

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

**VARIABILIDADE DO REGIME DE MONÇÕES DA AMÉRICA DO SUL: O
CLIMA PRESENTE E PROJEÇÕES PARA O SÉCULO XXI**

RODRIGO JOSÉ BOMBARDI

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ORIENTADORA: PROF^a.DR^a. LEILA MARIA VÉSPOLI DE CARVALHO

SÃO PAULO

2008

RODRIGO JOSÉ BOMBARDI

**VARIABILIDADE DO REGIME DE MONÇÕES DA AMÉRICA DO SUL: O
CLIMA PRESENTE E PROJEÇÕES PARA O SÉCULO XXI**

Dissertação apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
da Universidade de São Paulo para obtenção
do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia.
Orientadora: Prof^a. Dr^a. Leila Maria Véspoli de
Carvalho.

SÃO PAULO

2008

*Aos meus pais, José e Vani, com
admiração, amor e gratidão.*

AGRADECIMENTOS

Meu especial agradecimento à Prof^ª Dr^ª. Leila M. V. de Carvalho por acreditar no meu potencial desde a graduação, por sempre me incentivar, pelo otimismo e paciência, mas principalmente pela amizade e respeito.

Aos meus pais, José A. Bombardi e Vani R. Bombardi, por sempre apoiarem minhas decisões e me incentivarem e, acima de tudo, pelo exemplo de vida.

Com amor agradeço a Tatiana Pires da Silva, pela dedicação, apoio e paciência, mesmo durante as férias e feriados que passei trabalhando.

Aos meus amigos de graduação e CRUSP, Gian Barbosa, Vlamir da Silva Júnior e Wenderson A. de Souza Silva, pelas noites de estudo, ajuda, amizade, e principalmente pelo bom humor, mesmo nas vésperas das provas de Cálculo Integral e Diferencial.

A José C. Calheiros, seu Cursinho Alternativo Social e todos os seus professores, em especial aos professores e amigos Alfredo Terra Neto e Virgílio P. de Siqueira, que me ajudaram a dar os primeiros passos dentro da carreira acadêmica.

Aos amigos Marlene C. Corrêa, Luiz A. Corrêa, Claudete A. Simões e Roberlei Guerra por me tratarem como a um filho. Seus conselhos foram fundamentais para a formação do meu caráter.

Aos amigos Alessandro J. Corrêa, Camilla M. Garcia, Carolina I. Garcia, Edson G. Nunes, Fernando Lourenço de Sá, Gustavo Lana Ribeiro, Márcio H. Corrêa, Marcos A. Pereira, Marina Guerra, Joel Nunes, Oswaldo Luis Cren Júnior e Rodolfo Guerra, pela amizade incondicional, companheirismo e ajuda mútua nos momentos bons e ruins. Irmãos que eu escolhi.

Aos amigos do laboratório GEM: Ana E. da Silva, Fábio U. F. de Lima, Flávio N. M. de Oliveira, Michel N. Muza, Nathalie T. Boiaski e Sebastian A. Morales Santana, pela amizade, auxílio, discussões e principalmente pela bagunça.

Ao Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha, pela oportunidade de participar de um projeto temático e por suas sugestões e incentivo.

Ao Prof. Dr. Edmilson Dias de Freitas e ao Dr. Charles Jones, pela sua amizade, companheirismo e ajuda com programação.

Aos colegas de pós-graduação e professores do IAG, pelo conhecimento compartilhado.

Ao Departamento de Ciências Atmosféricas, pela oportunidade de realização do curso de Mestrado.

À FAPESP pelo suporte financeiro desta pesquisa através do auxílio 06/53769-9 e de todo o apoio do projeto temático Interação Biosfera-Atmosfera Fase 2: Cerrados e Mudanças de Uso da Terra (02/09289-9).

Ao pessoal do suporte técnico, secretárias e biblioteca, em especial ao Samuel, Sebastião, Luciana, Rose, Bete e Sônia.

A todos os amigos que de alguma forma ajudaram direta ou indiretamente no desenvolvimento desta dissertação.

*“Viver sem fazer o que se acredita não é viver,
é passar pela vida.”*

Marcus Lepik

*“Os homens, em geral, julgam mais
pelos olhos do que pelas mãos, pois todos
podem ver, mas poucos são os que sabem
sentir. Todos vêem o que tu pareces, mas
poucos, o que és realmente. E estes poucos
não têm a audácia de contrariar a opinião
daqueles que têm por si a majestade do
Estado.”*

Niccolò Machiavelli

RESUMO

BOMBARDI, R.J. **Variabilidade do Regime de Monções da América do Sul: O Clima Presente e Projeções para o Século XXI**. 2008. 112 f. Tese (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

A intensa atividade convectiva e circulação de grande escala durante o verão austral sobre a América do Sul tropical estão associadas ao regime de monções da América do Sul. O presente trabalho investiga a variabilidade do Sistema de monções da América do Sul com particular interesse sobre o centro-oeste e sudeste do Brasil. O início, o final e total precipitado durante as monções de verão são examinados utilizando médias de cinco dias (pêntadas) de estimativas de precipitação por satélite do Projeto de Climatologia da Precipitação Global (em inglês, Global Precipitation Climatology Project – GPCP) entre 1979-2006. De forma análoga, a precipitação simulada por dez modelos climáticos acoplados do Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (em inglês, Intergovernmental Panel for Climate Change – IPCC) são examinadas em dois cenários distintos: o clima do século XX (1981-2000) e o clima em um cenário futuro de mudanças globais (cenário A1B) (2081 - 2100). Em geral, sobre a região central do Brasil os modelos conseguem reproduzir as características das monções de verão, assim como sua variabilidade espacial e interanual. Entretanto, observam-se grandes dispersões entre os modelos do IPCC e grandes diferenças entre o observado e as simulações sobre o norte da região amazônica, o que diminui a confiabilidade das projeções destes modelos para um cenário futuro de mudanças globais sobre esta região. As projeções dos modelos para o cenário A1B indicam uma redução estatisticamente significativa da precipitação sobre o Centro-Leste do Brasil, para a qual as simulações foram coerentes com o observado no século XX.

Neste estudo examinaram-se as relações entre os padrões de temperatura da superfície do mar (TSM) com a ocorrência de extremos nas características das monções da América do Sul, tais como as datas de início e fim, duração e precipitação acumulada sobre as regiões centrais e sudeste do Brasil. Mostra-se que a variabilidade da TSM do Oceano Atlântico Sul na escala interanual tem um importante papel sobre a variabilidade da precipitação total acumulada durante a monção de verão. Observa-se que anomalias negativas (positivas) de TSM sobre o Atlântico Sul subtropical e positivas (negativas) sobre o Atlântico Sul extratropical estão associadas a verões chuvosos (secos) sobre a região. Além disso, o fenômeno El Niño tem um papel significativo na variabilidade das datas de início da estação chuvosa na região Centro-Sudeste do Brasil, tal que eventos de El Niño (La Niña) estão associados a inícios atrasados (adiantados) das monções nesta região. A maioria dos modelos falha em reproduzir estes padrões de TSM associados à variabilidade da estação chuvosa sobre o Centro-Sudeste do Brasil. Dentre os modelos estudados, o CSRO-Mk3.0 e o MIROC3.2-hires são os que melhor representam as relações entre variabilidade em baixa frequência da TSM e extremos da precipitação sazonal sobre a região Centro-Sudeste.

Palavras Chave: Monções, Mudanças Globais, Variabilidade Climática, IPCC, Modelos Climáticos Globais Acoplados

ABSTRACT

BOMBARDI, R.J. **Variability of the South America Monsoon System: The Present Climate and Projections for the 21st Century**. 2008. 112 f. Thesis (Msc) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

The intense convective activity and large-scale circulation during the austral summer over Tropical South America are associated with the South America Monsoon System. This work investigates the variability of the South America Monsoon System with focus on central and southeastern Brazil. The onset, demise, and total precipitation during the summer monsoon are examined with five-day average (pentad) precipitation data from the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) for the period 1979-2006. Likewise, simulations from ten coupled climate models from the Intergovernmental Panel for Climate Change (IPCC) are assessed for two different scenarios: the 20th century climate (1981-2000) and the climate in a future global change scenario (A1B scenario) (2081-2100). It is shown that most models can reproduce the summer monsoon features over central Brazil, including its spatial and interannual variability. However, large dispersion among the IPCC models and large differences between simulations and observations are observed over northern Amazon, which imply in reduced reliability on future projections over this region. On the other hand, most IPCC models indicate statistically significant decrease of the total monsoon precipitation over Central-Eastern Brazil for the A1B scenario, where simulations were consistent with observations for the 20th century climate.

In addition, the relationships between sea surface temperature (SST) and the occurrence of extremes in the characteristics of the South America summer monsoon, such as onset and demise dates, duration and total precipitation over central and southeastern Brazil are investigated. It is shown that variations of SST on interannual timescales over the South Atlantic Ocean play an important role for the total summer monsoon precipitation. Observations indicate that negative (positive) SST anomalies over the Subtropical South Atlantic and positive (negative) SST anomalies over the extratropical South Atlantic are associated to wet (dry) summers over Central-Southeastern Brazil. In addition, the El Niño phenomenon plays a significant role in the variability of the onset dates over the Central-Southeastern Brazil. El Niño (La Niña) events are associated with late (early) onsets in that region. Most models fail in reproducing the SST patterns associated with the variability of the rainy season over Central-Southeastern Brazil. Among all models studied here, CSIRO-Mk3.0 and the MIROC3.2-hires show the best skill in reproducing the observed relationships between low-frequency variations of SST and summer precipitation extremes over Central and Southeastern regions.

Key Words: Monsoon, Global Change, Climate Variability, IPCC, Global Coupled Climate Models

SUMÁRIO

LISTA DE ABREVIATURAS.....	iii
LISTA DE FIGURAS.....	iv
LISTA DE TABELAS	ix
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Características da Monção da América do Sul.....	1
1.2 Aquecimento Global e o Regime de Monções do América do Sul.....	6
1.3 Objetivos.....	9
2. DADOS.....	10
2.1 Dados de Precipitação	10
2.2. Dados de Reanálises.....	11
2.3. Dados de modelos	12
3. CLIMATOLOGIA.....	21
3.1 Ciclo anual da circulação em baixos níveis e precipitação sobre a AS.....	21
3.2 Precipitação sazonal simulada e observada para o clima presente	27
3.3 Ciclo anual da precipitação no clima presente	32
4. CARACTERÍSTICAS DO REGIME DE MONÇÕES DA AMÉRICA DO SUL.	35
4.1 Metodologia	35
4.3 Variabilidade interanual da precipitação acumulada durante o RMAS.....	41
4.4 Mediana de início do RMAS	44
4.5 Variabilidade interanual do início do RMAS.....	48
4.6 Mediana de fim do RMAS	50
4.7 Desvio absoluto da mediana do fim do RMAS	53
4.8 Mediana da duração do RMAS	55
4.9 Variabilidade interanual da duração do RMAS	58

4.10	Dispersões entre o conjunto de simulações	60
4.11	Projeções para o cenário A1B	62
5.	PADRÕES CLIMÁTICOS ASSOCIADOS A EXTREMOS NAS CARACTERÍSTICAS DO RMAS	67
5.1	Metodologia	69
5.1.2	Filtro de Separação de Escalas.....	70
5.1.3	Coeficiente de Correlação de Pearson e " <i>Spearman Rank Correlation</i> "	72
5.2	Relação entre TSMF e extremos nas datas de início do RMAS.	73
5.3	ENOS, AAO e o início do RMAS	78
5.3	Padrões de TSM associados a extremos nas datas de início do RMAS simulados pelos modelos.....	83
5.4	Padrões de TSM associados a extremos de precipitação acumulada durante o RMAS	89
5.5	Padrões de TSM associados a extremos de precipitação acumulada durante o RMAS simulados pelos modelos	94
5.7	Padrões de TSM associados a extremos de fim e duração do RMAS	100
6.	CONCLUSÕES	101
6.1	Sugestões para trabalhos futuros	104
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105
	APÊNDICE A: TESTES ESTATÍSTICOS	a

