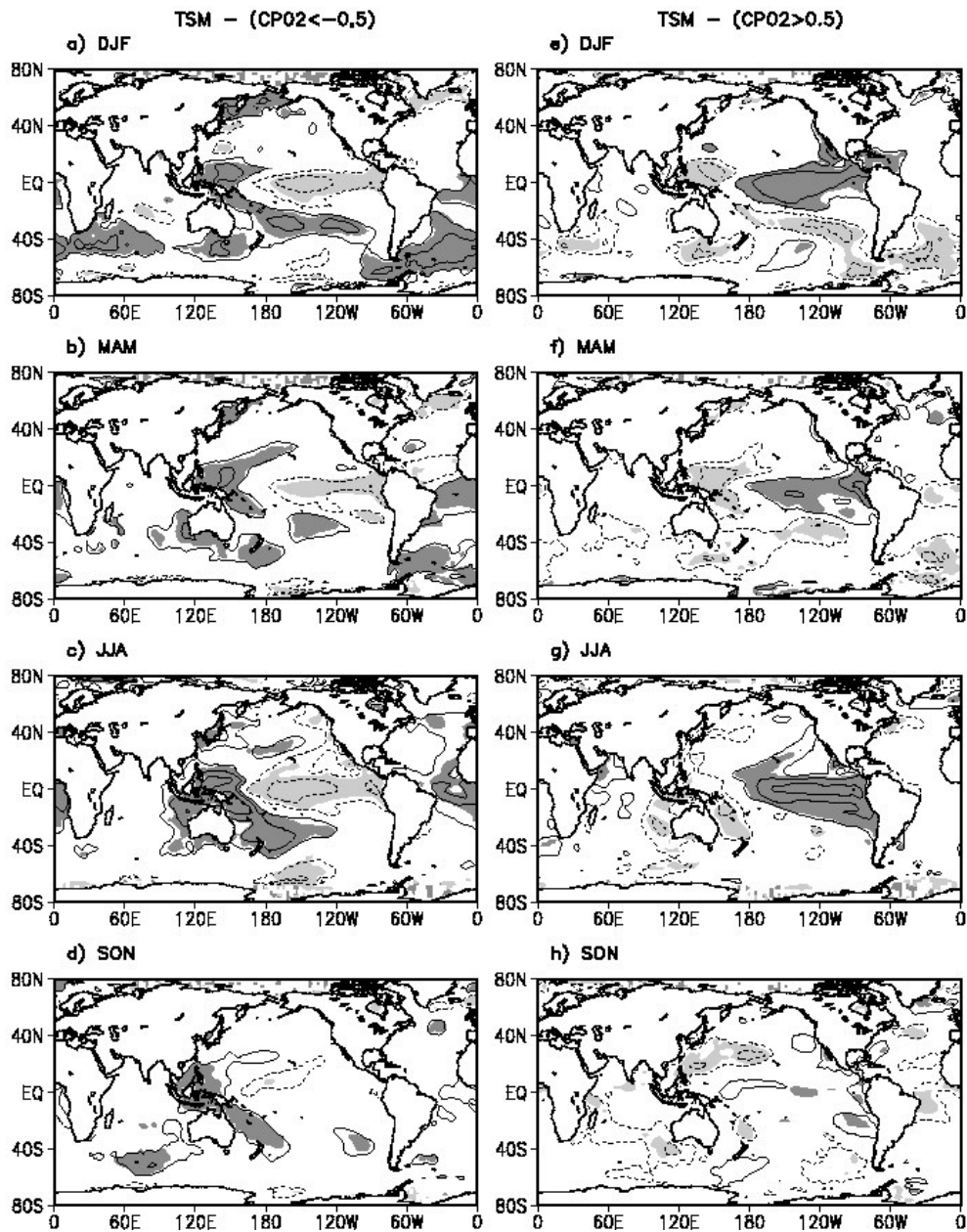


FIGURA 4.26 – Compostos de anomalias de TSM para $CP02 < -0,5\sigma$ para: a) DJF; b) MAM; c) JJA; e d) SON. Compostos de anomalias de TSM para $CP02 > 0,5\sigma$ para: e) DJF; f) MAM; g) JJA; e h) SON. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.20.

4.8.2 Temperatura do ar

A Figura 4.27a, para DJF e $CP02 < -0,5$, mostra anomalias negativas significativas de temperatura do ar no Pacífico equatorial central e leste, na Índia, sul da África e leste dos Estados Unidos e positivas no sul da AS, no leste da Ásia e em áreas oceânicas ao sul de $30^{\circ}S$. Cabe ressaltar que nas regiões oceânicas ao sul de $30^{\circ}S$ e Pacífico central também foram observadas ATSMs de mesmo sinal (Figura 4.26a). Em MAM, o padrão se enfraquece (fortalece) no Pacífico leste (oeste) e se fortalece (enfraquece) no Atlântico tropical (sul) (Figura 4.27b). Em JJA, anomalias positivas e negativas significativas de temperatura do ar situam-se sobre as mesmas regiões das ATSMs positivas e negativas significativas, respectivamente (Figura 4.26c), com as anomalias negativas no Pacífico central e leste mais intensas do que em MAM. Sobre áreas continentais, anomalias negativas são vistas na parte central da AS e positivas no norte da Austrália (Figura 4.27c). Para SON, persiste uma distribuição de anomalias similar à de JJA, mas com menor extensão espacial (Figura 4.27d).

Para $CP02 > 0,5$, os compostos possuem configurações próximas aos de $CP02 < -0,5$ com sinal contrário. Anomalias positivas (negativas) significativas de temperatura do ar em geral situam-se sobre as regiões de ATSMs positivas (negativas) significativas. No caso de $CP02 > 0,5$ a característica mais marcante é a presença de anomalias positivas significativas no Pacífico equatorial leste, mais intensas em JJA e SON (Figuras 4.27g, h), e, além dessa área, poucas áreas de anomalias significativas.

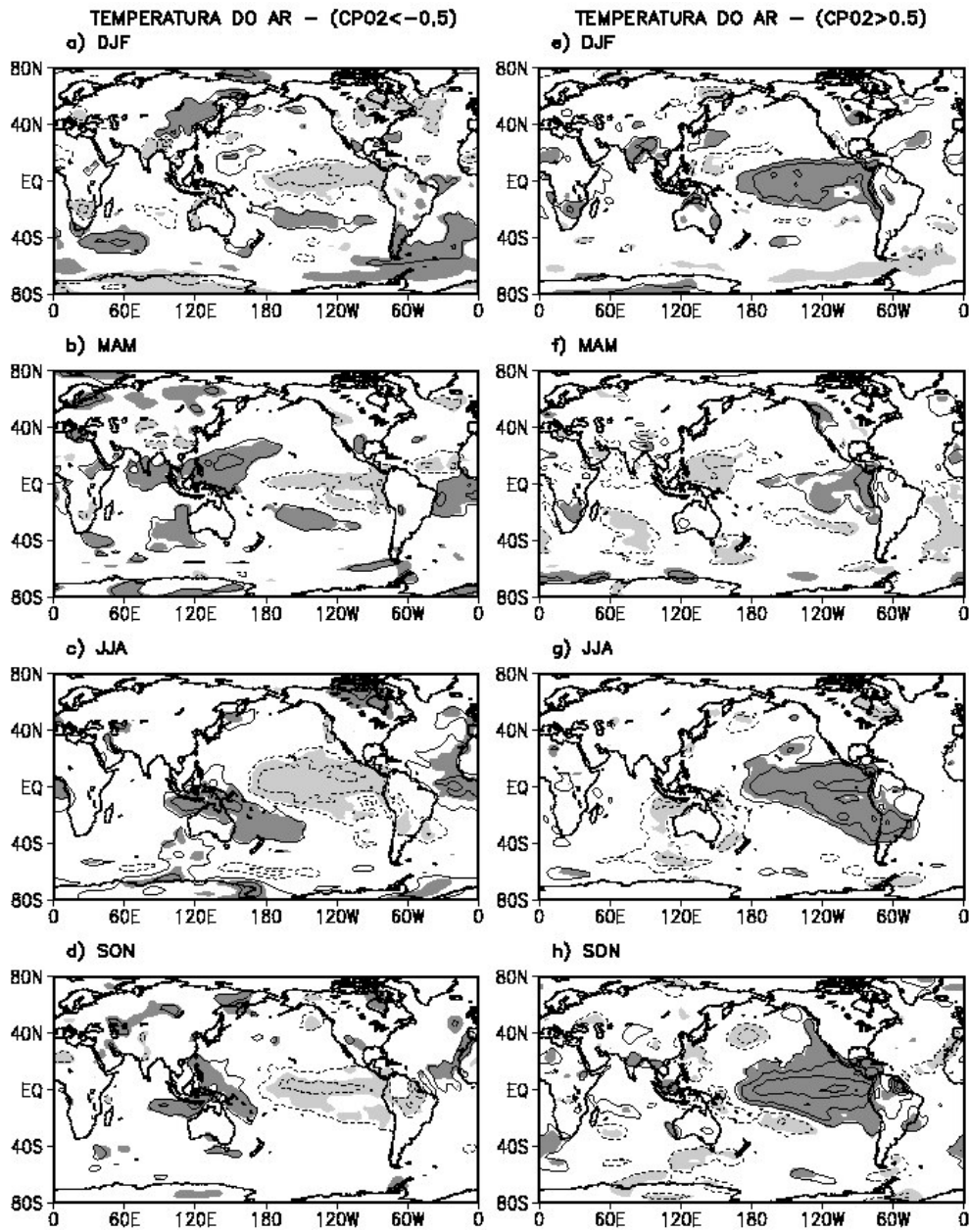


FIGURA 4.27 – O mesmo que a Figura 4.26, mas para temperatura do ar.

4.8.3 Pressão ao nível do mar

Em DJF e $CP02 < -0,5$, observa-se um bloco de APNMs positivas significativas no Pacífico equatorial leste e Atlântico tropical noroeste enquanto que APNMs negativas significativas são vistas em uma pequena área no Pacífico equatorial oeste e Índico leste, na parte norte da Ásia e no nordeste da AS. As APNMs positivas mais fortes nos trópicos (Figura 4.28a) estão localizadas na área de resfriamento mais forte do ar em baixos níveis (Figura 4.27a). Para MAM, o padrão se enfraquece na Ásia (desaparecem as APNMs negativas e aparecem APNMs positivas na sua parte central), no noroeste da AS e no Atlântico tropical norte, regiões onde não mais ocorrem APNMs positivas. Intensificam-se as anomalias positivas significativas no sul e noroeste da África e as negativas no nordeste da AS (Figura 4.28b). Em JJA, notam-se fortalecimentos das APNMs positivas significativas no Pacífico tropical leste que se estendem até $40^{\circ}S$ e das APNMs negativas no Atlântico tropical (Figura 4.28c). Coerentemente, na região do Atlântico tropical, a temperatura do ar em baixos níveis está mais quente (Figura 4.27b). Para SON, o padrão de APNMs é similar ao de JJA, a menos do Atlântico equatorial, onde APNMs negativas significativas estão bem reduzidas, e do noroeste da África, onde voltam a aparecer APNMs positivas significativas. As APNMs positivas mais fortes sobre o Pacífico equatorial central (Figura 4.28d) coincidem com a temperatura do ar mais fria (Figura 4.27d).