LISTA DE ABREVIATURAS

20CM	Clima do Século XX
A1B	Cenário Futuro de Mudanças Globais
AAO	Oscilação Antártica
AS	América do Sul
EOF	Funções Ortogonais Empíricas
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
FFT	Transformada Rápida de Fourier
GCCMs	Modelos Climáticos Globais Acoplados
GPCP	Projeto Climatológico de Precipitação Global
IPCC	Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas
JBN	Jato de Baixos Níveis da América do Sul
MAD	Desvio Absoluto da Mediana
PSA	Padrão de teleconexões Pacífico – América do Sul
R-1	Reanálise do NCEP/NCAR
R-2	Reanálise do NCEP/DOE
R_c	“ <i>Sperman Rank Correlation</i> ”
REOF	Funções Ortogonais Empíricas Rotacionadas
RMAS	Regime de Monções da América do Sul
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TSMF	Temperatura da Superfície do Mar Filtrada na Escala Interanual
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. 1 – Climatologia de vento em 900 hPa ($m.s^{-1}$) para (a) média anual, (b) diferença entre a média de janeiro e a média anual e (c) diferença entre a média de julho e a média anual (Fonte: Zhou e Lau, 1998) (Continua).....	1
FIGURA 1. 2 – Ilustração esquemática do RMAS. Média para o trimestre dezembro a fevereiro, durante o período de 1979 a 1995, de (a) linha de corrente em 200 hPa e (b) vento em 900 hPa ($m.s^{-1}$). A região sombreada indica a precipitação acumulada (mm). A posição da Alta da Bolívia (A), dos centros subtropicais de alta pressão à superfície (H), da Baixa do Chaco (B), do JBN (vetor azul), da ZCAS (linha pontilhada), da Zona de Convergência Inter-Tropical (linha com pontos e traços) e do Cavado do Nordeste (linha grossa tracejada) estão indicados em seus respectivos painéis (Fonte: Nogués-Paegle et al, 2002).	5
FIGURA 1. 3 – (a) Extensão original do Cerrado e (b) fragmentos remanescentes do Cerrado em 2002 [Fonte: Marris et al 2005].	9
FIGURA 2.1: Ilustração esquemática das quatro perspectivas principais [Fonte: site do IPCC http://sedac.ciesin.org/ddc/sres/].	13
FIGURA 3. 1 – Precipitação média mensal climatológica (1979 - 2006) e diferença entre a média climatológica mensal e a média climatológica anual de vento em 850hPa (1979 - 2006), em ordem cronológica mensal de agosto (a) a julho (l). A intensidade máxima do vetor vento em cada mês está indica na figura.....	23
FIGURA 3. 2 – Precipitação média diária para o trimestre (DJF) em $mm.dia^{-1}$ para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM-CM3; (d) CSIRO-Mk3.0; (e) MPI_ECHAM5; (f) FGOALS-g1.0; (g) GFDL-CM2.0; (h) GFDL-CM2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres; (l) MRI-CGCM2.3.2. A figura mostra apenas a precipitação superior a $3 mm.dia^{-1}$ e as isolinhas estão separadas por um intervalo de $3 mm.dia^{-1}$. As simulações dos modelos referem-se ao cenário 20CM.	28
FIGURA 3. 3 – Desvio padrão da precipitação para o trimestre (DJF) em $mm.dia^{-1}$ para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM-CM3; (d) CSIRO-Mk3.0; (e) MPI_ECHAM5; (f) FGOALS-g1.0; (g) GFDL-CM2.0; (h) GFDL-CM2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres; (l) MRI-CGCM2.3.2. A figura mostra apenas valores acima de $2 mm.dia^{-1}$ e as isolinhas estão separadas por um intervalo de $2 mm.dia^{-1}$. As simulações dos modelos referem-se ao cenário 20CM.....	31

FIGURA 3. 4 – Ciclo anual da precipitação observada (GPCP) e simulada pelos modelos para o cenário do século XX, médio para uma região de aproximadamente 5° latitude/longitude para as regiões (b) noroeste da AS, (c) região da foz do rio Amazonas, (d) oeste da Amazônia, (e) Amazônia Central, (f) Sul da Amazônia, (g) Brasil Central e (h) região das ZCAS no Atlântico Sul. As regiões selecionadas para o estudo dos ciclos anuais estão representadas em (a). 34

FIGURA 4. 1 – Exemplo de aplicação do método adaptado de Liebmann e Marengo (2001) para a determinação do início e fim da estação chuvosa. A linha tracejada indica a estimativa de S (Eq. 1); a linha contínua indica a estimativa ‘alisada’ de S (média móvel 3 pontos e 40 passadas) e a linha pontilhada indica a derivada de S alisada. As curvas estão representadas em função do tempo a partir da pântada inicial (pântada0) e a ordenada representa a anomalia de precipitação acumulada (mm/pântada). A taxa de variação de S (dS/dt) é utilizada para determinar o início ($dS/dt > 0$) e final ($dS/dt < 0$) da estação chuvosa (vide texto)..... 37

FIGURA 4. 2 – Precipitação em mm/pântada entre o período de 1989 a 1990 para a região (a) 5°Sx77,5° e (b) 15,0°Sx50,0°W. As linhas tracejadas indicam as datas de início e fim da estação chuvosa utilizando o método proposto por Liebmann e Marengo (2001). O Eixo das abscissas indica as pântadas relativas à pântada de início. 37

FIGURA 4. 3 – Mediana do total precipitado durante a estação chuvosa para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM-CM3; (d) CSIRO-Mk3.0; (e) MPI_ECHAM5; (f) FGOALS-g1.0; (g) GFDL-CM2.0; (h) GFDL-CM2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (k) MRI-CGCM2.3.2. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 200 mm. O sombreado em cinza claro mostra regiões em que a mediana é maior ou igual a 1200 mm e menor que 1600 mm e o sombreado em cinza escuro mostra regiões com mediana superior ou igual a 1600 mm. 40

FIGURA 4. 4 – MAD do total precipitado durante a estação chuvosa para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM; (d) CSIRO; (e) ECHAM5; (f) FGOALS; (g) GFDL2.0; (h) GFDL2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (l) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 50 mm. O sombreado em cinza claro mostra regiões em que o MAD é maior ou igual a 100 mm e menor que 200 mm e o sombreado em cinza escuro mostra regiões com mediana superior ou igual a 440 mm. 42

FIGURA 4. 5 – Mediana do início do RMAS para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM-CM3; (d) CSIRO-Mk3.0; (e) MPI_ECHAM5; (f) FGOALS-g1.0; (g) GFDL-CM2.0; (h) GFDL-CM2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres; (l) MRI-CGCM2.3.2. A direção dos vetores indica a época do ano. Os vetores são unitários e a representação gráfica de sua amplitude varia unicamente devido às diferentes resoluções espaciais de cada conjunto de dados. O sombreado mostra as regiões em que a mediana de início é maior ou igual à pântada 58 (13-17 outubro) e inferior à pântada 62 (2-6 novembro)..... 46

FIGURA 4. 6 – MAD do início da estação chuvosa para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM; (d) CSIRO; (e) ECHAM5; (f) FGOALS; (g) GFDL2.0; (h) GFDL2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (l) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 2 pântadas. O

sombreado em cinza claro mostra regiões em que o MAD é menor ou igual a 4 pântadas e maior que 2 pântadas e o sombreado em cinza escuro mostra regiões com MAD menor ou igual a 2 pântadas. 49

FIGURA 4. 7 – Mediana do fim do RMAS para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM-CM3; (d) CSIRO-Mk3.0; (e) MPI_ECHAM5; (f) FGOALS-g1.0; (g) GFDL-CM2.0; (h) GFDL-CM2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres; (l) MRI-CGCM2.3.2. A direção dos vetores indica a época do ano. Os vetores são unitários e a representação gráfica de sua amplitude varia unicamente devido às diferentes resoluções espaciais de cada conjunto de dados. O sombreado mostra as regiões em que a mediana de fim é maior ou igual à pântada 18 (27-31 março) e inferior à pântada 22 (16-20 abril). 51

FIGURA 4. 8 – MAD do fim da estação chuvosa para (a) GPCP; (b) CGCMT63; (c) CNRM; (d) CSIRO; (e) ECHAM5; (f) FGOALS; (g) GFDL2.0; (h) GFDL2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (l) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 2 pântadas. O sombreado em cinza claro mostra regiões em que o MAD é menor ou igual a 4 pântadas e maior que 2 pântadas e o sombreado em cinza escuro mostra regiões com MAD menor ou igual a 2 pântadas. 54

FIGURA 4. 9 – Mediana de duração da estação chuvosa para (a) GPCP; (b) CGCMT63; (c) CNRM; (d) CSIRO; (e) ECHAM5; (f) FGOALS; (g) GFDL2.0; (h) GFDL2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (l) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 2. O sombreado em cinza claro mostra regiões onde a mediana é maior ou igual a 32 pântadas e menor que 36 pântadas e o cinza escuro mostra regiões onde a mediana é maior ou igual a 36 pântadas. 56

FIGURA 4. 10 – MAD da duração do RMAS para (a) GPCP; (b) CGCMT63; (c) CNRM; (d) CSIRO; (e) ECHAM5; (f) FGOALS; (g) GFDL2.0; (h) GFDL2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (l) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 2 pântadas. O sombreado cinza claro mostra as regiões em que o MAD é menor ou igual a 4 pântadas e maior que 2 pântadas e o sombreado cinza escuro mostra regiões em que o MAD é menor ou igual a 2 pântadas. 59

FIGURA 4. 11 – Desvio padrão da média de Ensemble para (a) início do RMAS; (b) fim do RMAS (c) duração do RMAS; (d) total precipitado durante o RMAS. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 2 pântadas em (a) e (b), 0,5 pântada em (c) e 50 mm em (d)... 61

FIGURA 4. 12 – Diferença entre a mediana do total precipitado dentro da estação chuvosa simulada para o cenário A1B e o simulado para o cenário 20CM para o modelo (a) CNRM; (b) CGCMT63; (c) CSIRO; (d) ECHAM5; (e) FGOALS; (f) GFDL2.0; (g) GFDL2.1; (h) MIROC3.2-hires; (i) MIROC3.2-medres e (j) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 50 mm. Linhas cheias indicam valores positivos e linhas tracejadas indicam valores negativos. As regiões sombreadas indicam as regiões em que a diferença é estatisticamente significativa ao nível de 5%. 64

FIGURA 4. 13 – Diferença entre o MAD do total precipitado dentro da estação chuvosa simulada para o cenário A1B e o simulado para o cenário 20CM para o modelo (a) CNRM; (b) CGCMT63; (c) CSIRO; (d) ECHAM5; (e) FGOALS; (f) GFDL2.0; (g) GFDL2.1; (h) MIROC3.2-hires; (i) MIROC3.2-medres e (j) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 50 mm. Linhas cheias indicam valores positivos e linhas tracejadas indicam valores negativos. As regiões sombreadas indicam as regiões em que a diferença é estatisticamente significativa ao nível de 5%. 66

FIGURA 5. 1 – Correlação entre a precipitação do GPCP e o primeiro modo da EOF rotacionada da precipitação nos meses de setembro e outubro, para o período de 1979 a 2004. As linhas estão separadas por um intervalo de 0.1. Valores positivos são apresentados por linhas cheias e negativos por linhas tracejadas. A região sombreada representa a região onde a correlação é estatisticamente significativa ao nível de 5%. A região sombreada em cinza escuro foi selecionada para a análise de extremos. 70

FIGURA 5. 2: diferença das composições mensais de TSMF (K) entre anos extremos de início atrasados e adiantados do RMAS para os meses de (a) junho; (b) julho; (c) agosto; (d) setembro; (e) outubro e (f) novembro. Na figura são apresentadas apenas as regiões onde as diferenças são estatisticamente significativas ao nível de 5% para o teste da diferença das médias. 74

FIGURA 5. 3: (a) Composições de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para eventos El Niño (médias no período de agosto a outubro) obtidas por Rasmusson e Carpenter (1982). (b) Correlação entre a média sazonal de anomalias de TSM e o modo de variabilidade do PSA, considerando o trimestre de setembro a novembro. 75

FIGURA 5. 4: R_C entre a série temporal de datas de início do RMAS, média na região Centro-Sudeste, e as séries temporais de TSMF (K) mensal para os meses de (a) junho, (b) julho, (c) agosto, (d) setembro, (e) outubro e (f) novembro. Na figura são apresentadas apenas as regiões em que a correlação é estatisticamente significativa ao nível de 5%. 77

FIGURA 5. 5: (a) Série temporal dos índices de ENOS (SON) e AAO (outubro). As marcas em azul (vermelho) indicam anos com extremos antecipados (atrasados) de início do RMAS; (b) Gráfico de dispersão entre o índice de ENOS e as anomalias de início e entre o índice de AAO e as anomalias de início do RMAS. Estão representados os valores do coeficiente linear das linhas de tendência, assim como os valores da qualidade do ajuste (R^2). A tabela mostra a R_C entre as séries temporais de início do RMAS e os índices sazonal de ENOS (meses de setembro a novembro) e mensal de AAO (mês de outubro). 80

FIGURA 5. 6 – R_C entre o início do RMAS e o índice de (a) ENOS; (b) ENOS considerando apenas anos extremos; (c) AAO e (d) AAO considerando apenas anos extremos. 82