Para $CP02 > 0,5$, os compostos são, com o sinal contrário, em geral similar aos de $CP02 < -0,5$. Em DJF, a diferença encontra-se no Atlântico equatorial oeste e no Pacífico oeste, onde os blocos de anomalias são maiores (Figura 4.28e). Em JJA, nota-se um sinal fraco no Atlântico equatorial (Figura 4.28g). Para SON, observa-se diferença na região da Austrália/Índico sul, onde se encontram APNMs positivas mais extensas (Figura 4.28h).

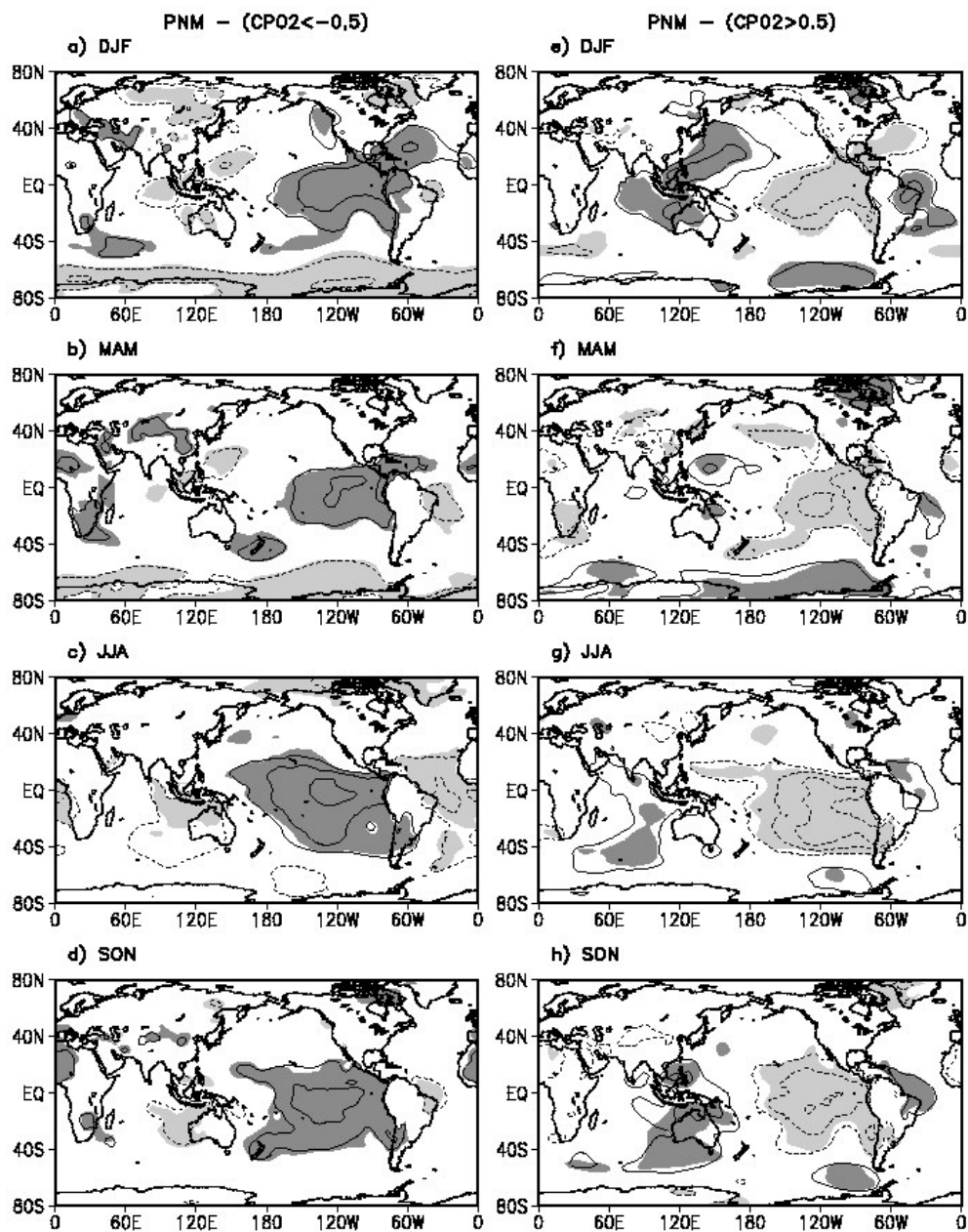


Figura 4.28 – O mesmo que a Figura 4.26, mas para PNM.

4.8.4 Velocidade vertical

Em DJF e $CP02 < -0,5$, observam-se movimentos ascendentes anômalos significativos sobre o norte e nordeste da AS, em áreas do Índico leste e Pacífico oeste, no sul da África e no norte da Austrália, os quais são compensados por movimentos descendentes anômalos significativos no Pacífico tropical central e leste (Figura 4.29a). Consistentemente, observou-se na Figura 4.28a APNMs negativas (positivas) significativas no nordeste da AS, no Índico leste e Pacífico oeste (Pacífico tropical central e leste). Em MAM o padrão de anomalias de ω em 500hPa persiste, mas com a presença de movimentos ascendentes anômalos significativos no setor do Atlântico equatorial (presença de APNMs negativas) e de movimentos descendentes na África central (Figuras 4.28b e 4.29b). Em JJA, a distribuição das anomalias é similar às anteriores, mas com movimentos descendentes anômalos significativos restritos ao Pacífico tropical central, que coincidem com APNMs positivas e, movimentos ascendentes anômalos sobre uma área incluindo o extremo norte da AS e o Atlântico equatorial adjacente, em conexão com a presença de APNMs negativas (Figuras 4.28c e 4.29c). Finalmente para a Figura 4.29d, em SON, o padrão de anomalias é parecido com o de JJA, exceto pela maior presença de anomalias negativas significativas de ω em 500hPa que estão sobre o norte e centro da AS.

Novamente os compostos de ω em 500hPa para $CP02 > 0,5$ mostram-se bastante similares, com sinal contrário, aos de $CP02 < -0,5$, e coerentes aos de APNMs. Apenas em SON, ressalta-se o norte da AS, onde quase não se observam anomalias significativas (Figura 4.29h).

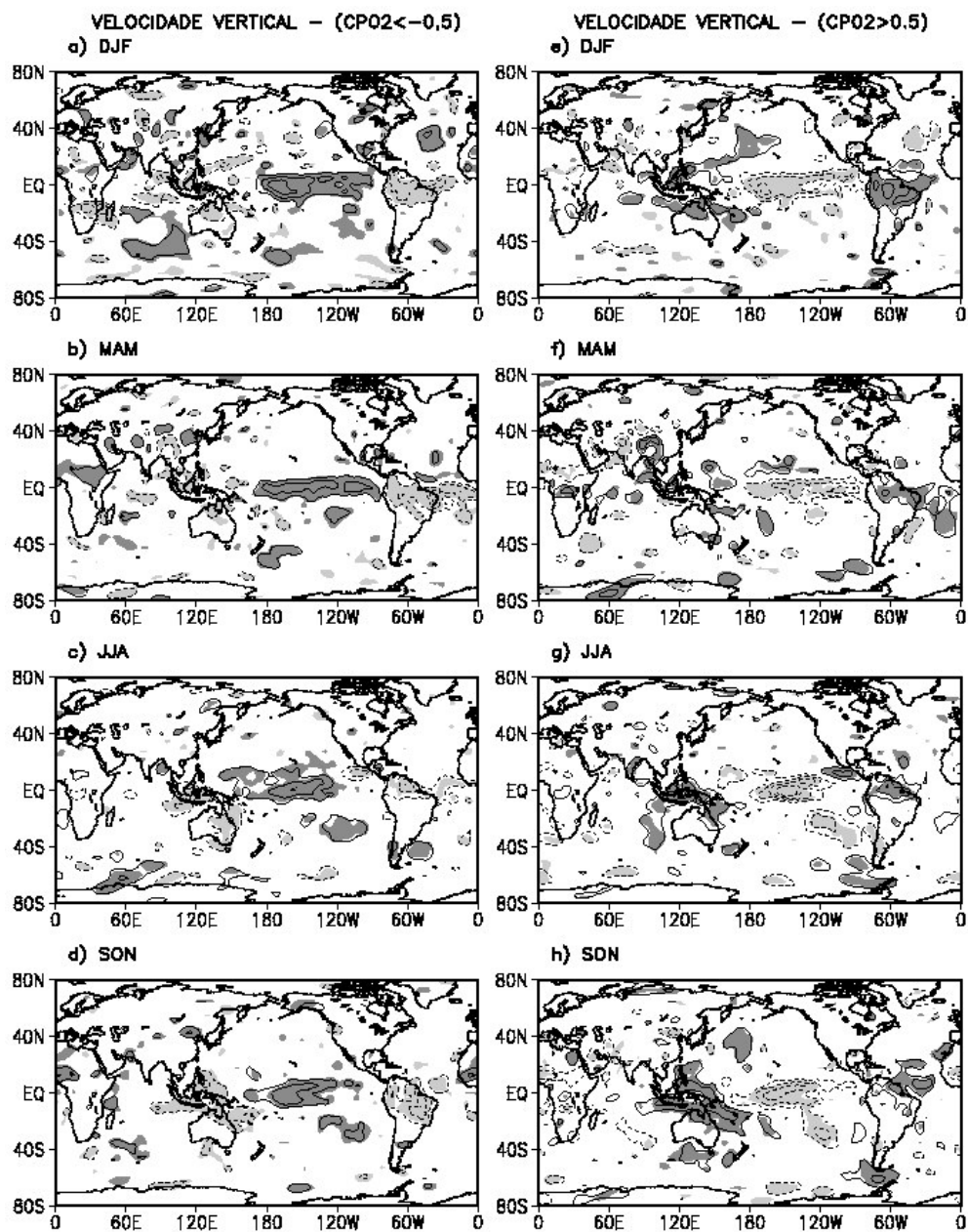


FIGURA 4.29 – O mesmo que a Figura 4.26, mas para ω em 500hPa.

4.8.5 Água precipitável

Os compostos de água precipitável são bem coerentes aos de ω em 500hPa. Onde se observaram movimentos ascendentes (descendentes) anômalos, notam-se anomalias positivas (negativas) de água precipitável.

Áreas de anomalias negativas significativas de água precipitável sobre o Pacífico tropical leste, no Atlântico equatorial, Índico oeste e parte central da África são vistas em DJF para $CP02 < -0,5$. As anomalias positivas significativas estão em regiões oceânicas, ao sul de 30°S, norte da Austrália, Pacífico norte e em uma pequena área na bacia Amazônica (Figura 4.30a), região essa de movimento ascendente anômalo (Figura 4.29a). Para MAM, o padrão se mantém com intensidade menor, exceto no norte e nordeste da AS, onde são notadas anomalias positivas mais intensas (Figura 4.30b) e que coincidem com as anomalias negativas de velocidade vertical (Figura 4.29b). Em JJA notam-se anomalias negativas significativas em todo o Pacífico tropical central e na faixa que vai desde Pacífico central sul até o setor leste do Atlântico sul, anomalias positivas significativas sobre a Indonésia e sobre uma pequena área no Pacífico sul e não se observam anomalias positivas significativas sobre a AS (Figura 4.30c). A Figura 4.30d, para SON, mostra persistência do padrão de JJA, a menos da presença de anomalias positivas significativas no norte da AS, região de forte movimento ascendente (Figura 4.29d).