FIGURA 5. 7: Diferença entre as composições de TSMF mensal para extremos atrasados e antecipados de início do RMAS, para o mês de outubro, simulado pelo modelo (a)

CGCM3.1(T63), (b) CNRM-CM3, (c) CSIRO-Mk3.0; (d) ECHAM5; (e) FGOALS-g1.0; (f) GFDL-CM2.0; (g) GFDL-CM2.1; (h) MIROC3.2-hires; (i) MIROC3.2-medres e (j) MRI-CGCM2.3.2. Na figura são apresentadas apenas as regiões onde as diferenças são estatisticamente significativas ao nível de 5% para o teste da diferença das médias..... 84

FIGURA 5. 8: R_C entre a série temporal de datas de início do RMAS, média na região Centro-Sudeste, e as séries temporais de TSMF para o mês de outubro, simulada pelo modelo (a) CGCM3.1(T63), (b) CNRM-CM3, (c) CSIRO-Mk3.0; (d) ECHAM5; (e) FGOALS-g1.0; (f) GFDL-CM2.0; (g) GFDL-CM2.1; (h) MIROC3.2-hires; (i) MIROC3.2-medres e (j) MRI-CGCM2.3.2. Na figura apresentadas apenas as regiões em que a correlação é estatisticamente significativa ao nível de 5%..... 87

FIGURA 5. 9: Diferença entre as composições de TSMF mensal para extremos chuvosos e secos em relação à precipitação acumulada durante o RMAS para os meses de (a) setembro; (b) outubro; (c) novembro; (d) dezembro; (e) janeiro e (f) fevereiro. Na figura são apresentadas apenas as regiões onde as diferenças são estatisticamente significativas ao nível de 5% para o teste da diferença das médias..... 90

FIGURA 5. 10: R_C entre a série temporal de datas de total precipitado durante o RMAS, média na região Centro-Sudeste, e as séries temporais de TSMF mensal para os meses de (a) setembro; (b) outubro; (c) novembro; (d) dezembro; (e) janeiro e (f) fevereiro. Na figura são apresentadas apenas as regiões em que a correlação é estatisticamente significativa ao nível de 5%..... 93

FIGURA 5. 11: Diferença entre as composições de TSMF mensal para extremos chuvosos e secos em relação ao total precipitado durante o RMAS, para o mês de janeiro, simulado pelo modelo (a) CGCM3.1(T63); (b) CSIRO-Mk3.0; (c) ECHAM5; (d) FGOALS-g1.0; (e) GFDL-CM2.0; (f) GFDL-CM2.1; (g) MIROC3.2-hires; (h) MIROC3.2-medres e (j) MRI-CGCM2.3.2. Na figura são apresentadas apenas as regiões onde as diferenças são estatisticamente significativas ao nível de 5% para o teste da diferença das médias..... 95

FIGURA 5. 12: R_C entre a série temporal de total precipitado durante o RMAS, média na região Centro-Sudeste, e as séries temporais de TSMF para o mês de janeiro, simulada pelo modelo (a) CGCM3.1(T63); (b) CNRM-CM3; (c) CSIRO-Mk3.0; (d) ECHAM5; (e) FGOALS-g1.0; (f) GFDL-CM2.0; (g) GFDL-CM2.1; (h) MIROC3.2-hires; (i) MIROC3.2-medres e (j) MRI-CGCM2.3.2. Na figura são apresentadas apenas as regiões em que a correlação é estatisticamente significativa ao nível de 5%..... 98

LISTA DE TABELAS

TABELA 2. 1 – Descrição dos modelos contendo nome, país de origem, resolução espacial e número de integrações consideradas para o cenário do século XX (20CM) e A1B.	14
---	----

1. INTRODUÇÃO

1.1 Características da Monção da América do Sul

A América do Sul (AS) Tropical está sob a influência de um regime de monções. Entretanto, ao contrário de outros regimes de monções, sobre a AS não há uma reversão sazonal da circulação de grande escala em baixos níveis. Zhou e Lau (1998) demonstraram que embora a circulação atmosférica de baixos níveis seja predominantemente de leste durante todo o ano sobre o Atlântico Tropical e sobre o norte da AS (Fig. 1.1a), quando a média anual é removida da composição de verão e inverno, a inversão na circulação de baixos níveis fica evidente nas anomalias mensais (Figs. 1.1b-c). Esta reversão sazonal entre os escoamentos anômalos de inverno e verão é uma das principais evidências da presença de um regime de monções na AS. Durante o verão austral, o escoamento anômalo inicia-se na região sul do deserto do Sahara e intensifica os alíseos no Atlântico Norte Tropical. Após cruzar o equador, torna-se um escoamento de noroeste ao longo do lado leste dos Andes e gira ciclonicamente ao redor da “Baixa do Chaco” (Fig. 1.1b). As anomalias de vento durante o inverno formam um escoamento claramente reverso com respeito ao verão (Fig. 1.1c).

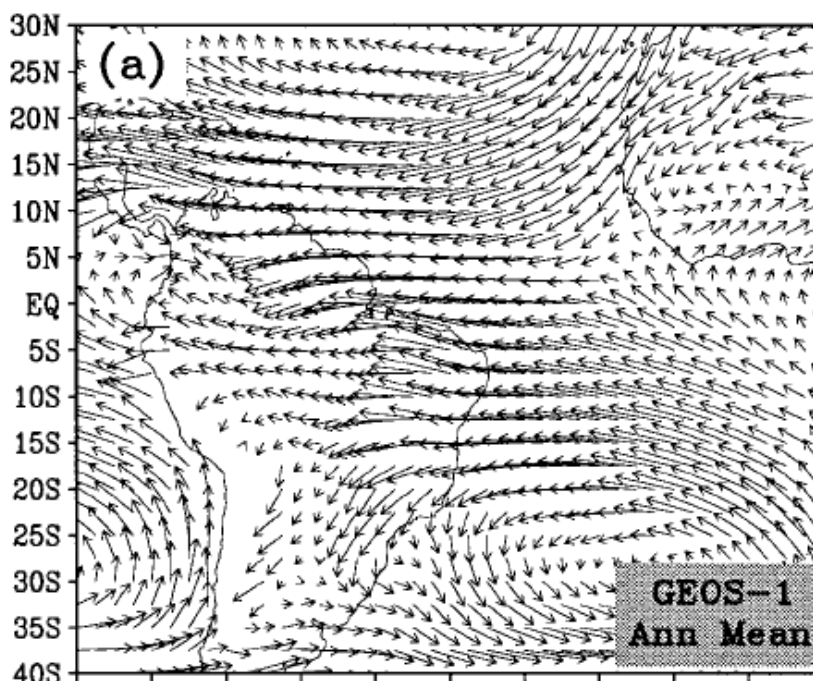


FIGURA 1. 1 – Climatologia de vento em 900 hPa ($m.s^{-1}$) para (a) média anual, (b) diferença entre a média de janeiro e a média anual e (c) diferença entre a média de julho e a média anual (Fonte: Zhou e Lau, 1998) (Continua).

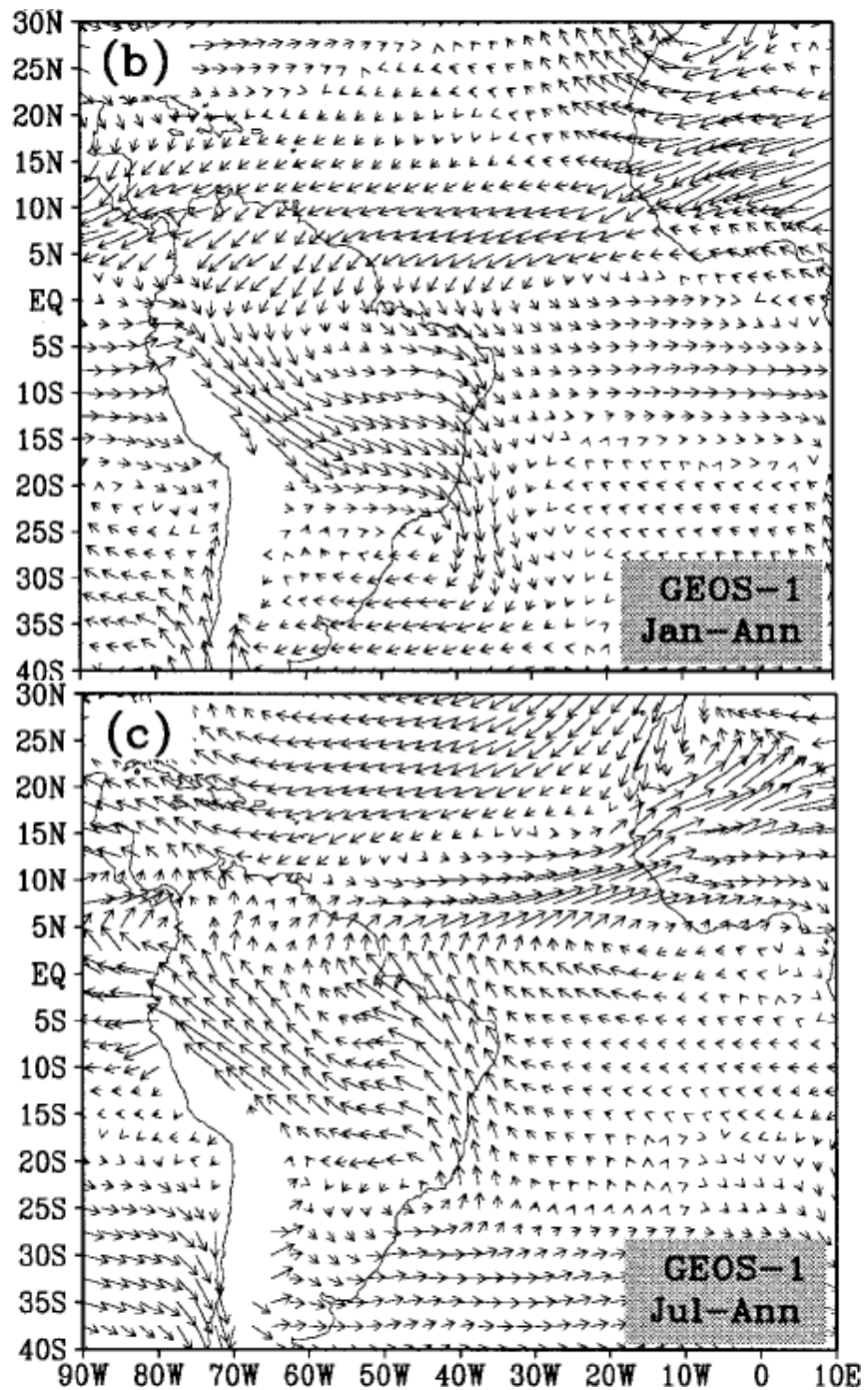


FIGURA 1.1 – (Continuação)

Uma característica particular do Regime de Monções da América do Sul (RMAS) em relação a outros regimes de monções é o fato de que a maior parte da América do Sul está situada nos trópicos e, portanto, diferenças sazonais de temperatura são menos pronunciadas que em regimes de monções de regiões subtropicais (Vera et al, 2006a). O início das monções de verão da AS é caracterizado pela formação de

convecção sobre o noroeste da região Amazônica que se estende em seguida em direção ao sudeste da AS, intensificando-se progressivamente (Kousky 1988, Marengo et al 2001, Gan et al 2004 e Vera et al, 2006a). Na maior parte da região central e sudeste do Brasil a estação chuvosa pode iniciar entre setembro e novembro e terminar entre março e abril (p.ex., Gan et al. 2004; Silva e Carvalho 2007; Bombardi e Carvalho 2008). Durante a fase madura do RMAS (final de novembro a final de fevereiro) a maior atividade convectiva é observada sobre o Brasil Central do núcleo das monções da AS (Fig. 1.2; Gan et al 2004; Vera et al 2006a).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Fig. 1.2; Kodama, 1992) é uma característica marcante associada ao regime de precipitação de verão da AS tropical e, portanto, possui papel fundamental para a variabilidade e qualidade da estação chuvosa durante o verão sobre a região central e sudeste do Brasil (Liebmann et al, 2001, Carvalho et al. 2002a; Carvalho et al. 2004). A ZCAS é caracterizada por uma zona baroclínica quase-estacionária, orientada de noroeste para sudeste, que emana da região amazônica em direção ao Atlântico Sul Subtropical e provoca intensa precipitação quando ativa (Kodama, 1992). A precipitação durante eventos de ZCAS é alimentada pelo aporte de umidade em baixos níveis, gerado tanto pelo escoamento para sul proveniente da região das monções, que se intensifica com a altura, como pelo escoamento da periferia sudoeste da alta subtropical, que diminui com a altura (Kodama 1993). A manutenção da estreita zona convectiva depende da presença do jato subtropical de altos níveis e da convergência de umidade em baixos níveis, com geração de frontogênese juntamente com a geração de instabilidade convectiva (Kodama 1993). Liebmann et al (2004b) observaram uma grande tendência de aumento da precipitação sobre o flanco sul da região de atuação da ZCAS no período de 1979 a 1999. Segundo estes autores esta tendência está relacionada a uma pequena e gradual migração da ZCAS para sul. Os mecanismos dinâmicos responsáveis pela origem da ZCAS ainda não são totalmente conhecidos (Kodama, 1993; Liebmann 1999).

Em altos níveis, a circulação de verão sobre a AS apresenta um intenso anticiclone centrado em aproximadamente 19°S e 60°W, conhecido como “Alta da Bolívia” (p.ex. Virji, 1981). Ao sul da Alta da Bolívia o escoamento une-se ao jato subtropical e a leste configura-se um cavado em altos níveis próximo à costa do

nordeste do Brasil (Fig. 1.2a) (Virji, 1981; Lenters e Cook, 1997; Nogués-Paegle et al, 2002). A Alta da Bolívia é caracterizada por um núcleo quente aproximadamente ao nível de 150 hPa, com altas temperaturas desde a superfície atingindo um máximo aproximadamente ao nível de 300 hPa e com topo frio. O Cavado do Nordeste tem características opostas, com núcleo frio e topo quente (Lenters e Cook, 1997; e referências).

Entre as características mais evidentes da circulação em baixos níveis sobre a AS observa-se a presença do jato de baixos níveis da América do Sul (JBN) (p.ex. Marengo et al, 2004) e da Baixa do Chaco (Fig. 1.2b). O JBN é caracterizado por um estreito escoamento de norte ao leste dos Andes, que intensificado pelo anticiclone do Atlântico Sul, apresenta seu núcleo em (17.5°S; 62°W) ao nível de 850 hPa e com ventos de aproximadamente 12 m.s⁻¹, transportando calor e umidade da Amazônia e do Atlântico Norte Tropical para o sudeste da América do Sul e Bacia do Rio da Prata (Marengo et al, 2004). Durante o verão austral, a advecção de ar quente e úmido realizada pelo JBN, juntamente com uma redução da estabilidade vertical, disparam a convecção sobre a região amazônica e sobre a região central do Brasil (Fig. 1.2). A baixa do Chaco e a Alta da Bolívia são uma resposta regional ao intenso aquecimento convectivo (Gandu e Silva Dias, 1998; Lenters e Cook, 1999; Nogués-Paegle et al, 2002; Vera et al, 2006a).

A grande variabilidade de escalas temporais e espaciais é uma característica marcante do regime de monções na AS (Kayano e Kousky 1992; Lenters e Cook, 1998; Grimm et al, 1998; Jones e Carvalho 2002; Carvalho et al. 2002b; Vera et al, 2006a). Sobre a região central da AS, durante o verão, é comum a ocorrência de chuvas convectivas, com o máximo da atividade convectiva durante o final da tarde e início da noite (Vera et al 2006a). Na escala sinótica, sistemas frontais organizam a convecção numa banda com orientação noroeste-sudeste, que durante o verão intensificam a precipitação durante eventos de ZCAS (Silva Dias e Marengo, 2002). A característica mais evidente da variabilidade da precipitação sobre a AS na escala intra-sazonal é a intensa atividade convectiva na região da ZCAS associada a um déficit de precipitação sobre a região das planícies subtropicais ao sul do Brasil, Uruguai e nordeste da Argentina, caracterizando um padrão de dipolo nas anomalias de precipitação entre

estas regiões (Nogués-Paegle e Mo, 1997; Liebmann et al. 1999; Nogués-Paegle et al. 2000, Liebmann et al 2004; Carvalho et al. 2004). Quando os eventos de ZCAS enfraquecem, a precipitação torna-se abundante nestas planícies, intensificada por um grande aporte de umidade proveniente das regiões tropicais associado a um intenso JBN (p.ex. Liebmann et al 2004a, Marengo et al 2004). Grimm (2003) observou que durante eventos de El Niño a precipitação e circulação das monções de verão da AS são alteradas tanto por perturbações de grande escala associados ao ENSO como pelo anômalo aquecimento da superfície sobre o sudeste do Brasil durante a primavera. Os eventos El Niño também parecem modular a freqüência de eventos extremos de precipitação sobre regiões costeiras do sudeste do Brasil durante o verão, em associação com a intensificação do jato subtropical sobre o Atlântico subtropical oeste (Carvalho et al. 2002a).

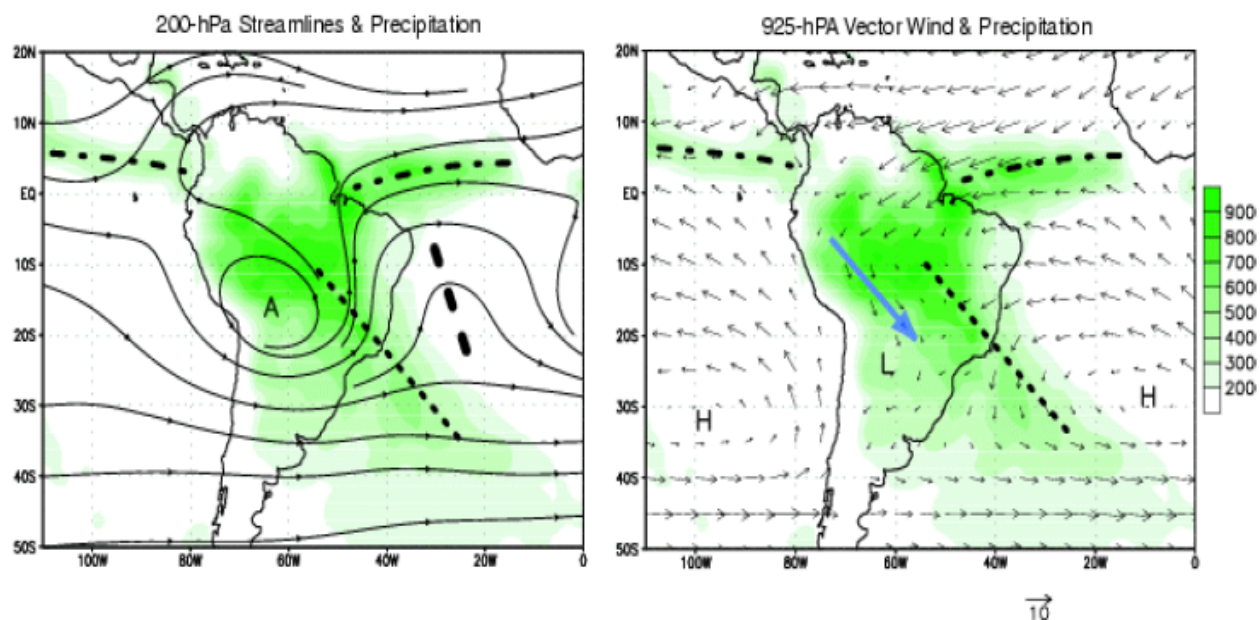


FIGURA 1. 2 – Ilustração esquemática do RMAS. Média para o trimestre dezembro a fevereiro, durante o período de 1979 a 1995, de (a) linha de corrente em 200 hPa e (b) vento em 900 hPa (m.s-1). A região sombreada indica a precipitação acumulada (mm). A posição da Alta da Bolívia (A), dos centros subtropicais de alta pressão à superfície (H), da Baixa do Chaco (B), do JBN (vetor azul), da ZCAS (linha pontilhada), da Zona de Convergência Inter-Tropical (linha com pontos e traços) e do Cavado do Nordeste (linha grossa tracejada) estão indicados em seus respectivos painéis (Fonte: Nogués-Paegle et al, 2002).

1.2 Aquecimento Global e o Regime de Monções do América do Sul

A temperatura média da superfície terrestre aumentou de $0,6 \pm 0,2$ °C desde o final do século XIX causando impactos globais (IPCC 2007). Estudos recentes têm indicado que mudanças climáticas, oriundas do aumento das concentrações de gases do efeito estufa na atmosfera, podem afetar a intensidade e frequência de extremos de temperatura e precipitação em diversas regiões do globo, com grandes implicações sócio-econômicas (Kharin et al, 2007).

Nos últimos anos, as implicações do aquecimento global à variabilidade espacial e temporal da precipitação em regiões sobre a influência de regimes de monções têm recebido maior atenção. Ashrit et al (2003), por exemplo, examinaram simulações do modelo climático global acoplado CNRM-CM3 para um cenário de mudanças globais focando sobre as monções de verão da Índia e sobre o fenômeno El Niño Oscilação Sul. Os autores verificaram um aumento significativo da precipitação sobre o noroeste e extremo sul da Índia, porém, sem uma clara intensificação da circulação monçônica, sugerindo que um possível aumento da precipitação das monções pode estar mais relacionado a um maior armazenamento de vapor d'água num clima mais quente do que a mudanças nos padrões de circulação.

Labraga e Lopez (1997) e Carril et al (1997) foram alguns dos primeiros trabalhos a investigar as projeções para o clima da AS em um cenário futuro onde a concentração CO_2 na atmosfera é o dobrada em relação à concentração de CO_2 do século XX. Labraga e Lopez (1997) analisaram as simulações de cinco modelos de circulação geral da atmosfera acoplados a um modelo oceânico composto de apenas uma camada de mistura oceânica. Já Carril et al (1997) avaliaram as simulações de quatro modelos climáticos globais acoplados do IPCC, que eram versões anteriores de alguns dos atuais modelos do IPCC. Ambos os trabalhos apontam para o aumento da precipitação da ITCZ sobre o Pacífico oeste e costa oeste da AS num cenário futuro de mudanças globais. Giorgio e Francisco (2000) avaliaram os resultados das simulações de cinco modelos climáticos globais do IPCC, para quatro cenários futuros distintos, e verificaram um aumento de aproximadamente 10% na precipitação sobre a região tropical da AS durante o trimestre de dezembro a fevereiro. Vera et al (2006b) verificaram um aumento significativo na precipitação durante o trimestre janeiro a março

para a região do Peru e oeste da Amazônia e sobre o sudeste da AS (Sul do Brasil, Uruguai e nordeste da Argentina) e diminuição da precipitação sobre a Patagônia e extremo sul da AS. Segundo Meehl et al (2005), um clima mais quente implicaria maior disponibilidade de vapor d'água na atmosfera e maior capacidade do ar em reter umidade e, portanto, em um evento de precipitação, mais água precipita produzindo um aumento na intensidade da precipitação.

A grande maioria dos modelos climáticos globais acoplados do IPCC (em inglês, *Global Coupled Climate Models - GCCMs*) subestima a precipitação sobre a AS tropical, incluindo a Amazônia (Sun et al, 2005; Dai, 2006; Vera et al, 2006b). Por outro lado, Vera et al (2006b) realizaram uma análise sazonal da precipitação sobre a AS em sete GCCMs e observaram que a maioria dos modelos consegue reproduzir as características básicas do ciclo anual da precipitação, tais como a migração sazonal da convecção sobre a AS tropical e o máximo de precipitação observado sobre o sul dos Andes, embora os modelos diverjam quanto à intensidade e localização deste máximo. Há, também, grandes discrepâncias na intensidade e posição da ZCAS simulada por estes modelos; enquanto alguns modelos (GFDL, MIROC e MRI) representam a ZCAS em intensidade e localização semelhante à observada, outros a localizam mais para nordeste e com variadas intensidades, ou sequer a reproduzem (Vera et al, 2006b).

Muitos trabalhos têm apresentado a habilidade dos modelos climáticos globais em representar a intensidade, a frequência e os padrões espaciais de grande escala da precipitação global. Entretanto, poucos trabalhos têm investigado a habilidade destes modelos em reproduzir algumas das características dos regimes de monções da AS, tais como duração, datas de início e precipitação total acumulada, essenciais para a agricultura e o gerenciamento de recursos hídricos e, portanto, com implicações sócio-econômicas significativas para todos os países da AS.

Muitas incertezas ainda permanecem em relação à resposta do sistema climático ao rápido aumento das concentrações dos gases do efeito-estufa na atmosfera (IPCC 2007). Por exemplo, na AS os fatores considerados como mais importantes dentre os vários que podem sofrer impactos devido à mudança do clima estão os recursos hídricos, ecossistemas, agricultura, aumento do nível do mar e saúde. A mudança no

uso da terra é o principal fator relacionado às mudanças nos ecossistemas da AS (IPCC, 2001).

Segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) a Amazônia (Fig. 1.3) é a maior reserva de biodiversidade do mundo e o maior bioma brasileiro, ocupando aproximadamente 49% do território nacional. Assim como a Amazônia, o Cerrado (Fig. 1.3) é uma grande fonte de biodiversidade e é a segunda maior formação vegetal brasileira, que em sua origem cobria grande parte do centro-oeste do Brasil, parte do sudeste e estendia-se até o leste da Amazônia (Marris 2005). Uma característica do Cerrado é a coexistência de extratos arbóreo, arbustivo e herbáceo, definindo fisionomias que variam do cerradão, com predominância arbórea, até o campo limpo, com predominância de gramíneas (Tatsch 2006). A ocorrência das diferentes fisionomias do bioma Cerrado varia em relação à ocorrência de queimadas, características do solo (quantidade de nutrientes, capacidade de retenção de água e toxicidade) e regime de precipitação (Tannus, 2004). A região do Cerrado concentra 60% do potencial hidrelétrico do Brasil, A bacia dos rios Tocantins-Araguaia tem área de drenagem de 767.164 km² e constitui a maior bacia hidrográfica inteiramente situada em território brasileiro (9% do território nacional), abrangendo os estados de Goiás (25,7%), Tocantins (36,3%), Pará (16,5%), Maranhão (3,8%), Mato Grosso (17,6%) e o Distrito Federal (0,1%) (Acosta, 2007).

A pressão agrícola e a urbanização têm provocado crescimento econômico e social na região do Cerrado brasileiro. Porém, este desenvolvimento tem trazido prejuízos à biodiversidade e aumentado o consumo humano e agrícola de água. Ultimamente, grande atenção vem sendo dada a Amazônia pela sua grande extensão territorial e elevada taxa de desmatamento. Porém, mais da metade dos 2.000.000 km² originais do Cerrado foram substituídos por plantações e pastagens, dos quais apenas 2,2 % estão protegidos em parques ou reservas (Fig. 1.3b) (Marris, 2005). Portanto, o melhor entendimento sobre a variabilidade e qualidade da estação chuvosa sobre esta região, além de contribuir para a preservação do bioma ainda pouco protegido, é de extrema importância para a agricultura e para a manutenção dos recursos hídricos da região e, conseqüentemente, para o fornecimento de energia elétrica em todo o país.

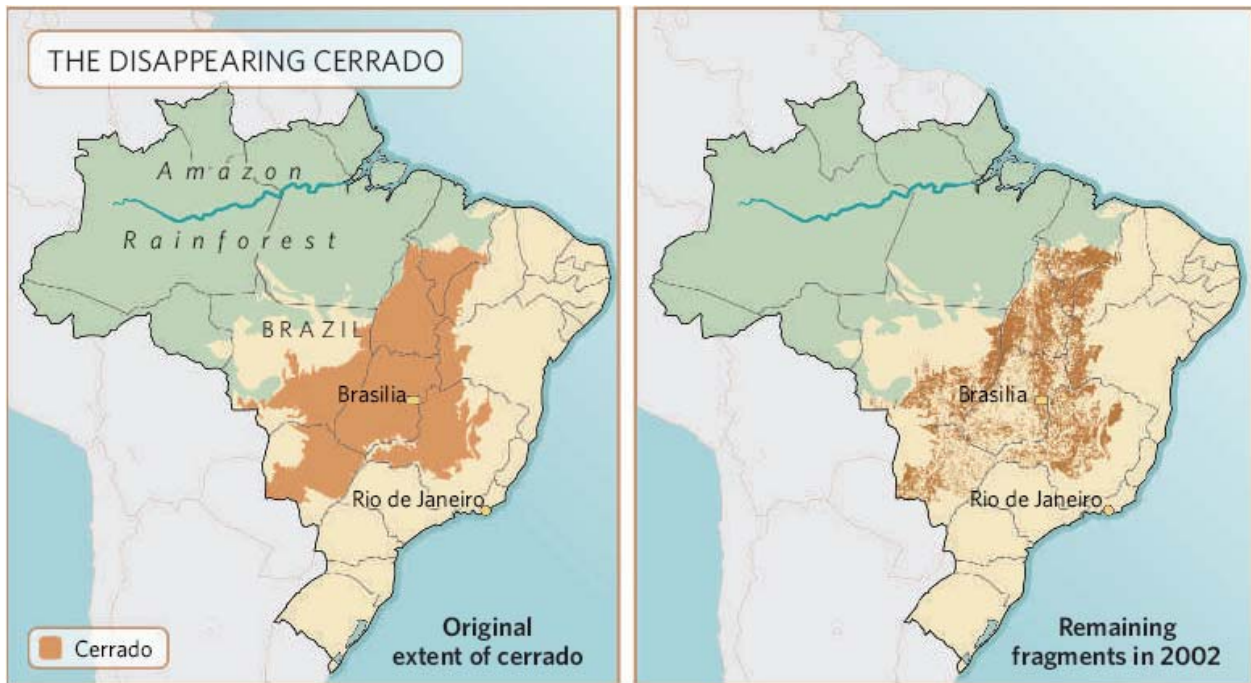


FIGURA 1. 3 – (a) Extensão original do Cerrado e (b) fragmentos remanescentes do Cerrado em 2002 [Fonte: Marris et al 2005].

1.3 Objetivos

O objetivo do presente estudo é caracterizar a variabilidade espacial e interanual do início e término das monções de verão sobre a AS, bem como dos totais de precipitação observados e identificar padrões climáticos de grande escala associados a esta variabilidade. Nosso interesse particular está nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil onde o sinal das monções é acentuado. Além disso, pretende-se avaliar o desempenho de GCCMs em simular estas características das monções de verão da AS, assim como os mecanismos associados à sua variabilidade, e verificar as projeções destes modelos para um cenário futuro de mudanças globais.

Este trabalho está organizado da seguinte forma. No capítulo 2 são apresentados os dados utilizados, os modelos considerados e a metodologia aplicada no presente trabalho. O capítulo 3 apresenta a climatologia da precipitação sobre a AS e sua representação pelos GCCMs. As características da estação chuvosa tais como início, fim, duração e totais acumulados de precipitação do RMAS, assim como a variabilidade espacial e interanual destas características, são mostradas no capítulo 4 tanto para os

dados observados como para as simulações dos GCCMs para o cenário do clima presente. Além disso, este capítulo apresenta ainda as projeções destes modelos para o cenário de mudanças. No capítulo 5 são apresentados padrões de baixa frequência associados a extremos nas datas de início e fim do RMAS, sua duração e precipitação acumulada. A conclusão do presente trabalho é apresentada no capítulo 6.

2. DADOS

2.1 Dados de Precipitação

Com a finalidade de investigar a variabilidade das monções da AS foram utilizados dados de precipitação resultantes das análises de pântadas (média de cinco dias) construídas pelo Projeto Climatológico de Precipitação Global (em inglês, *Global Precipitation Climatology Project – GPCP*) (Xie et al. 2003). O período considerado é de 1979 a 2006. O GPCP foi criado em 1986 pelo Programa Mundial de Pesquisas Climáticas (em inglês, *World Climate Research Program – WCRP*) com o intuito de fornecer dados globais de precipitação mensal numa grade de 2,5° latitude/longitude. Trata-se de uma combinação de diversas fontes de dados de precipitação, disponíveis em um produto final que conta com as vantagens de cada tipo de dado, de forma que este campo de precipitação final seja superior a qualquer um dos conjuntos de dados individuais (Huffman et al, 1997). Ou seja, os dados são criados com resolução de 2,5° de latitude/longitude, com abrangência latitudinal entre 60°S e 60°N e utilizam uma rede de observações de superfície constituída de aproximadamente 6500 a 7000 medidores e estimativas de precipitação por satélites utilizando informações dos canais de infravermelho e microondas tanto de satélites de órbitas geoestacionárias como de satélites de órbita polar (Adler et al, 2003). As informações de satélite, ponderadas pelos seus respectivos erros, são combinadas num único conjunto de dados. Este novo conjunto de dados é então calibrado pelas informações das estações de superfície. Maiores detalhes sobre o método para a combinação de dados do GPCP podem ser vistos em (Huffman et al, 1997).

Os dados de precipitação do GPCP têm algumas limitações. Devido ao desejo de se manter o maior conjunto de dados possível o conjunto de dados tornou-se heterogêneo em relação à sua entrada de dados, uma vez que durante o período de

1979 a 1987 a principal informação deste conjunto era a radiação de onda longa emergente e a partir de meados de 1987 passou-se a utilizar também dados de microondas. Análises de tendências globais e regionais devem levar em conta esta diferença na construção dos dados. Em altas latitudes, em geral, os dados são menos confiáveis, pois dependem de estimativas de OLR e de estimativas de satélites de órbita polar, principalmente sobre regiões cobertas por gelo onde não há informação de microondas. Além disso, os dados de precipitação são menos confiáveis sobre regiões com baixa densidade de estações de superfície, tais como regiões oceânicas e montanhosas, principalmente sobre médias e altas latitudes como mencionado anteriormente (Adler et al, 2003).

2.2. Dados de Reanálises

Com o intuito de verificar padrões climáticos associados a extremos nas características do RMAS (tais como datas de início e fim, duração e precipitação acumulada) foram utilizados dados mensais de “*skin temperature*”, como uma aproximação para a medida da temperatura da superfície do mar (TSM), para o período de 1979 a 2006. Além disso, dados mensais de vento em 850 hPa foram utilizados para verificar a evolução anual do escoamento sobre a AS. Estes dados foram obtidos da reanálise do NCEP/DOE (R-2) (*National Centers for Environmental Prediction – Department of Energy*) (Kanamitsu et al, 2002), que consiste de uma versão atualizada da reanálise do NCEP/NCAR (R-1) (*National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research*) (Kalnay et al, 1996).

A R-2 tem resolução espacial de 2,5° de latitude/longitude e é construída utilizando-se a maior quantidade de dados disponíveis em cada período de tempo, que inclui dados de estações de superfície, navios, radiossondagens, bóias, aviões e estimativas de satélites. Estes dados são assimilados em um modelo global de circulação geral da atmosfera, de forma que podem transportar informação de regiões com muitas observações pra regiões com poucas observações e assim, mesmo em regiões com falta de observações, as reanálises podem estimar o estado da atmosfera em escalas de tempo sinótica e climatológica (Kalnay et al, 1996). Entretanto, a R-2 utiliza modelo de circulação geral e sistema de assimilação de dados melhorados em

relação aos da R-1 e uma análise global que concerta erros de processamento conhecidos da R-1, como por exemplo, o valor do albedo do oceano que na R-1 era muito alto (Kanamitsu et al, 2002).

Os dados de precipitação não são assimilados e sim gerados pela simulação do modelo, por este motivo optou-se por usar as análises de precipitação do GPCP.

2.3. Dados de modelos

2.3.1 O IPCC

O IPCC é um corpo científico intergovernamental criado em 1988 pela Organização Meteorológica Mundial (WMO) e pelo Programa Ambiental das Nações Unidas (PEUN) com o objetivo de realizar uma ampla, objetiva e transparente avaliação da literatura produzida em todo o mundo relevante ao entendimento do risco de mudanças climáticas produzidas pela humanidade, das observações e projeções de impactos e das opções de adaptação e mitigação (maiores informações podem ser obtidas em <http://www.ipcc.ch/>).

2.3.2 Os cenários do IPCC.

Com o intuito de explorar projeções para o futuro do sistema climático global, o IPCC criou cenários de emissões de gases de efeito-estufa nos quais as simulações dos GCCMs são baseadas. Os cenários consistem de quatro perspectivas diferentes chamados A1, B1, A2 e B2, que foram construídos como dois conjuntos de tendências divergentes, um grupo variando entre a valorização econômica e a valorização ambiental e outro variando entre o aumento da globalização e o aumento da regionalização. A figura 2.1 mostra um esquema ilustrativo das atividades humanas e o possível cenário futuro levando em conta a importância relativa destas atividades. Por exemplo, o cenário A1 descreve um mundo futuro de rápido crescimento econômico, população mundial que atinge um máximo na metade do século e em seguida diminui e uma rápida introdução de novas e mais eficientes formas de tecnologia, ou seja, um mundo futuro com redução de diferenças regionais, porém, menor valorização ambiental (Fig. 2.1). Já o cenário B1 é o cenário mais otimista, tem a mesma população do cenário A1, porém, com economia direcionada à utilização de energias limpas e

mais eficientes; é um cenário com maior valorização ambiental (Fig. 2.1). Um mundo muito heterogêneo é apresentado pelo cenário A2, com população mundial em contínuo crescimento e crescimento econômico mais lento do que outros cenários; é o cenário mais pessimista. A ênfase do cenário B2 está em soluções regionais para os problemas econômicos, sociais e ambientais, com população mundial em contínuo crescimento, embora menor do que a população do cenário A2, e desenvolvimento econômico intermediário.