Os compostos de anomalias de água precipitável para $CP02 > 0,5$ mostram configurações similares aos compostos de $CP02 < -0,5$, a menos do sinal. Em DJF, a diferença está nas áreas oceânicas ao sul de 30°S, onde encontram-se poucas anomalias significativas (Figura 4.30e). Para MAM, a diferença é vista no norte da AS, onde não se observam anomalias significativas (Figura 4.30f). Em SON, notam-se anomalias negativas significativas no Atlântico equatorial (Figura 4.30h).

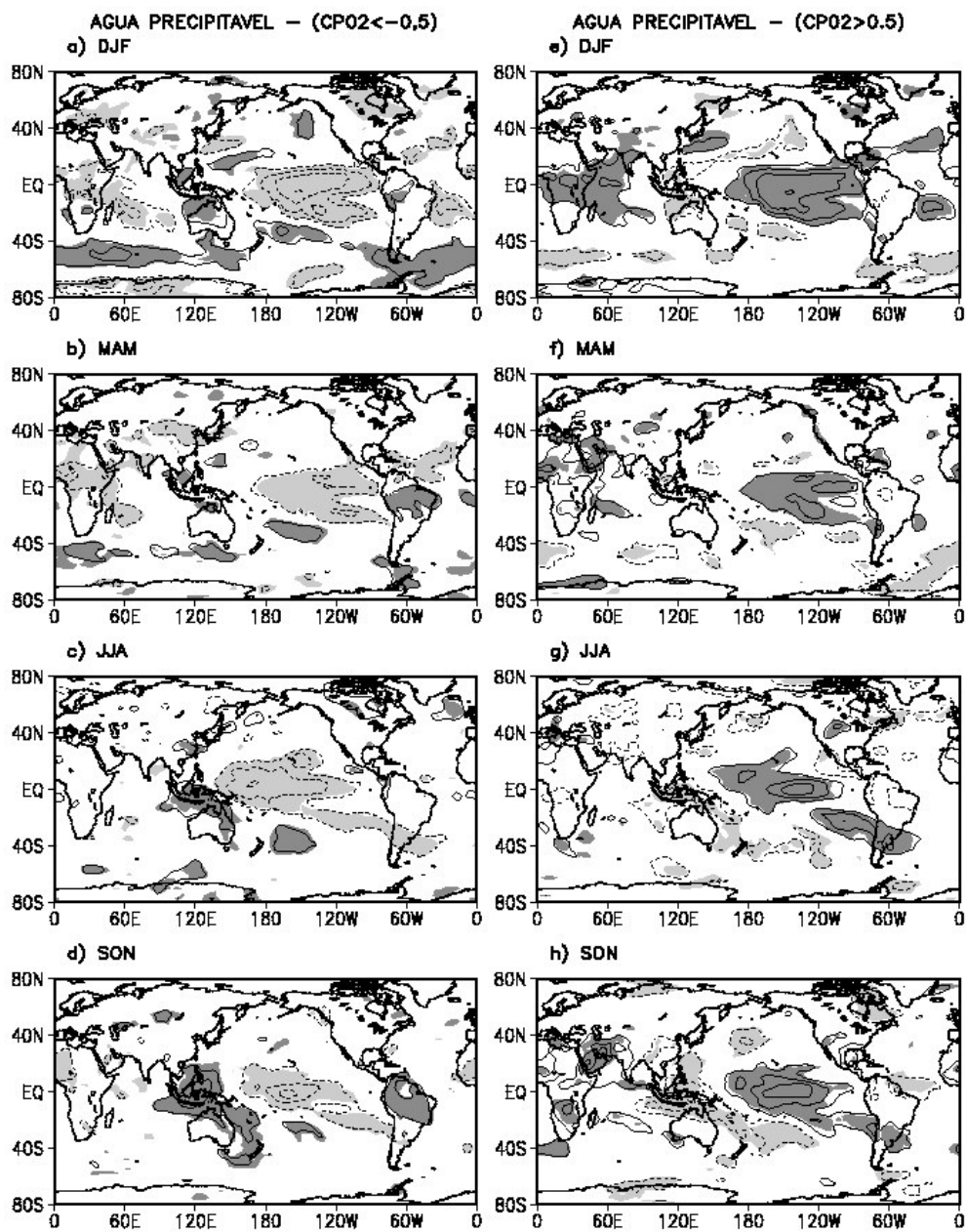


FIGURA 4.30 – O mesmo que a Figura 4.26, mas para água precipitável.

4.8.6 Função de corrente

A Figura 4.31a, referente a DJF e $CP02 < -0,5$, mostra uma faixa zonal de 360° de anomalias anticiclônicas significativas de ψ em 200hPa de $30^\circ S$ a $60^\circ S$, aproximadamente, abrangendo as partes central e sul da AS. Uma faixa de anomalias anticiclônicas significativas de ψ é vista também no HN do equador a $50^\circ N$, exceto na região do Pacífico onde ela se restringe ao Pacífico norte não ocupando a área equatorial. Além do par de anticiclones em altos níveis simétricos em relação do equador visto do Pacífico leste ao Atlântico, nota-se um par de ciclones também simétricos em relação do equador no Pacífico central, a oeste da área de anomalias negativas de TSM e temperatura do ar (Figuras 4.26a e 4.27a). Para MAM, observa-se uma faixa zonal de 360° de anomalias anticiclônicas significativas de ψ entre $40^\circ S$ a $50^\circ S$, aproximadamente. Essas anomalias abrangem grande parte da AS. No HN observam-se anomalias anticiclônicas significativas de ψ na Índia, sul dos Estados Unidos e Atlântico norte e norte da AS (Figura 4.31b). O par de ciclones (anticiclones) persiste no Pacífico central (AS). Em JJA, nota-se a persistência do padrão, mas com as anomalias anticiclônicas significativas de ψ abrangendo quase toda a AN e o leste do Pacífico norte (Figura 4.31c). Em SON o padrão se mantém, mas com menor abrangência espacial das anomalias no HN e menor intensidade (Figura 4.31d).

Os compostos de $CP02 > 0,5$ apresentam grandes semelhanças na configuração de anomalias aos de $CP02 < -0,5$. Observam-se, nos quatro períodos sazonais, os pares de anticiclones em altos níveis simétricos em relação ao equador à oeste da zona de aquecimento no Pacífico leste/costa oeste da AS notada nos compostos de ATSMs e temperatura do ar. Para DJF de $CP02 < -0,5$ e $CP02 > 0,5$, nota-se um padrão zonal de 360° das anomalias significativas de ψ em 200hPa (Figura 4.31a, e). Carvalho *et al.* (2004) também encontraram um padrão “anular” dominante para DJF, para anomalias diárias de vento zonal em 200hPa e altura geopotencial em 700hPa para o período de 1979-2000. Eles concluíram que em anos de El Niño (La Niña), o enfraquecimento (fortalecimento) do modo “anular” é consistente com a fase negativa (positiva)

dominante da Oscilação da Antártica. Em MAM, o padrão se enfraquece, principalmente no HN mas o par de anticiclones em altos níveis simétricos em relação do equador no Pacífico central ainda persiste (Figura 4.31f). Em JJA o padrão encontra-se um pouco fortalecido, exceto nas anomalias anticiclônicas no Pacífico central norte (Figura 4.31g) e similar ao de SON (Figura 4.31h).

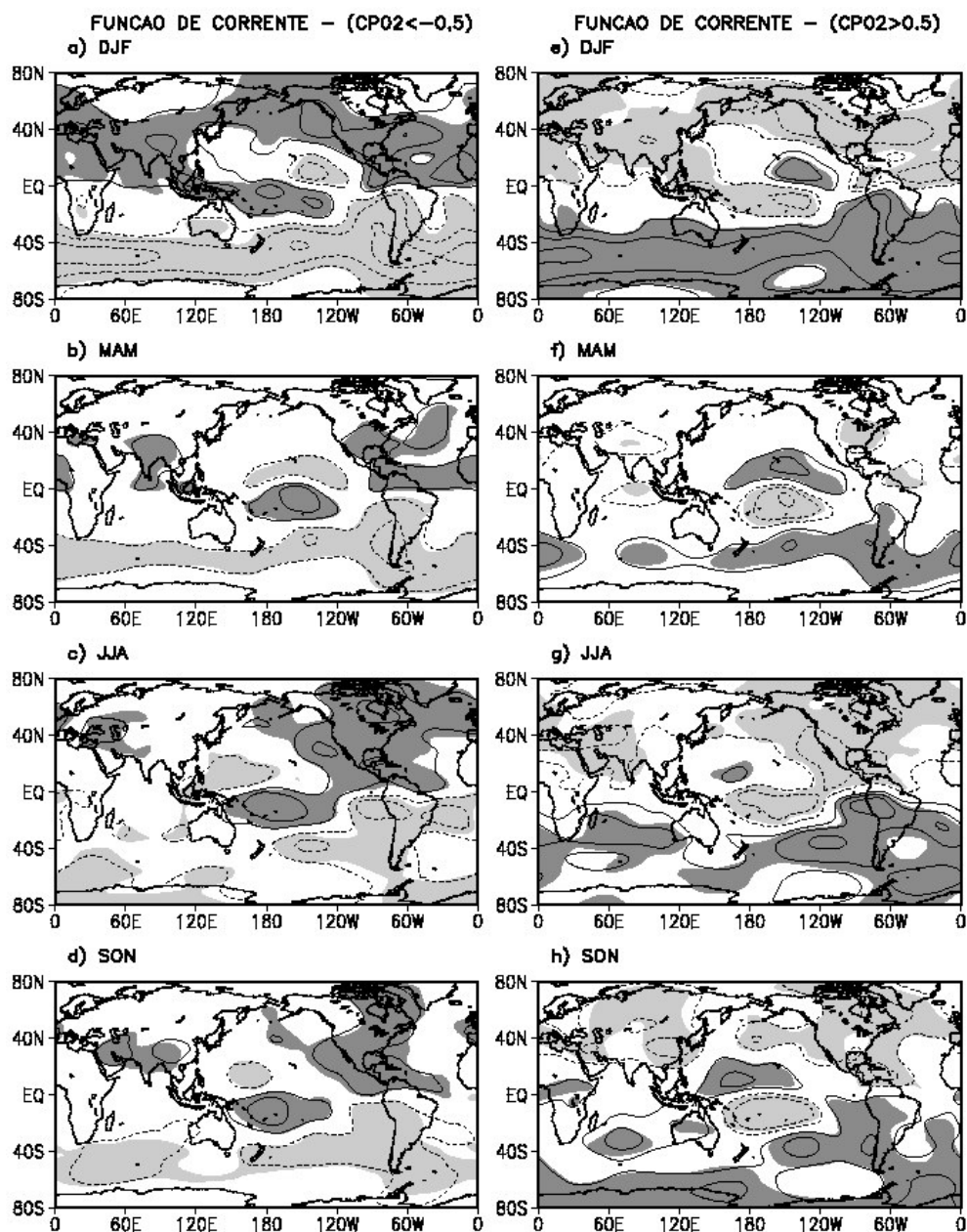


FIGURA 4.31 – O mesmo que a Figura 4.26, mas para ψ em 200hPa.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

5.1 Conclusões

Através da análise dos resultados obtidos conclui-se que, em termos de climatologia, as circulações de Hadley e Monçônica não possuem grandes diferenças nas duas fases da ODP. Entretanto, a circulação de Walker configura-se com intensidades diferentes e com os seus centros ligeiramente deslocados nas fases negativa e positiva da mesma.