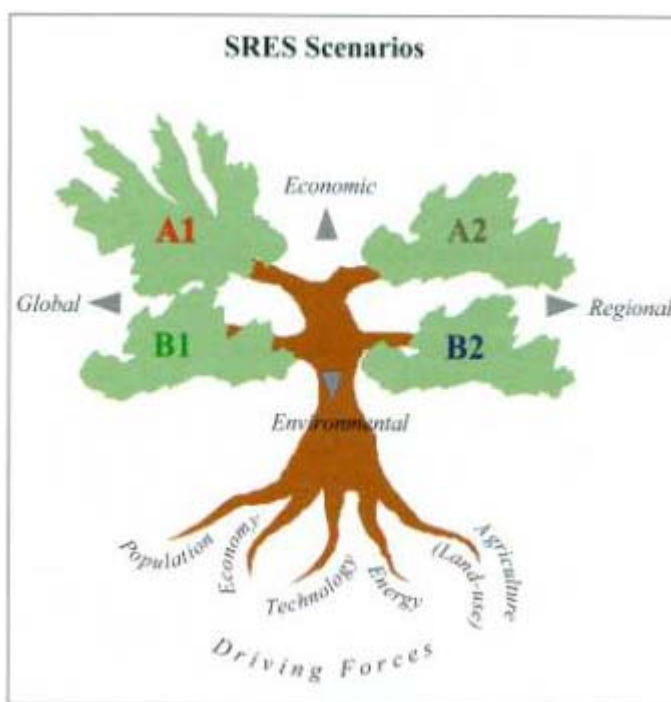


FIGURA 2.1: Ilustração esquemática das quatro perspectivas principais [Fonte: site do IPCC <http://sedac.ciesin.org/ddc/sres/>].

O tema principal do cenário A1 é a diminuição de diferenças sociais regionais. É dividido em três grupos que descrevem direções alternativas de mudanças tecnológicas no sistema energético e se distinguem por sua ênfase tecnológica, tal que: A1FI descreve a utilização intensiva de combustíveis fósseis, A1T utilização intensiva de fontes de energia não fóssil e A1B utilização balanceada entre as possíveis formas de energia sem privilegiar um tipo particular de fonte de energia. Desta forma, as emissões de gases do efeito estufa para o cenário A1B definido pelo IPCC apresentam um máximo na metade do século XXI. Conseqüentemente, a concentração de CO₂ na

atmosfera cresce durante todo o século XXI atingindo um máximo no final do século por volta de 700 ppmv. As concentrações de CH₄ e N₂O chegam a 2.0 e 0,37 ppmv, respectivamente (Kharin et al, 2007; Marengo 2006).

2.2.3 Os modelos

Simulações de dez modelos climáticos globais acoplados do IPCC foram analisadas para dois cenários distintos: o clima do século XX (20CM) (1981-2000) e o clima no final do século XXI (2080 – 2100) segundo o cenário A1B. Foram utilizados dados diários de precipitação e dados mensais de “*skin temperature*” obtidos do arquivo CMIP3 (*the World Climate Research Programme's Coupled Model Intercomparison Project phase 3 – CMIP3 multi-model dataset*). Todos os modelos estudados são modelos acoplados atmosfera/oceano, com integrações disponíveis para os dois cenários considerados, em dados diários de precipitação e com resolução espacial horizontal não inferior a 2,8° latitude/longitude. A tabela 2.1 apresenta os modelos estudados, país de origem, resolução espacial horizontal da componente atmosférica, número de integrações utilizadas para o cenário 20CM e para o cenário A1B e a principal referência de cada modelo.

TABELA 2. 1 – Descrição dos modelos contendo nome, país de origem, resolução espacial e número de integrações consideradas para o cenário do século XX (20CM) e A1B.

MODEL NAME	CENTER COUNTRY	RESOLUTION Lat x Lon	20CM RUNS	A1B RUNS	KEY REFERENCE
CGCM3.1(T63)	Canada	~ 2.8 x 2.8	1	1	www.cccma.ec.gc.ca/ models/cgcm3.shtml
CSIRO-Mk3.0	Australia	~ 1.9 x 1.9	1	1	Gordon et al. (2002)
CNRM-CM3	France	~ 2.8 x 2.8	1	1	Salas-Méla et al (2005)
MPI_ECHAM5	Germany	~ 1.9 x 1.9	1	1	Roeckner et al. (2003)
FGOALS-g1.0	China	~ 2.8 x 2.8	3	3	Yu et al. (2004)
GFDL-CM2.0	USA	2.0 x 2.5	1	1	Delworth et al. (2006)
GFDL-CM2.1	USA	2.0 x 2.5	1	1	Delworth et al. (2006)
MIROC3.2(hires)	Japan	~ 1.125 x 1.125	1	1	Hasumi and Emori (2006)
MIROC3.2(medres)	Japan	~ 2.8 x 2.8	2	2	Hasumi and Emori (2006)
MRI-CGCM2.3.2	Japan	~ 2.8 x 2.8	5	5	Yukimoto et al. (2006)

Há mais de uma integração dos modelos FGOALS-g1.0, MIROC3.2(medres) e MRI-CGCM2.3.2 disponíveis para ambos os cenários (tabela 2.1) e, portanto, as

análises estatísticas realizadas para estes três modelos foram realizadas considerando-se todas as simulações disponíveis. Detalhes sobre a análise estatística destas simulações serão fornecidos ao longo do texto.

Todos os GCCMs estudados são compostos de modelos componentes atmosféricos e oceânicos, além de módulos de simulação de gelo marinho e de simulação de processos físicos de superfície sobre os continentes, variando de modelo para modelo. Porém, nenhum dos modelos possui vegetação dinâmica. Apenas o CNRM-CM3 possui transporte de ozônio e uma componente simplificada de química da atmosfera como descrito em Cariolle e Déqué (1986) e Cariolle et al (1990). O GFDL-CM2.0 e GFDL-CM2.1 não incluem aerossóis, os demais modelos estudados aqui incluem alguma forma de aerossol, em geral sulfatos, e apenas o MIROC3.2-hires, o MIROC3.2-medres e o MPI_ECHAM5 incluem efeitos indiretos de aerossóis. O CGCM3.1(T63) e o MRI-CGCM2.3.2 possuem ajustes de fluxos globais para calor e água e o MRI-CGCM2.3.2 possui ajuste de momento entre 12°N e 12°S. A única diferença entre o MIRC3.2-hires e o MIROC3.2-medres é a resolução e o GFDL2.0 e o GFDL2.1 diferem no esquema numérico de advecção atmosférica (Dai 2006).

Em geral, as projeções realizadas por estes modelos para os cenários futuros de mudanças globais são baseadas em três etapas. A princípio é realizada uma integração controle, inicializada com concentrações de gases do efeito estufa constantes referentes ao período pré-industrial e condições oceânicas baseadas na climatologia descrita em Levitus (1982). Em seguida, é simulado o clima do século XX inicializado a partir da simulação controle forçada com valores médios anuais de observações das concentrações de gases estufa. Finalmente, as projeções para o clima futuro são iniciadas a partir do fim das simulações do clima do século XX forçadas com as concentrações de gases do efeito estufa de acordo com o cenário de emissões de interesse. O IPCC fornece concentrações médias anuais de CO₂, CH₄, N₂O, clorofluorcarbonetos (CFCs), ozônio troposférico e aerossol sulfato de 1900 a 2100. Alguns detalhes das integrações de cada modelo serão fornecidos a seguir. Maiores detalhes sobre as características dos GCCMs e seus respectivos experimentos de mudanças climáticas podem ser vistos em (http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/).

a) *CGCM3.1(T63)*

O modelo CGCM3.1(T63) foi desenvolvido pelo Centro Canadense para Modelagem Climática e Análises (em inglês, *Canadian Center for Climate Modeling and Analysis* – CCCma). O modelo é composto de três modelos componentes: o modelo atmosférico, o modelo oceânico e a componente gelo marinho. O modelo atmosférico tem resolução horizontal de aproximadamente 2,8° de latitude/longitude e 31 níveis verticais. A componente oceânica é baseada no modelo GFDL MOM1.1, com resolução horizontal de aproximadamente 0,94 de latitude e 1,4 de longitude e 29 níveis verticais.

Maiores informações sobre o modelo CGCM3.1(T63) podem ser vistas no site <http://www.cccma.ec.gc.ca/models/cgcm3.shtml>.

b) *CNRM-CM3*

O modelo CNRM-CM3 foi desenvolvido no Centro Nacional de Pesquisas Meteorológicas da França (CNRM, em francês, *Centre National de Recherches Météorologiques*). O modelo é constituído de três modelos componentes, o modelo atmosférico, o oceânico e o modelo de gelo marinho. A componente atmosférica tem resolução espacial de aproximadamente 2,8° latitude/ longitude com 45 níveis verticais, onde 23 níveis estão acima do nível de 200 hPa e 7 níveis abaixo do nível de 850 hPa; o nível mais alto fica em 0,05 hPa. O modelo atmosférico utiliza parametrização de convecção chamada: “*Esquema de fluxo convectivo com fechamento de Kuo*” (Bougeault, 1985). O modelo oceânico tem resolução horizontal variando de aproximadamente 0,5° latitude/longitude no equador até aproximadamente 2° latitude/longitude e o modelo de gelo marinho tem a mesma resolução espacial do modelo oceânico com 4 camadas de gelo e uma camada de neve. O esquema de superfície continental ISBA (*Interaction Soil Biosphere Atmosphere* – Noilhan e Planton 1989) tem a mesma resolução espacial da componente atmosférica com 4 camadas para trocas de calor e 2 camadas para balanço de água. (Salas-Mélia et al, 2005).

A integração controle (pré-industrial) foi iniciada de uma simulação acoplada de uma versão anterior do modelo acoplado CNRM que foi inicializada com um oceano em repouso e perfis de temperatura e salinidade derivadas da climatologia Levitus (1982), integrada por 30 anos. O modelo CNRM-CM3 foi então integrado por um período de 70

anos como um período de estabilização do modelo, com concentrações pré-industriais de gases do efeito estufa, coerentes com as do ano de 1860. Após estes 70 anos as saídas do modelo foram armazenadas de 1930 a 2429. A simulação do cenário 20C3M foi iniciada a partir do ano 2040 da integração controle com constante solar fixada em 1379 W.m^{-2} e sem incluir variabilidade solar ou vulcânica. Os resultados referem-se ao período de 1860 a 2000. A simulação do cenário A1B foi inicializada a partir do ano 2000 da simulação para o cenário 20C3M. Os resultados referem-se ao período de 2000 a 2300. As concentrações dos gases de efeito-estufa são especificadas como médias anuais obtidas de observações durante o período de 1860 a 2000 e obtidas dos cenários do IPCC SRES durante o período de 2001 a 2100. Os gases considerados são: o gás carbônico (CO_2) o metano (CH_4) o óxido nitroso (N_2O) e os clorofluorcarbonetos (CFCs).

c) *CSIRO-Mk3.0*

O CSIRO-Mk3.0 é o modelo climático global acoplado desenvolvido pela Organização de Pesquisa Industrial e Científica da Austrália (CSIRO - *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation*). O modelo atmosférico é um modelo espectral com resolução espacial horizontal de aproximadamente $1,9^\circ$ latitude/longitude, com 18 níveis verticais, onde o nível superior está em 4,5 hPa, 5 níveis estão acima do nível de 200 hPa e 4 níveis estão abaixo de 850 hPa. A parametrização de convecção utilizada pelo CSIRO-Mk3.0 foi desenvolvida pelo *U.K Meteorological Office*, descrita por Gregory and Rowntree (1990). O modelo oceânico tem resolução espacial de aproximadamente $0,9 \times 1,9^\circ$ latitude/longitude e 31 níveis verticais. Os módulos de simulação de processos físicos sobre os continentes e simulação de gelo marinho têm a mesma resolução horizontal do modelo atmosférico com seis e dois (gelo e neve) níveis verticais, respectivamente (Gordon et al, 2002).

d) *ECHAM5-MPI/OM*

O modelo ECHAM5-MPI/OM foi desenvolvido pelo Instituto Max Planck da Alemanha (MPI – *Max Planck Institute*). O modelo tem componentes atmosfera, oceano, continente e gelo. A componente atmosférica tem resolução espacial horizontal

de aproximadamente 1,9° latitude/longitude e 31 níveis verticais, onde 9 níveis estão acima do nível de 200 hPa e 5 níveis estão abaixo do nível de 850 hPa; o nível superior é o nível de 10 hPa. O modelo atmosférico utiliza parametrização de convecção chamada: “*Esquema de fluxo de massa para convecção rasa, média e profunda*” (Tiedtke, 1989) com modificações para convecção profunda de acordo com Nordeng (1994). A componente oceânica tem resolução espacial horizontal de 1,5° latitude/longitude e 40 níveis verticais e a componente gelo marinho tem a mesma resolução da oceânica com apenas uma camada de gelo e outra camada para neve. A componente continente tem a mesma resolução espacial da componente atmosfera, 5 níveis verticais para o transporte de calor e uma camada para o balanço de água.