O SMAS varia na escala de tempo multidecadal, conforme descrito pelo seu modo dominante. Sazonalmente, essa característica foi mais clara em JJA. Nos compostos de ATSMs, os padrões das anomalias têm configurações similares aos da ODP. Notou-se grande consistência entre as variáveis sobre a AS, já que, na fase negativa (positiva) da ODP ocorrida antes (depois) de 1975, o ar mais frio (quente) em baixos níveis coincide com APNMs positivas (negativas), movimento descendente (ascendente) anômalo, pares de ciclones (anticiclones) simétricos em relação ao equador à oeste da região e anomalias negativas (positivas) de água precipitável. Isso indica um enfraquecimento (fortalecimento) do SMAS na fase negativa (positiva) da ODP. O segundo modo mostrou flutuações interanuais no SMAS com os padrões das composições bem similares aos do ENOS. Portanto, conclui-se que a relação entre monção e ODP é encontrada no primeiro modo e a de monção e ENOS no segundo modo.

Os dois modos do SMAN exibiram a mesma variabilidade aos do SMAS. Assim, infere-se que esses dois sistemas de monção são explicados pelo mesmo modo. O SMA possui variabilidade interanual principalmente para JJA, conforme ilustrado pelo primeiro modo. E, ainda, de acordo com o segundo modo, o SMLA e o SMI possuem comportamento oposto manifestado em escala de tempo decadal.

As relações encontradas nos sistemas de monção estudados foram: entre o SMAS e o SMLA, em fases opostas e na escala de tempo multidecadal vista no modo dominante da análise de FOE para a banda global e, entre o SMI e o SMAN, manifestada na escala de tempo interanual, de acordo com o segundo modo desta análise. Novamente o primeiro modo resgatou as características da ODP e, o segundo modo, do ENOS.

Para a Área Global sem tendência observou-se a similaridade do modo dominante ao do segundo modo da análise global com tendência. Assim, conclui-se que, mesmo com a remoção da tendência linear dos dados, notou-se variabilidade multidecadal, principalmente em JJA, relacionando o SMAS e o SMAN com o SMA.

De uma maneira geral, com a realização deste trabalho espera-se ter contribuído frente à sociedade científica, principalmente para a América do Sul, com uma maior compreensão e detalhamento da variabilidade do regime de monção atuante, assim como das relações com os outros regimes em nível global.

5.2 Sugestões para trabalhos futuros

Isolar a variabilidade multidecadal e a variabilidade interanual contidas no campo da componente monçônica sem tendência linear e investigá-las, já que, a análise da componente de monção sem tendência linear mostrou que essa variável contém uma variabilidade multidecadal superimposta à variabilidade interanual, as quais não foram tratadas nesse trabalho.

Utilização de dados de precipitação para comparação com os resultados obtidos aqui com os dados de água precipitável da reanálise.

Estudo das variações nas características (intensidade, localização) dos sistemas locais (Alta da Bolívia, Baixa do Chaco) associados ao SMAS nas duas fases da ODP.

Estudo da duração e intensidade da estação chuvosa/seca associada ao SMAS nas duas fases da ODP.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, D. K.; Comrie, A. C. The North American monsoon. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 10, p. 2197-2213, Oct 1997.
- Badan-Dangon, A.; Dorman, A. C.; Merrifield, M. A.; Winant, C. D. The lower atmosphere over the Gulf of California. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C9, p. 16877-16896, Sept 1991.
- Bjerknes, J. A. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus**, v. 18, n. 4, p. 820-829, 1966.
- Bjerknes, J. A. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.
- 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.
- Castro, C. L.; McKee, T. B.; Pielke, R. A. The relationship of the North American monsoon to Tropical and North Pacific sea surface temperatures as revealed by observational analyses. **Journal of Climate**, v. 14, n. 24, p. 4449-4473, Dec 2001.
- Chelliah, M.; Bell, G. D. Tropical multidecadal and interannual climate variability in the NCEP-NCAR reanalysis. **Journal of Climate**, v. 17, n. 9, p. 1777-1803, May 2004.
- Ding, Y. H.; Chan, J. C. L. The East Asian summer monsoon: an overview. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 89, n. 1-4, p. 117-142, July 2005.
- Douglas, M. W.; Maddox, R.; Howard, K.; Reyes, S. The Mexican monsoon. **Journal of Climate**, v. 6, n. 8, p. 1665-1667, Aug 1993.
- Gadgil, S. The Indian monsoon and its variability. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 31, n. 1, p. 429-467, May 2003.
- Gan, M. A.; Kousky, V. E.; Ropelewski, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47-66, Jan 2004.
- Garreaud, R. D.; Battist D. S. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 2113-2123, July 1999.
- Gill, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 449, p. 447-462, July 1980.

- Goswami, B. N. The South Asian summer monsoon: introduction. In: International Workshop on Monsoons, 3., 2004, Hangzhou, China. **Proceedings...** Hangzhou: World Meteorological Organization, 2004. p. 1-26.
- Grimm, A. M. How do La-Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, v. 22, n. 2-3, p. 123-138, Mar 2004b.
- Grimm, A. M.; Vera, C. S.; Mechoso, C. R. The South American Monsoon System. In: International Workshop on Monsoons, 3., 2004, Hangzhou, China. **Proceedings...** Hangzhou: World Meteorological Organization, 2004a. p. 111-129.
- Hardy, D. M.; Walton, J. J. Principal components analysis of vector wind measurements. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, n. 8, p. 1153-1162, Aug 1978.
- Higgins, R. W.; Yao, Y.; Wang, X. L. Influence of the North American monsoon system on the U.S. summer precipitation regime. **Journal of Climate**, v. 10, n. 10, p. 2600-2622, Oct 1997.
- Higgins, R. W.; Shi, W. Dominant factors responsible for interannual variability of the summer monsoon in the Southwestern United States. **Journal of Climate**, v. 13, n. 4, p. 759-776, Feb 2000.
- Huang, R. Decadal variability of the summer monsoon rainfall in East Asia and its association with the SST anomalies in the Tropical Pacific. **Exchanges**, n. 20, p. 1-3, Jun 2001.
- Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woolen, J.; Zhu, Y.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K. C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n.3, p. 437-471, Mar 1996.
- Kawamura, R.; Aruga, H.; Matsuura, T.; Iizuka, S. Two different regimes of anomalous Walker circulation over the Indian and Pacific oceans before and after the late 1970s. In: Wang, C.; Xie, S. P.; Caron, J. A. (eds) **Earth's Climate: the ocean-atmosphere interaction**. Washington, DC: Geophysical Monograph, 2004. p. 365-377.
- Kayano, M. T.; Rao, V. B.; Moura, A. D. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two constrating years. **Journal of Climatology**, v. 8, n. 5, p. 477-488, Sep-Oct 1988.
- Kousky, V. E.; Ropelewski, C. F. Extremes in the Southern Oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South American region. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 4, n. 2, p. 351-363, 1989.
- Krishnamurti, T. N. Tropical east-west circulations during the northern summer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 8, p. 1342-1347, 1971.

Krishnamurti, T. N.; Kanamitsu, M., Koss, W. J.; Lee, J. D. Tropical east-west circulations during the northern winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, n. 5, p. 780-787, 1973.

Krishnamurthy, V.; Goswami, B. N. Indian monsoon-ENSO relationship on interdecadal timescale. **Journal of Climate**, v. 13, n. 3, p. 579-595, Feb 2000.

Kutzbach, J. E. Empirical eigenvectors of sea-level, pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, n. 5, p. 791-802, Oct 1967.

Lamb, H. **Hydrodynamics**. 6 ed. New York, NY: Dover, 1945. 738p.

Lau, K. M.; Li, M. T. The monsoon of East Asia and its global association – A survey. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 65, n. 2, p. 114-125, Feb 1984.

Liu, Z.; Wu, L.; Gallimore, R.; Jacobs, R. Search for the origins of Pacific decadal climate variability. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 10, Art. No. 1404, May 2002.

Maddox, R.; McCollum, D.; Howard, K. Large-scale patterns associated with severe summertime thunderstorms over central Arizona. **Weather and Forecasting**, v. 10, n. 4, p. 763-778, Dec 1995.

Mantua, N. J.; Hare, S. R.; Zhang, Y.; Wallace, J. M.; Francis, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069-1079, June 1997.

Mechoso, C. R., Robertson, A. W., Ropelewski, C. F., Grimm, A. M. The American Monsoon Systems. In: International Workshop on Monsoons, 3., 2004, Hangzhou, China. **Proceedings...** Hangzhou: World Meteorological Organization, 2004. p. 89-98.

Minobe, S. Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over the North Pacific. **Progress in Oceanography**, v. 47, n. 2-4, p. 381-408, 2000.

Mo, K. C.; Nogués-Paegle, J. The Pacific-South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 10, p. 1211-1229, Aug 2001.

Moura, A.; Shukla, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical Experiments with a General Circulation Model. **Journal of The Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, Dec 1981.

Nogués-Paegle, J.; Mo, K. C. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 15, n. 12, p. 1389–1407, June 2002.

Nogués-Paegle, J.; Mechoso, C. R.; Fu, R., Berbery, E. H.; Chao, W. C.; Chen, T.; Cook, K.; Diaz, A. F.; Enfield, D.; Ferreira, R.; Grimm, A. M.; Kousky, V.; Liebmann,

B.; Marengo, J.; Mo, K.; Neelin, J. D.; Paegle, J.; Robertson, A. W.; Seth, A.; Vera, C. S.; Zhou, J. Progress in pan american CLIVAR research: understanding the South American monsoon. **Meteorologica**, v. 27, n.1-2, p. 1-30, 2002.

North, G. R.; Bell, T. L.; Cahalan, R. F.; Moeng, F. J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 7, p. 699-706, 1982.

Oort, A. H.; Yienger, J. J. Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. **Journal of Climate**, v. 9, n. 11, p. 2751-2767, Nov 1996.

Panofsky, H. A.; Brier, G. W. **Some applications of statistics to meteorology**. University Park, PA: University Park, 1968. 224p.