O experimento controle foi inicializado no ano 300 de uma simulação realizada com uma versão similar do modelo utilizando concentrações atuais de gases do efeito-estufa. O modelo foi integrado então por mais 144 anos com condições pré-industriais onde as concentrações de gases do efeito estufa (CO₂, CH₄, N₂O) são consideradas constantes, homoganeamente distribuídas pela atmosfera e referentes às concentrações do ano de 1860.

e) FGOALS

O FGOALS – g1.0 foi desenvolvido pelo Instituto de Física Atmosférica da China (LASG). A componente atmosférica tem resolução espacial de 2,8° latitude/longitude e 26 níveis verticais com o topo em 2,194 hPa, 13 camadas acima do nível de 200 hPa e 4 camadas abaixo do nível de 850 hPa. O modelo atmosférico utiliza uma parametrização desenvolvida por Zhang e McFarlane (1995) para convecção profunda, e o esquema de Hack (1994) para convecção média e rasa. O modelo oceânico tem resolução de 1° latitude/longitude. A componente gelo marinho tem a mesma resolução do modelo oceânico com 16 níveis verticais.

O experimento controle foi construído em três etapas. Primeiramente cada componente do modelo foi integrada separadamente forçada pela climatologia (ex. 10 anos para as componentes atmosfera e continente e 500 anos para a componente oceano). Em seguida, foi feito um experimento de estabilização integrando-se o modelo acoplado por 100 anos a partir do último ano do experimento não acoplado. Finalmente,

a simulação controle em si foi obtida integrando-se o modelo acoplado a partir do último ano do experimento de estabilização. As simulações para o cenário 20CM foram inicializadas a partir de 1 de janeiro dos anos 1850, 1855 e 1860 do experimento controle forçado com as concentrações de CO₂, N₂O, CH₄, CFCs, ozônio e aerossol sulfato. As simulações para o cenário A1B são inicializadas a partir de 1 de janeiro de 2000 das respectivas simulações do cenário 20CM forçado com as concentrações de CO₂, N₂O, CH₄, CFCs, ozônio e aerossol sulfato.

f) GFDL-CM2

O modelo GFDL-CM2 foi desenvolvido pelo Laboratório de Dinâmica de Fluidos Geofísicos dos EUA (GFDL - Geophysical Fluid Dynamics Laboratory). Foram utilizadas duas versões deste modelo neste trabalho, o GFDL-CM2.0 e o GFDL-CM2.1. A componente atmosférica tem resolução espacial de 2,5° latitude, 2,0° longitude e 24 níveis verticais, onde 5 níveis estão acima de 200 hPa, 8 estão abaixo de 850 hPa e o nível superior do modelo coincide com o nível de 3 hPa. O modelo oceânico tem resolução espacial de aproximadamente 0,33 x 0,33 ° latitude/longitude no equador e 1° latitude/longitude nas demais regiões e 50 níveis verticais. A componente gelo marinho tem a mesma resolução horizontal que o modelo oceânico com 1 camada para neve e 2 camadas para gelo. A componente continente tem a mesma resolução espacial do modelo atmosférico e 18 níveis verticais. (Marengo, 2006).

g) MIROC3.2

Foram utilizadas duas versões do modelo climático global acoplado MIROC3.2 (*Model for Interdisciplinary Research On Climate*). Uma versão com alta resolução (MIROC3.2-hires) e uma versão com menor resolução (MIROC3.2-medres). Consiste de cinco modelos componentes: atmosfera, continente, rios, gelo do mar e oceano. A componente atmosférica interage com as componentes continente e gelo. As trocas entre o oceano e a atmosfera ocorrem exclusivamente entre a atmosfera e o gelo, e não entre a atmosfera e o oceano diretamente, sendo que a componente oceânica interage unicamente com o gelo. Ou seja, o fluxo ar-mar em áreas sem cobertura de gelo passa para a componente oceânica sem modificação, mas passa primeiro pela

componente de gelo marinho. Isto não implica que a componente oceano não force a atmosfera. A componente rio recebe o escoamento da água dos continentes e fornece água para a componente gelo do mar (Hasumi e Emori, 2004). A componente atmosférica tem resolução horizontal espectral T106 no modelo de alta resolução e T42 no modelo de baixa resolução, que é aproximadamente equivalente à resolução de $1,125^\circ$ e $2,8^\circ$ de latitude/longitude respectivamente, com 56 (20) níveis verticais no modelo de alta (baixa) resolução, sendo que 29 (8) níveis estão acima do nível de 200 hPa e 10 (5) camadas estão abaixo do nível de 850 hPa. A parametrização de convecção utilizada pelo modelo atmosférico é a de *Arakawa-Schubert* baseada em Pan e Randall (1998) com um esquema empírico que fornece uma condição de supressão descrita em Emori (2001). O modelo oceânico tem resolução espacial de $0.1875 \times 0.28125^\circ$ latitude/longitude e 47 níveis verticais no modelo de alta resolução. Já para o modelo de baixa resolução a componente oceânica tem 43 níveis verticais e resolução espacial variando de $0,5^\circ$ de latitude no equador a $1,4^\circ$ de latitude em altas latitudes e $1,4^\circ$ de longitude. A componente gelo marinho tem a mesma resolução da componente oceano com apenas uma camada e a componente continente tem a mesma resolução da componente atmosfera com 5 camadas de transporte de calor e água (Hasumi e Emori, 2006).

O experimento controle do modelo MIROC3.2-hires (medres) foi obtido de uma simulação de 109 (300) anos do modelo acoplado inicializado a partir de uma versão anterior do modelo com valores fixos de forçantes solares e vulcânicas, concentrações de gases estufa, emissões de aerossol e cobertura do solo. Durante a simulação do cenário 20CM, estas condições foram modificadas de acordo com os registros históricos. Esta integração foi inicializada a partir do último ano do experimento controle e representa o período de 1900 a 2000. A projeção para o cenário A1B foi iniciada a partir do final da integração do cenário 20CM e as emissões de gases estufa e aerossol foram modificadas de acordo com o cenário de emissões do IPCC.

h) MRI-CGCM2.3.2

Desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Meteorológicas do Japão (MRI - *Meteorological Research Institute*) o modelo MRI-CGCM2.3.2 consiste de uma

componente atmosférica e outra oceânica, cada uma com seus respectivos sub-modelos de processos continentais e gelo marinho. A componente atmosférica tem resolução espacial horizontal de aproximadamente 2.8° latitude/longitude e 30 níveis verticais. A parametrização de convecção utilizada pelo modelo atmosférico é a de “*Arakawa-Schubert*”, descrita em Randall e Pan (1993). O modelo oceânico tem resolução espacial horizontal de 2,5° longitude por 2,0° latitude em latitudes maiores que 12° (0,5° latitude entre 4°S e 4°N) e 23 níveis verticais. A componente gelo marinho tem apenas uma camada e tem resolução horizontal de 2,5° longitude por 2,0° latitude. A componente continental é baseada no modelo SiB (em inglês, *Simple Biosphere Model* – Sellers et al. 1986; Sato et al. 1989) com 3 níveis verticais (Yukimoto et al, 2006).

A condição inicial do experimento controle foi obtida do final de uma simulação do modelo acoplado (428 anos) inicializada com a climatologia Levitus (1982). As concentrações de gases do efeito estufa no experimento controle foram fixadas com os valores atuais ($\text{CO}_2 = 348 \text{ ppmv}$, $\text{CH}_4 = 1650 \text{ ppbv}$, $\text{N}_2\text{O} = 306 \text{ ppbv}$, constante solar = 1367.0 W.m^{-2}). O experimento do cenário 20CM consiste de cinco simulações iniciados em diferentes estados da simulação controle (anos 1, 51, 101, 151 e 200). As forçantes incluem gases do efeito estufa (CO_2 , CH_4 , N_2O e CFCs), aerossol sulfato, vulcões e forçantes solares. O experimento do cenário A1B é constituído de cinco simulações respectivamente às simulações do cenário 20CM. As simulações foram iniciadas no ano de 1990 de suas respectivas simulações para o cenário 20CM, embora o cenário 20CM se estenda até o ano 2000. As forçantes utilizadas incluem gases do efeito estufa (CO_2 , CH_4 , N_2O e CFCs) e efeitos diretos de aerossol sulfato, baseado no cenário de emissões do IPCC.

3. CLIMATOLOGIA

3.1 Ciclo anual da circulação em baixos níveis e precipitação sobre a AS

Antes de avaliar o desempenho dos GCCMs em reproduzir as características do regime de precipitação da AS, será apresentada uma breve descrição da climatologia da precipitação e do escoamento em baixos níveis sobre a região. A figura 3.1 mostra a diferença entre a média climatológica mensal e a média climatológica anual do vento ao

nível de 850 hPa, assim como a precipitação média mensal, sobre a região da AS considerando o período de 1979 a 2006.

Durante o mês de agosto o escoamento em baixos níveis é predominantemente de leste sobre a maior parte da AS tropical, com exceção da região da Bolívia e Paraguai, que apresenta predominância de vento de norte (não mostrado). Durante este período é evidente um escoamento anômalo de sudeste sobre a Amazônia, que cruza o equador e torna-se de oeste sobre o Atlântico Norte tropical (Fig. 3.1a). A maior parte do Brasil apresenta valores de precipitação inferiores a 50 mm no mês de agosto. As regiões com maiores totais de precipitação encontram-se em torno do equador e noroeste da AS, com valores entre 200 e 250 mm, coincidentes com as regiões de convergência das anomalias de vento em 850 hPa (Fig. 3.1a). Um máximo secundário de precipitação é observado sobre o sul do Brasil e oceano adjacente (entre 100 a 150 mm), provavelmente associado à passagem de sistemas frontais (Fig. 3.1a). Em setembro, há um enfraquecimento do escoamento de leste em baixos níveis sobre a região tropical (não mostrado) causando o enfraquecimento das anomalias de vento (Fig. 3.1b). Durante este período a precipitação diminui sobre o extremo norte do Brasil e embora o máximo da precipitação permaneça sobre o noroeste da AS, há um ligeiro aumento na precipitação sobre o oeste da região Amazônica (Fig. 3.1b). Uma reversão nas anomalias de vento em 850hPa é observada durante o mês de outubro sobre o oeste da Amazônia e o Centro-Oeste do Brasil, apresentando uma predominância de anomalias de noroeste na região. Esta reversão nas anomalias é acompanhada de um significativo aumento da precipitação, que se estende do noroeste da AS, passando pelo oeste da Amazônia e em direção ao Centro-Oeste do Brasil (Fig. 3.1c). A precipitação aumenta também sobre o sudeste da AS (nordeste da Argentina, Uruguai, leste do Paraguai e região sul do Brasil) (Fig. 3.1c).