Rao, V. B.; Satyamurty, P.; De Brito, J. I. B. On the 1983 drought in Northeast Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 6, n. 1, p. 43-51, Jan-Feb 1986.

Rao, V. B.; Cavalcanti, I. F. A.; Hada, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D21, p. 23539-26551, Nov 1996.

Rao, V. B.; Hada, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81-91, 1990.

Rasmusson, E. M. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America: Part 1. Characteristics of the water vapor flux field. **Monthly Weather Review**, v. 95, n. 7, p. 403-427, 1967.

Rasmusson, E. M.; Wallace, J. M. Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. **Science**, v. 222, n. 4629, p. 1195-1202, 1983.

Robertson, A. W.; Mechoso, C. R. Interannual cycles in river flows of Southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2570-2581, Oct 1998.

Robertson, A. W.; Mechoso, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 128, n. 8, p. 2947-2957, Aug 2000.

Ropelewski, C. F.; Halpert, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v.115, n.8, p. 1606-1626, Aug. 1987.

Ropelewski, C. F.; Halpert, M. S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, p. 268-284, Mar 1989.

Ropelewski, C. F.; Gutzler, D. S.; Higgins, R. W.; Mechoso, C. R. The North American Monsoon System. In: International Workshop on Monsoons, 3., 2004, Hangzhou, China. **Proceedings...** Hangzhou: World Meteorological Organization, 2004. p. 11-22.

- Smith, T. M.; Reynolds, R. W. Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854-1997). **Journal of Climate**, v. 16, n.10, p. 1495-1510, May 2003.
- Tanaka, H. L.; Ishizaki, N.; Kitoh, A. Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere. **Tellus**, v. 56A, n. 3, p. 250-269, 2004.
- Tao, S. Y.; Chen, L. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In: Chang, C.-P.; Krishnamurti, T. N. (eds) **Monsoon meteorology**. Oxford: University Press, 1987. p. 60-92.
- Trenberth, K. E.; Stepaniak, D. P.; Caron, J. M. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 22, p. 3969-3993, Nov 2000.
- Vera, C.; Higgins, W.; Amador, J.; Ambrizzi, T.; Garreaud, R.; Gochis, D.; Lettenmaier, D. D.; Marengo, J.; Mechoso, C. R.; Nogués-Paegle, J.; Silva Dias, P. L.; Zhang, C. A unified view of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate** special issue for the 1st CLIVAR Science Conference, 2005. (Accepted).
- Wallace, J. M.; Gutzler, D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 4, p. 784-812, Apr 1981.
- Wang, C. Atmospheric circulation cells associated with the El-Niño/Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 15, n. 4, p. 399-419, 2002.
- Webster, P. J. The Elementary Monsoon. In: Fein, J. S.; Stephens, P. L. (eds) **Monsoons**. New York, NY: John Wiley, 1987. cap. 1, p. 3-32.
- Webster, P. J.; Magaña, V. O.; Palmer, T. N.; Shukla, J.; Tomas, R. A.; Yanai, M.; Yasunari, T. Monsoons: Processes, predictability and the prospects for prediction. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C7, p. 14451-14510, Jun 1998.
- Yu, B.; Wallace, J. M. The principal mode of interannual variability of the North American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 13, n. 15, p. 2794-2800, Aug 2000.
- Zhang, Y.; Wallace, J. M.; Battisti, D. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **Journal of Climate**, v. 10, n. 5, p. 1004-1020, May 1997.
- Zhou, J.Y.; Lau, W. K.-M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 13, p. 1632-1644, Nov 2001.

APÊNDICE A

FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS

A decomposição em FOE é uma técnica estatística multivariada que possui duas vantagens básicas. 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. Também permite investigar processos geofísicos complexos, tais como variações oceânicas ou alterações climáticas de curto prazo. Assim, é possível explorar as variações conjuntas no espaço e no tempo de determinada variável.

A análise de dados utilizando FOE tornou-se um procedimento amplamente usado em Meteorologia e Oceanografia, desde os anos 50. A formulação matemática desta técnica pode ser encontrada detalhadamente em Kutzbach (1967) ou Hardy e Walton (1978).

Seja um campo geofísico qualquer definido como uma matriz \mathbf{F} ($N \times M$) com M variáveis e N observações. Seja o vetor \mathbf{f}_m correspondente à m -ésima coluna de \mathbf{F} com N elementos, assim, f_{nm} é a n -ésima observação da m -ésima variável.

$$\mathbf{f}_m = \begin{pmatrix} f_{1m} \\ f_{2m} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ f_{Nm} \end{pmatrix} \quad (\text{A.1})$$

Tendo em vista que o interesse é por problemas de variância e covariância, são usadas anomalias normalizadas, ou seja, a matriz \mathbf{F} é tal que os elementos de cada coluna têm

média nula e variância um.

O que se quer é determinar um vetor e que tenha a mais alta semelhança com todos os vetores (coluna) da observação f simultaneamente, onde a semelhança é dada pelo produto interno ao quadrado e normalizado entre o vetor e e o vetor f . Assim, fazendo-se a média para todos os vetores f , equivale a aplicar uma transformação linear a F , digamos E , de modo que seja retida a variância máxima, ou seja:

$$Var(FE) = \max$$

Para que essa condição seja satisfeita, define-se outro sistema de variáveis tal como:

$$V = F_{N \times M} E_{M \times M}$$

e calcula-se a variância de V impondo a condição de que tal variância seja máxima.

$$\begin{aligned} Var(V) &= \frac{\sum (V)^2}{N} = \frac{(FE)'(FE)}{N} \\ Var(V) &= \frac{E'F'FE}{N} \\ Var(V) &= E'RE \end{aligned} \tag{A.2}$$

onde R é a matriz de correlação, simétrica de ordem M , na qual um elemento r_{ij} é dado por:

$$r_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N f_{ik} f_{kj}$$

ou

$$R = \frac{1}{N} F'F \tag{A.3}$$

onde a linha (') denota a transposta.

De (A.2) tem-se que a matriz de variância de \mathbf{V} é uma matriz diagonal \mathbf{L} . Ou seja:

$$\text{Var}(V) = (V'V) = E'RE = L \quad (\text{A.4})$$

A variância total dos elementos de \mathbf{F} é dada pelo traço de \mathbf{R} , que será preservada pela transformação \mathbf{E} . É assumido que $\mathbf{E}'\mathbf{E} = \mathbf{I}$, ou seja:

$$(e_i, e_j) = e_i' e_j = \begin{cases} 1, & i=j \\ 0, & i \neq j \end{cases} \quad (\text{A.5})$$

A maximização da quantidade dada em (A.2) com as condições (A.5) é um problema de valor característico, ou seja, multiplicando-se (A.4) por \mathbf{E} tem-se:

$$EE'RE = RE = LE$$

ou

$$RE = LE \quad (\text{A.6})$$

ou ainda

$$(R - LI)E = 0 \quad (\text{A.7})$$

Para satisfazer (A.7) tem-se que:

$$|R - LI| = 0$$

A matriz \mathbf{E} é de grau M e ortogonal e suas colunas são autovetores e_1, e_2, \dots, e_m , e \mathbf{L} é uma matriz diagonal ($M \times M$) cujo i -ésimo elemento da diagonal, λ_i , é o autovalor associado a e_i , que é a i -ésima coluna de \mathbf{E} . Os valores das matrizes \mathbf{E} e \mathbf{L} podem ser calculados por técnicas conhecidas para problemas de autovalores e autovetores. Os e_i são ortogonais e os λ_i são reais e positivos, por \mathbf{R} ser uma matriz real e simétrica.

Agora, supõe-se que os elementos de \mathbf{L} e as colunas de \mathbf{E} tenham sido arranjadas de tal forma que \mathbf{e}_1 é associado a λ_1 , o maior autovalor de \mathbf{R} , \mathbf{e}_2 é associado a λ_2 , o seguinte maior autovalor de \mathbf{R} e assim sucessivamente. Sabendo que para matrizes ortogonais a transposta é igual à inversa e combinando as equações (A.3) e (A.6) temos:

$$\mathbf{E}'\mathbf{F}'\mathbf{F}\mathbf{E}=\mathbf{L}\mathbf{N} \quad (\text{A.8})$$

fazendo

$$\mathbf{C}=\mathbf{E}\mathbf{F}' \quad (\text{A.9})$$

onde \mathbf{C} é uma matriz $M \times N$.

De (A.9) pode se mostrar que cada linha de \mathbf{C} , por exemplo C_{in} , com $n=1,\dots,N$ representa a projeção do n-ésimo vetor observação sobre o i-ésimo autovetor. Estes são conhecidos como as M componentes principais.

Finalmente, substituindo a equação (A.9) na equação (A.8):

$$\mathbf{C}\mathbf{C}'=\mathbf{L}\mathbf{N} \quad (\text{A.10})$$

isto é, os autovetores linha de \mathbf{C} são ortogonais, então não somente os autovetores mas também os coeficientes associados a eles são ortogonais, isto é:

$$C_i C_j' = \begin{cases} 1, i=j \\ 0, i \neq j \end{cases} \quad (\text{A.11})$$

Assim, a variância máxima se explica escolhendo em ordem os vetores associados com os autovalores mais altos de \mathbf{R} . Desde que \mathbf{R} seja simétrica, o traço de \mathbf{R} é igual ao traço de \mathbf{L} ($\text{tr}(\mathbf{R}) = \text{tr}(\mathbf{L})$), onde cada autovalor λ_i retém uma fração da variância total explicada.

$$\frac{\lambda_i}{\sum_{i=1}^M \lambda_i} \quad (\text{A.12})$$

Assim, tem-se como resultado: as componentes principais, que são as séries temporais que descrevem a evolução temporal da variabilidade analisada; os autovalores que dão as porções de variância explicada para cada componente principal e os autovetores que são padrões espaciais associados com cada componente principal e que fornece a configuração espacial a cada modo. Normalmente, em vez de representar os resultados em termos de autovetores, expressa-os em termos de correlação. A correlação entre as componentes principais e a série original que entra no cálculo das FOE em cada ponto de grade é conhecida como ‘loadings’, que têm configuração exatamente igual a dos autovetores correspondentes.

APÊNDICE B

CLIMATOLOGIA DO PERÍODO DE 1948-1999

A Figura B.1 ilustra a média climatológica de janeiro, abril, julho e outubro χ em 200hPa.

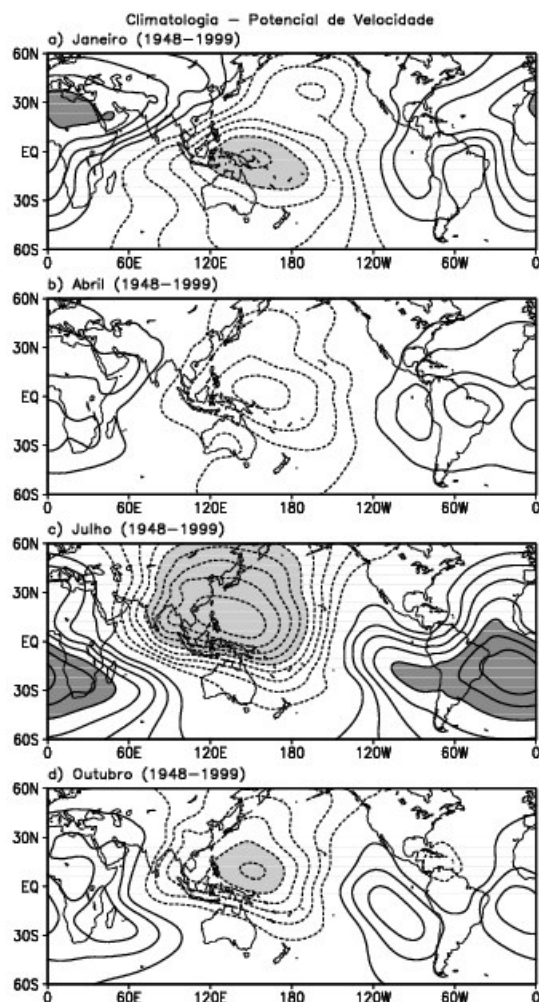


FIGURA B.1 - Climatologia de χ em 200hPa de 1948-1999 para os meses indicados. O intervalo de contorno é $20 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -100 (100) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

A Figura B.2 apresenta a média zonal de χ em 200hPa para janeiro, abril, julho e outubro.

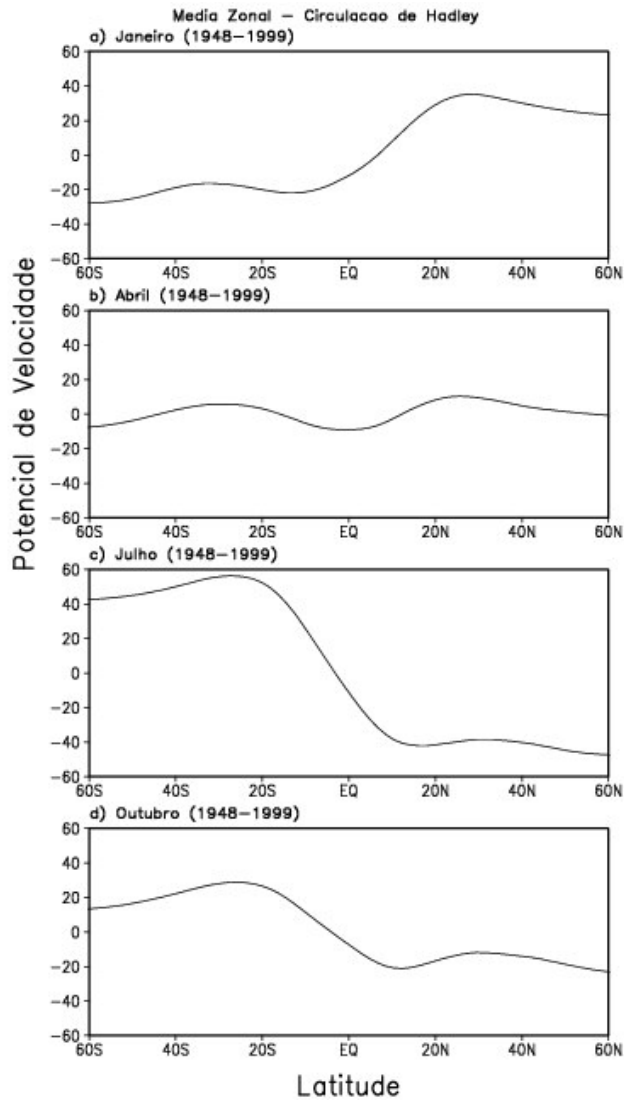


FIGURA B.2 - Média zonal de χ em 200hPa para os meses indicados do período de 1948-1999. As unidades são $10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

A Figura B.3 ilustra a média anual do campo de desvio zonal de χ em 200hPa.

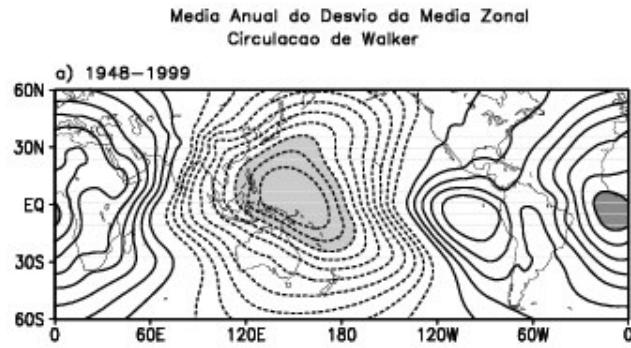


FIGURA B.3 – Circulação de Walker para o período de 1948-1999. O intervalo de contorno é $10 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas escuras (claras) indicam valores menores (maiores) que -80 (80) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

A Figura B.4 apresenta o campo de desvio da média anual do desvio zonal de χ em 200hPa para janeiro, abril, julho e outubro.

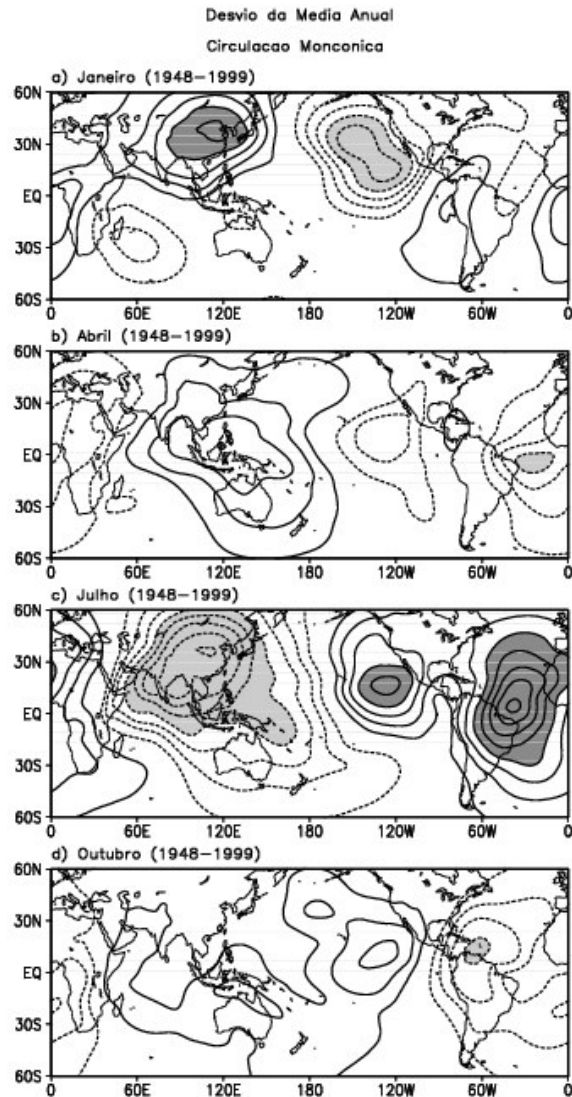


FIGURA B.4 – Circulação monçônica para os meses indicados do período de 1948-1999. O intervalo de contorno é $10 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. O contorno de zero foi omitido. Isolinhas tracejadas (contínuas) indicam valores negativos (positivos) e áreas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -40 (40) $\times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

APÊNDICE C

FOE PARA OS PERÍODOS DE 1948-1976 E 1977-1999

Em todas as análises abaixo são mostrados os padrões e as CP dos dois primeiros modos.

C.1 América do Sul

Os graus de liberdade dos dois primeiros modos do SMAS para 1948-1976 são 5 e 23. O teste t de Student para estes graus de liberdade resulta nos valores limítrofes de 0,7 e 0,4, para as correlações serem significantes no nível de confiança de 95%. O primeiro e segundo modos explicam 53,26% e 26,39% da variância total, respectivamente, com $\Delta\lambda_1=467,66$, $\delta\lambda_1=70,26$; $\Delta\lambda_2=356,17$; $\delta\lambda_2=34,8$; $\Delta\lambda_3=52,33$ e $\delta\lambda_3=7,8$. A Figura C.1 mostra os padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ da AS para esse período.

O grau de liberdade para os dois primeiros modos do SMAS para 1977-1999 é 23. O teste t de Student para este grau de liberdade dá o valor limítrofe de aproximadamente 0,4 para as correlações serem significantes no nível de confiança de 95%. O primeiro e segundo modos explicam 55,9% e 22,23% da variância total, respectivamente, com $\Delta\lambda_1=585,89$; $\delta\lambda_1=82,8$; $\Delta\lambda_2=270,32$; $\delta\lambda_2=32,92$; $\Delta\lambda_3=47,68$ e $\delta\lambda_3=9,91$. A Figura C.2 apresenta os padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ da AS para esse período.

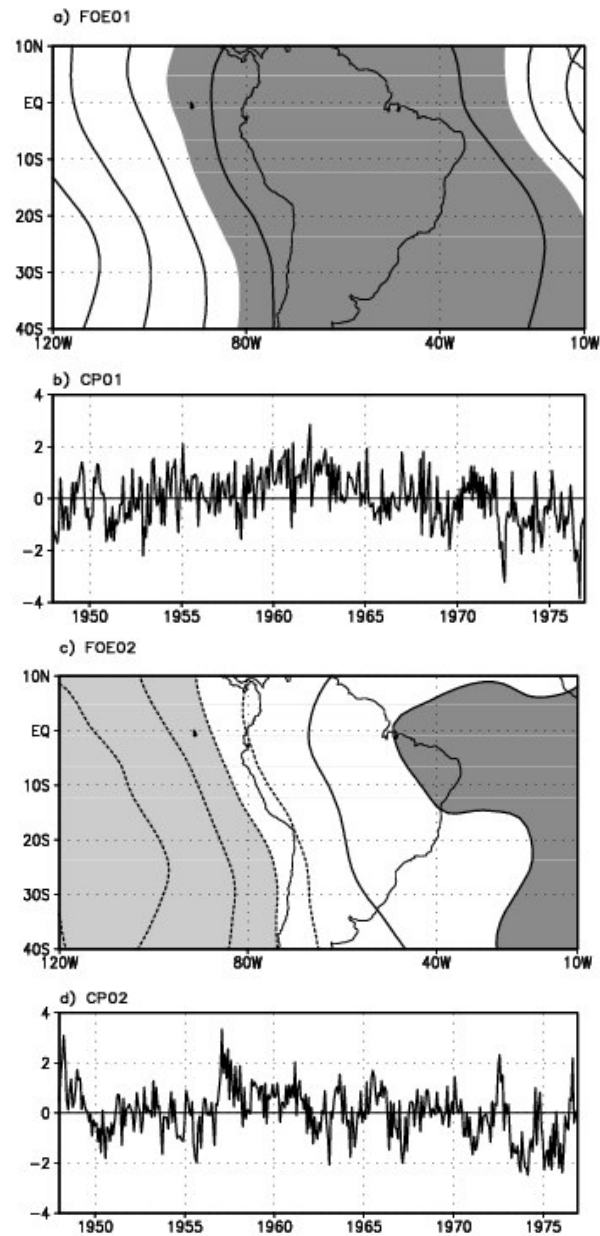


FIGURA C.1 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*1}(t, x, y)$ para o período de 1948-1976 para a AS. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,7/0,7$ para (a) e $-0,4/0,4$ para (c).

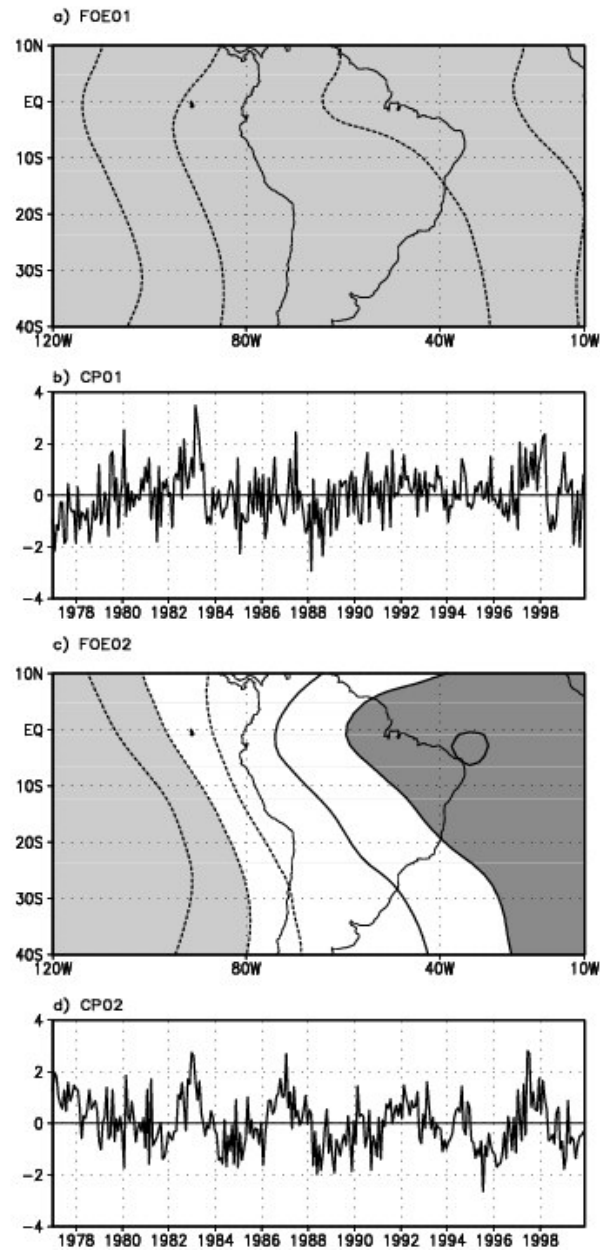


FIGURA C.2 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para o período de 1977-1999 para a AS. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,4/0,4$.

C.2 América do Norte

Os graus de liberdade para o primeiro e segundo modos do SMAN para 1948-1976 são 23 e 6, respectivamente. O teste t de Student para estes graus de liberdade dá os valores limítrofes de 0,4 e 0,7, respectivamente, para as correlações serem significantes no nível de confiança de 95%. O primeiro e segundo modos explicam 52% e 27,8% da variância total, respectivamente, com $\Delta\lambda_1=419,48$; $\delta\lambda_1=68,58$; $\Delta\lambda_2=399,56$; $\delta\lambda_2=36,78$; $\Delta\lambda_3=31,56$ e $\delta\lambda_3=6,49$. A Figura C.3 ilustra os padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ da AN para esse período.

O grau de liberdade para os dois primeiros modos do SMAN para 1977-1999 é 23. O teste t de Student para este grau de liberdade dá o valor limítrofe de 0,4 para as correlações serem significantes no nível de confiança de 95%. O primeiro e segundo modos explicam 54,6% e 25,3% da variância total, respectivamente, com $\Delta\lambda_1=509,96$; $\delta\lambda_1=80,88$; $\Delta\lambda_2=345,53$; $\delta\lambda_2=37,48$; $\Delta\lambda_3=51,15$ e $\delta\lambda_3=8,08$. A Figura C.4 mostra os padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ da AN para esse período.

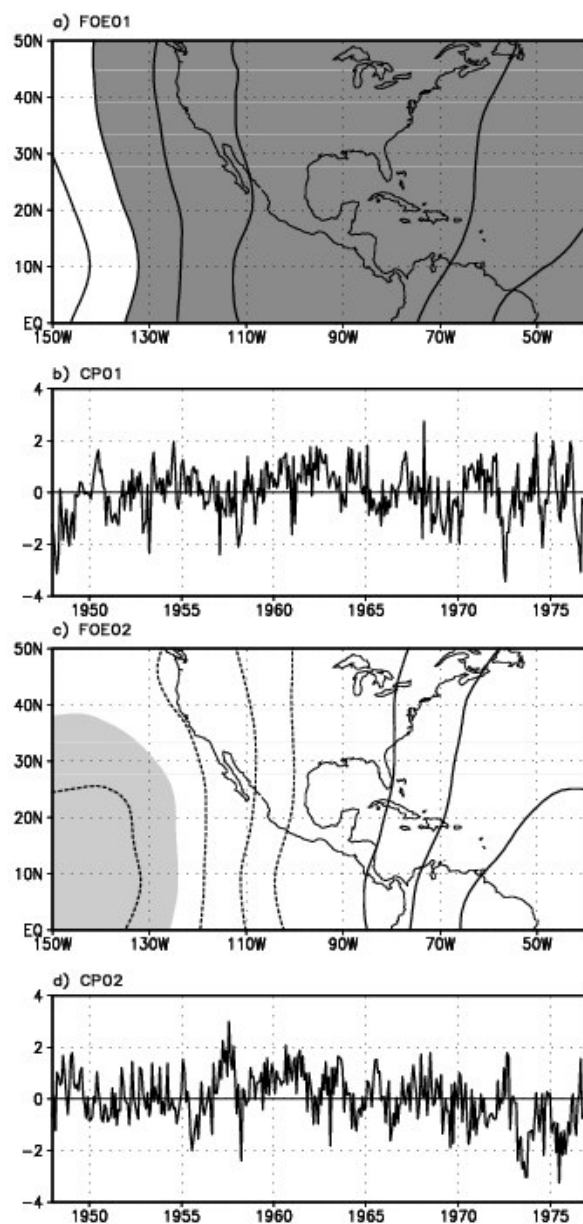


FIGURA C.3 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\mathcal{X}^*(t, x, y)$ para o período de 1948-1976 para a AN. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,4/0,4$ para (a) e $-0,7/0,7$ para (c).

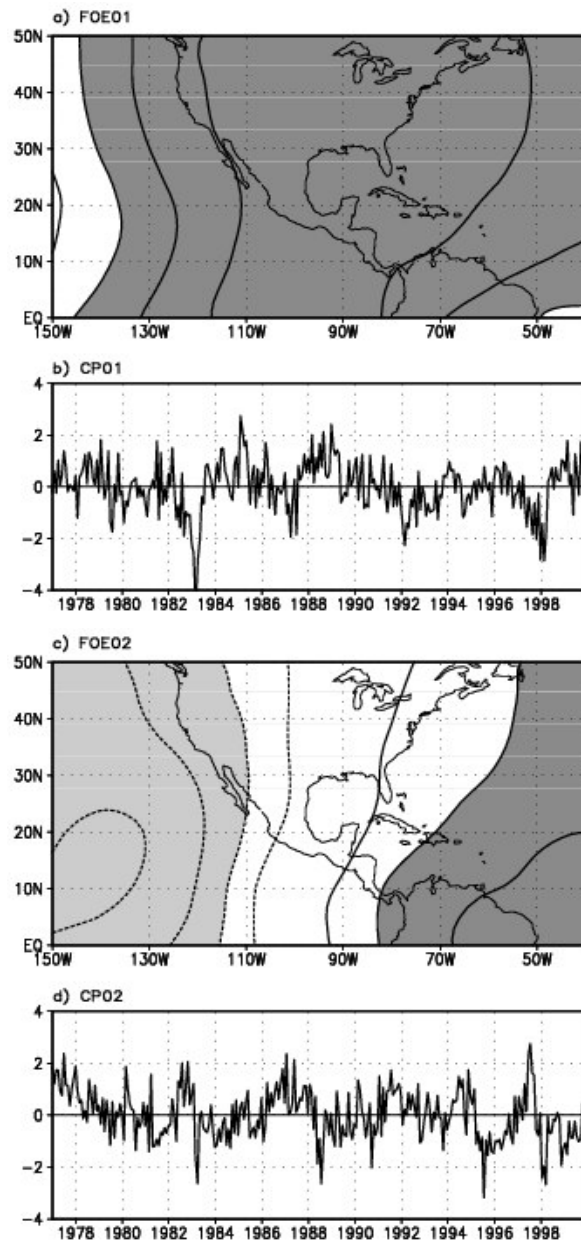


FIGURA C.4 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para o período de 1977-1999 para a AN. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,4/0,4$.

C.3 Ásia

Os graus de liberdade para o primeiro e segundo modos do SMA para 1948-1976 são 40 e 7, respectivamente. O teste t de Student para estes graus de liberdade dá os valores limítrofes de 0,3 e 0,7, para as correlações serem significantes no nível de confiança de 95%. O primeiro e segundo modos explicam 48,4% e 29,71% da variância total, respectivamente, com $\Delta\lambda_1=325$; $\delta\lambda_1=63,83$; $\Delta\lambda_2=400,19$; $\delta\lambda_2=39,19$; $\Delta\lambda_3=40,32$ e $\delta\lambda_3=8,86$. A Figura C.5 apresenta os padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ da Ásia para esse período.

Os graus de liberdade para os dois primeiros modos do SMA para 1977-1999 são 23 e 30, respectivamente. O teste t de Student para estes graus de liberdade dá os valores limítrofes de 0,4 e 0,35, respectivamente, para as correlações serem significantes no nível de confiança de 95%. A Figura C.6 ilustra os padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^{*'}(t, x, y)$ da Ásia para esse período.

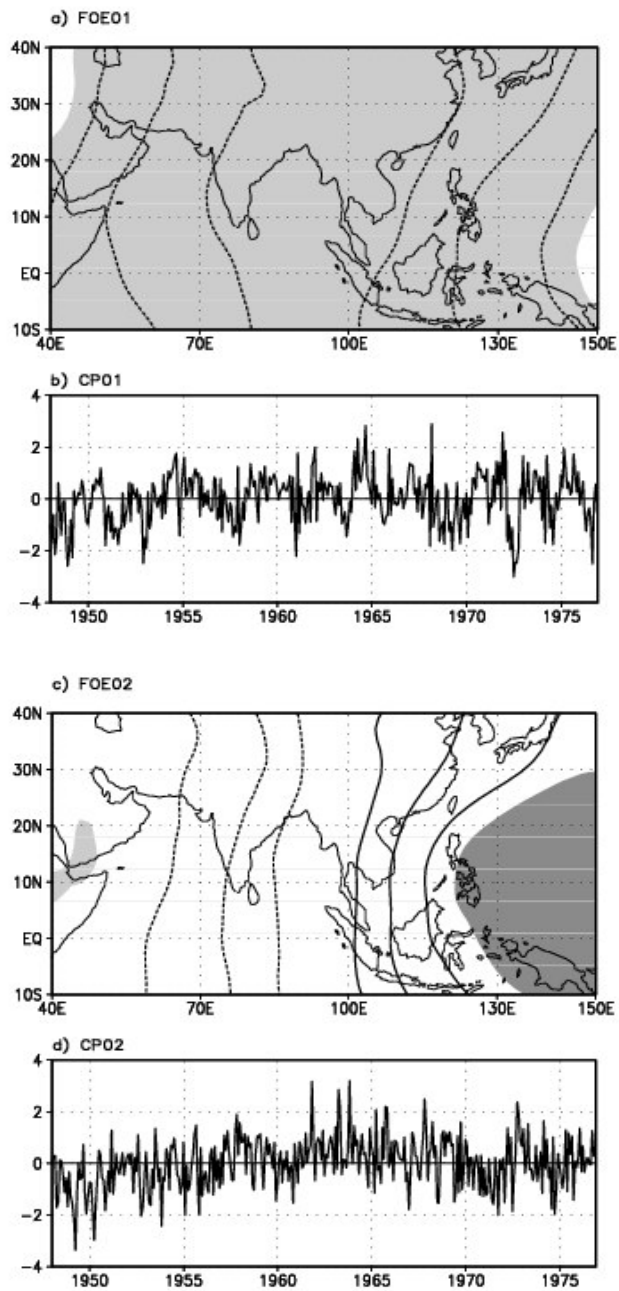


FIGURA C.5 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\mathcal{X}^*(t, x, y)$ para o período de 1948-1976 para a Ásia. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,3/0,3$ para (a) e $-0,7/0,7$ para (c).

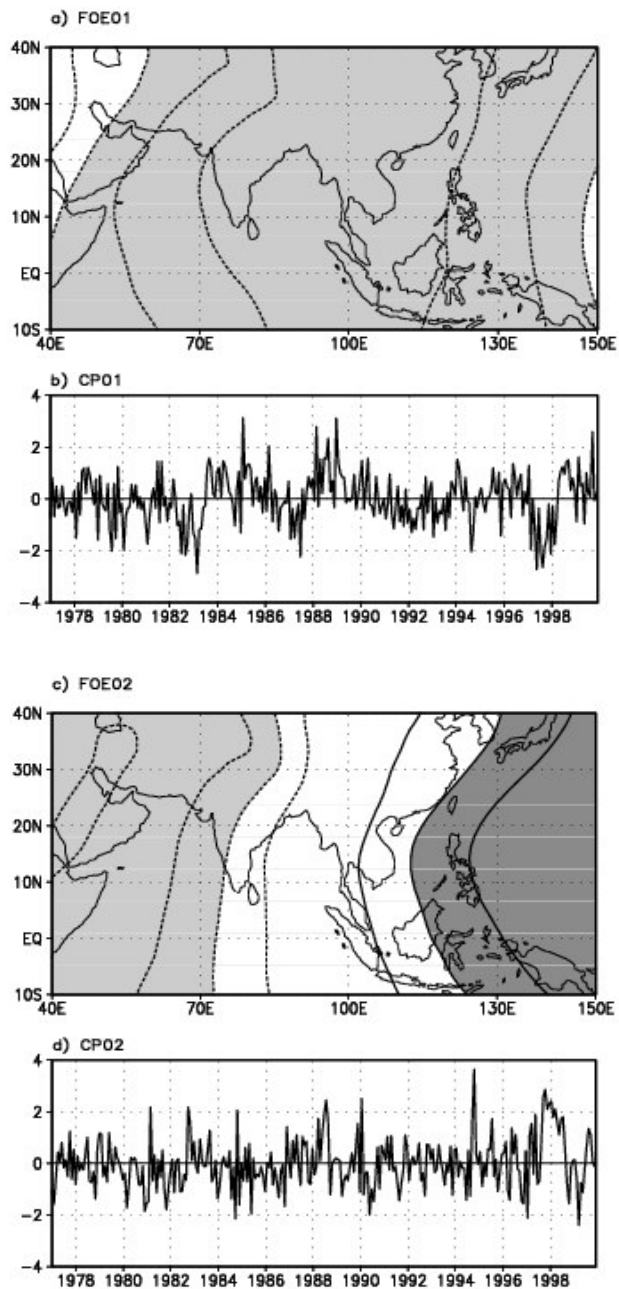


FIGURA C.6 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para o período de 1977-1999 para a Ásia. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,4/0,4$ para (a) e $-0,35/0,35$ para (c).

C.4 Área Global

Os graus de liberdade para o primeiro e segundo modos da Área Global para 1948-1976 são 15 e 40, respectivamente. O teste t de Student para estes graus de liberdade dá os valores limítrofes de 0,35 e 0,6, respectivamente, para as correlações serem significantes no nível de confiança de 95%. O primeiro e segundo modos explicam 32,6% e 26,15% da variância total, respectivamente, com $\Delta\lambda_1=172,7$; $\delta\lambda_1=66,38$; $\Delta\lambda_2=422,73$; $\delta\lambda_2=53,29$; $\Delta\lambda_3=117,33$ e $\delta\lambda_3=21,25$. A Figura C.7 mostra os padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ da banda global para esse período.

Os graus de liberdade para o primeiro e segundo modos da Área Global para 1977-1999 são 12 e 24, respectivamente. O teste t de Student para estes graus de liberdade dá os valores limítrofes de 0,4 e 0,5, respectivamente, para as correlações serem significantes no nível de confiança de 95%. O primeiro e segundo modos explicam 34,96% e 28,34% da variância total, respectivamente, com $\Delta\lambda_1=177,78$; $\delta\lambda_1=79,97$; $\Delta\lambda_2=556,99$; $\delta\lambda_2=64,84$; $\Delta\lambda_3=59,28$ e $\delta\lambda_3=17,44$. A Figura C.8 apresenta os padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ da banda global para esse período.

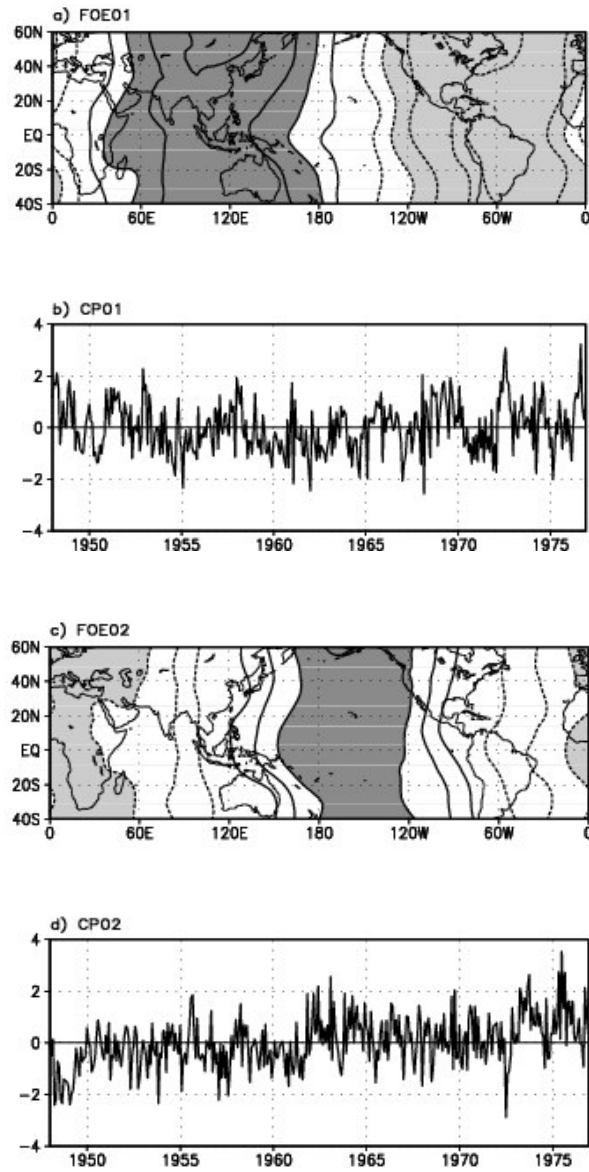


FIGURA C.7 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para o período de 1948-1976 para a Área Global. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,35/0,35$ para (a) e $-0,6/0,6$ para (c).

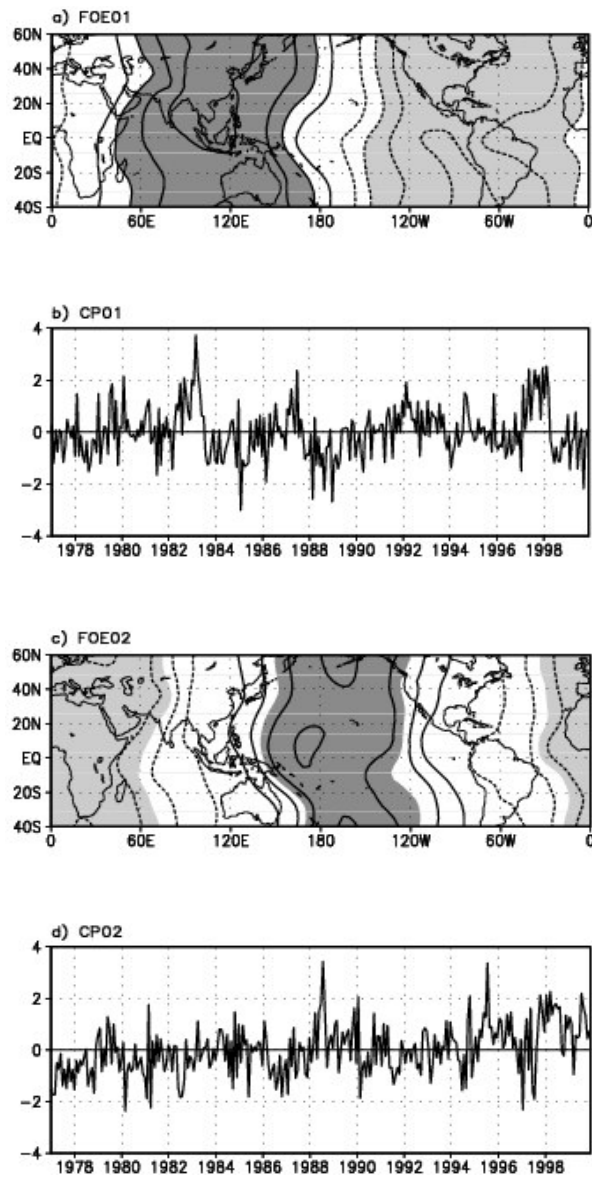


FIGURA C.8 – Padrões espaciais (a e c) e componentes principais (b e d) dos dois primeiros modos da FOE das anomalias de $\chi^*(t, x, y)$ para o período de 1977-1999 para a Área Global. O intervalo de contorno é 0,20. O contorno de zero foi omitido. Áreas claras/escuras indicam valores menores/maiores que $-0,4/0,4$ para (a) e $-0,5/0,5$ para (c).