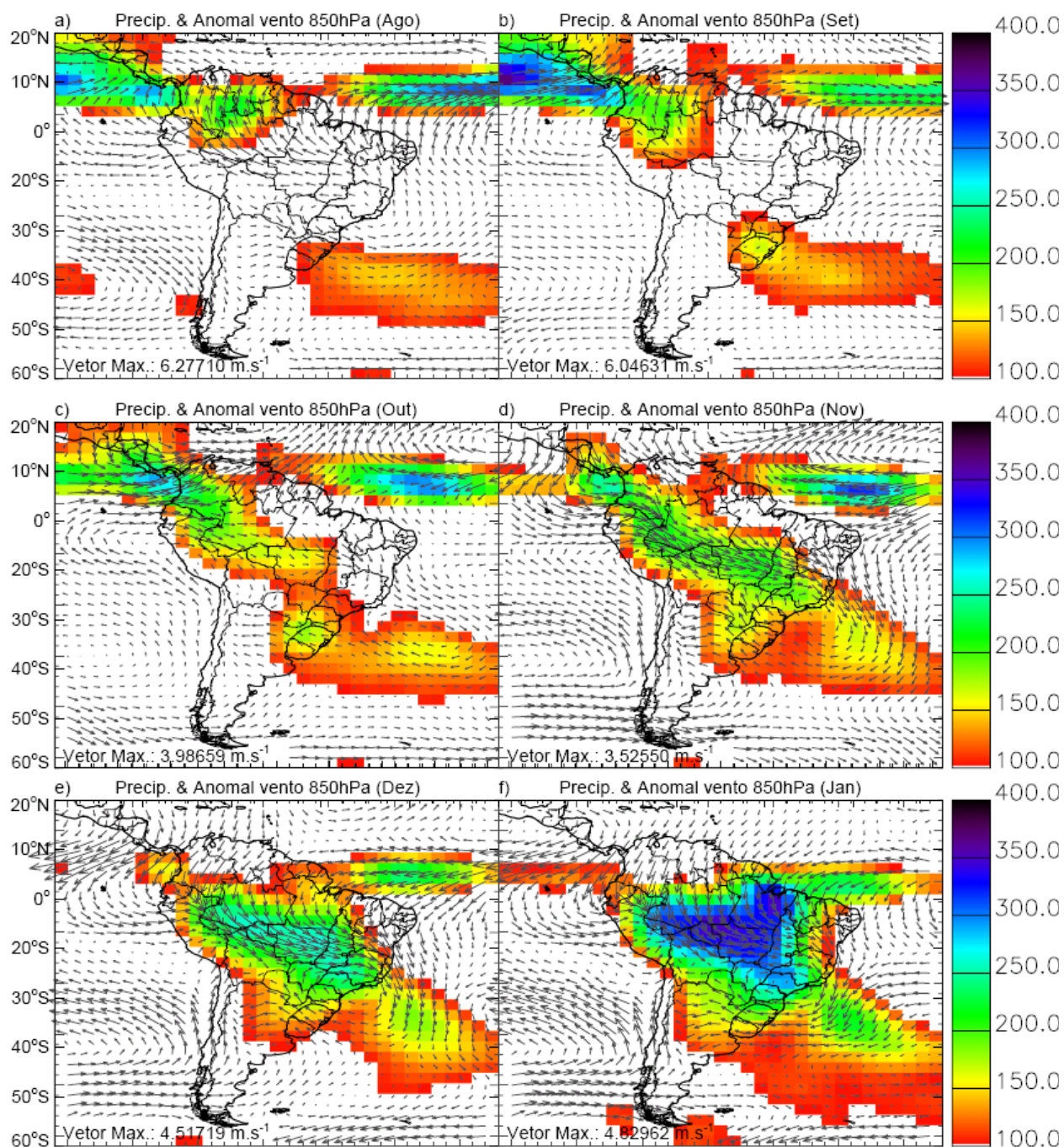


FIGURA 3. 1 – Precipitação média mensal climatológica (1979 - 2006) e diferença entre a média climatológica mensal e a média climatológica anual de vento em 850hPa (1979 - 2006), em ordem cronológica mensal de agosto (a) a julho (f). A intensidade máxima do vetor vento em cada mês está indicada na figura

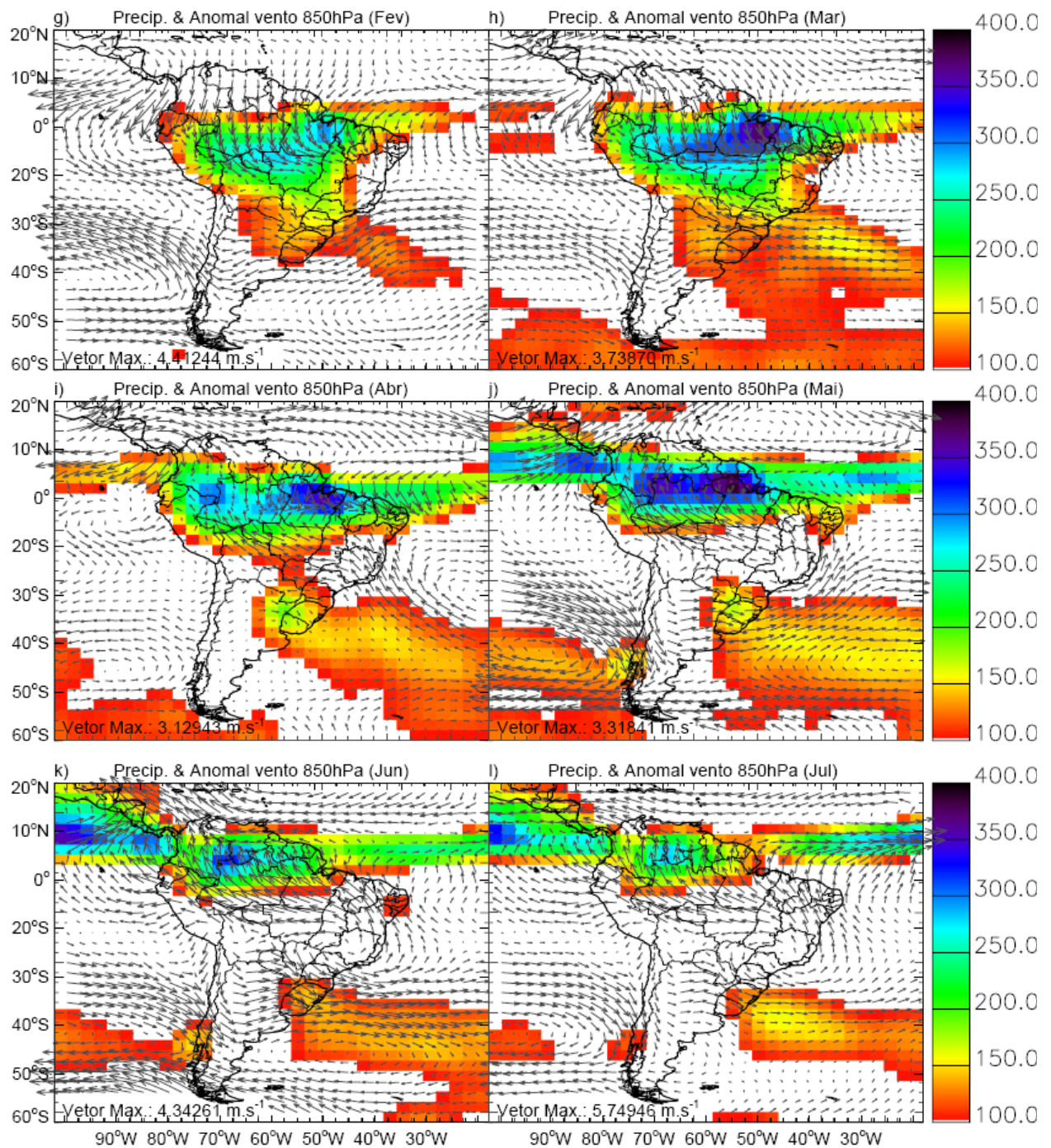


FIGURA 3.1 – (Continuação).

Kousky (1988) foi um dos primeiros trabalhos a mostrar a evolução espacial da atividade convectiva sobre a AS tropical utilizando nove anos de dados de radiação de onda longa emergente (ROLE). Desde então, diversos outros trabalhos têm mostrado que durante o mês de agosto a principal atividade convectiva encontra-se no noroeste

da AS, estendendo-se para sudeste nos meses seguintes e intensificando-se progressivamente (p.ex. Marengo et al, 2001; Zhou e Lau, 1998; Gan et al, 2004; Vera et al, 2006a).

De outubro a janeiro a ZCIT sobre o Atlântico migra para sul e, como conseqüência, há um aumento da precipitação no norte da Amazônia e diminuição no noroeste da AS (Figs. 3.1c-f). A precipitação intensifica-se sobre a região central do continente durante o mês de novembro, formando uma ampla faixa de precipitação com valores acima de 200 mm, que se estende do noroeste da AS, passa pelo oeste da Amazônia e Centro-oeste do Brasil em direção ao sudeste do Brasil e oceano adjacente, e caracteriza a ZCAS (Kodama, 1992). O escoamento de noroeste ao longo do lado leste dos Andes intensifica-se durante este período (não mostrado), gerando um intenso escoamento anômalo partindo do noroeste da AS em direção ao sudeste do Brasil, apresentando seu núcleo na região de máxima precipitação (Fig. 3.1d). De dezembro a janeiro (Fig. 3.1e-f) as anomalias de vento em baixos níveis mostram um escoamento com ventos cruzando o equador na região do Atlântico Equatorial em sentido ao norte da AS atingindo a base dos Andes, que forçado pela a íngreme topografia, ganha orientação de noroeste, passando pelo Centro-Oeste do Brasil em direção ao Atlântico Sul subtropical, onde gira no sentido horário ao redor da baixa do Chaco (Zhou e Lau 1998). Este escoamento transporta umidade do Atlântico Tropical para a Amazônia e em seguida para a região subtropical da AS, favorecido pelo JBN (Vera et al, 2006a). A precipitação em janeiro atinge seu máximo sobre a região central da AS e sobre a região da foz do Amazonas, com valores de aproximadamente 350 mm. Em fevereiro o escoamento de leste em baixos níveis se intensifica e observa-se um enfraquecimento das anomalias de vento sobre o sudeste do Brasil (Fig. 3.1g) e diminuição da precipitação na maior parte do país (Kousky, 1988). A fase madura do RMAS ocorre entre o final de novembro e o final de fevereiro, quando a principal atividade convectiva acontece na região central do Brasil e está associada com a ZCAS (Vera et al, 2006a).

Entre março a maio ocorre o decaimento do RMAS e durante todo este período a atividade convectiva associada à ZCIT é relativamente fraca (Vera et al, 2006a). A precipitação aumenta sobre a costa leste do Brasil e sobre a região amazônica no mês

de março, principalmente sobre a região da foz do rio Amazonas, com valores superiores a 350 mm. Durante este período, as anomalias de vento mostram um escoamento cruzando o equador sobre a AS com componente de noroeste, tornando-se de norte sobre o norte da Amazônia e convergindo com um intenso escoamento de oeste sobre o sul da Amazônia (Fig. 3.1h). Em abril o escoamento de leste em baixos níveis volta a se intensificar sobre a maior parte da AS e o escoamento de noroeste ao longo do lado leste dos Andes enfraquece. Conseqüentemente observa-se o enfraquecimento das anomalias de vento sobre o norte da AS, tornando-se de sudeste sobre o Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, aliado a uma diminuição da precipitação sobre a região Sudeste (Fig. 3.1i). A precipitação diminui sobre o Centro-Oeste do Brasil no mês de maio, quando se estabelece um escoamento anômalo de sudeste sobre a região central do Brasil e Amazônia em sentido ao noroeste da AS (Fig. 3.1j). De março a junho (Fig. 3.1h-k) a ZCIT migra para norte, causando uma gradual diminuição da precipitação sobre a Amazônia e aumento da precipitação sobre a AS ao norte do equador. Durante o período de março a junho (Fig. 3.1h-k) fica evidente a migração da atividade convectiva profunda para noroeste (p.ex. Marengo et al, 2001; Zhou e Lau, 1998; Gan et al, 2004; Vera et al, 2006a).

Durante o mês de julho anomalias de vento em baixos níveis formam um escoamento anticiclônico sobre a região sudeste do Brasil. O escoamento anômalo intensifica-se à medida que se afasta da região do anticiclone com anomalias de oeste sobre o Atlântico Sul subtropical, anomalias de sudeste sobre a Amazônia e um escoamento anômalo de sul-sudeste cruzando o Equador e tornando-se de oeste sobre o Atlântico Norte tropical (Fig. 3.1l). Observa-se um escoamento oposto nas anomalias mensais de vento em baixos níveis entre julho (Figs. 3.1l) e janeiro (Figs. 3.1f), como verificado por Zhou e Lao (1998). Esta reversão sazonal nas anomalias de vento em baixos níveis entre o verão e inverno austral é uma das principais evidências utilizadas por estes autores para caracterizar o regime de precipitação da AS como um regime de monções.

3.2 Precipitação sazonal simulada e observada para o clima presente

Iniciamos nossa discussão sobre o desempenho dos modelos do IPCC em simular as características do RMAS para o clima do século XX (cenário 20CM) mostrando a média diária e o desvio padrão da precipitação de verão (mm.dia^{-1}) observada e simulada (Figs. 3.2 e 3.3).

Os dados do GPCP (Fig. 3.2a) indicam a presença de uma região com precipitação diária acima de 3 mm.dia^{-1} , orientada na direção noroeste-sudeste, estendendo-se da Amazônia ao Atlântico Sul Subtropical, que tem sido caracterizada como a ZCAS (p.ex. Kodama, 1992; Carvalho et al. 2002a). Sobre o continente, o máximo da precipitação de aproximadamente 9 mm.dia^{-1} é observado sobre a Amazônia central, consistente com Carvalho et al (2004). Outra região com máximo de precipitação média diária observada está associada à ZCIT. Além disso, tanto a ZCAS como a ZCIT (Fig. 3.2a) estão relacionadas com grande variância da precipitação como um resultado da influência de vários fenômenos ocorrendo em diferentes escalas temporais (p.ex., Grimm 2000, Carvalho et al. 2002b, Silva et al. 2006).

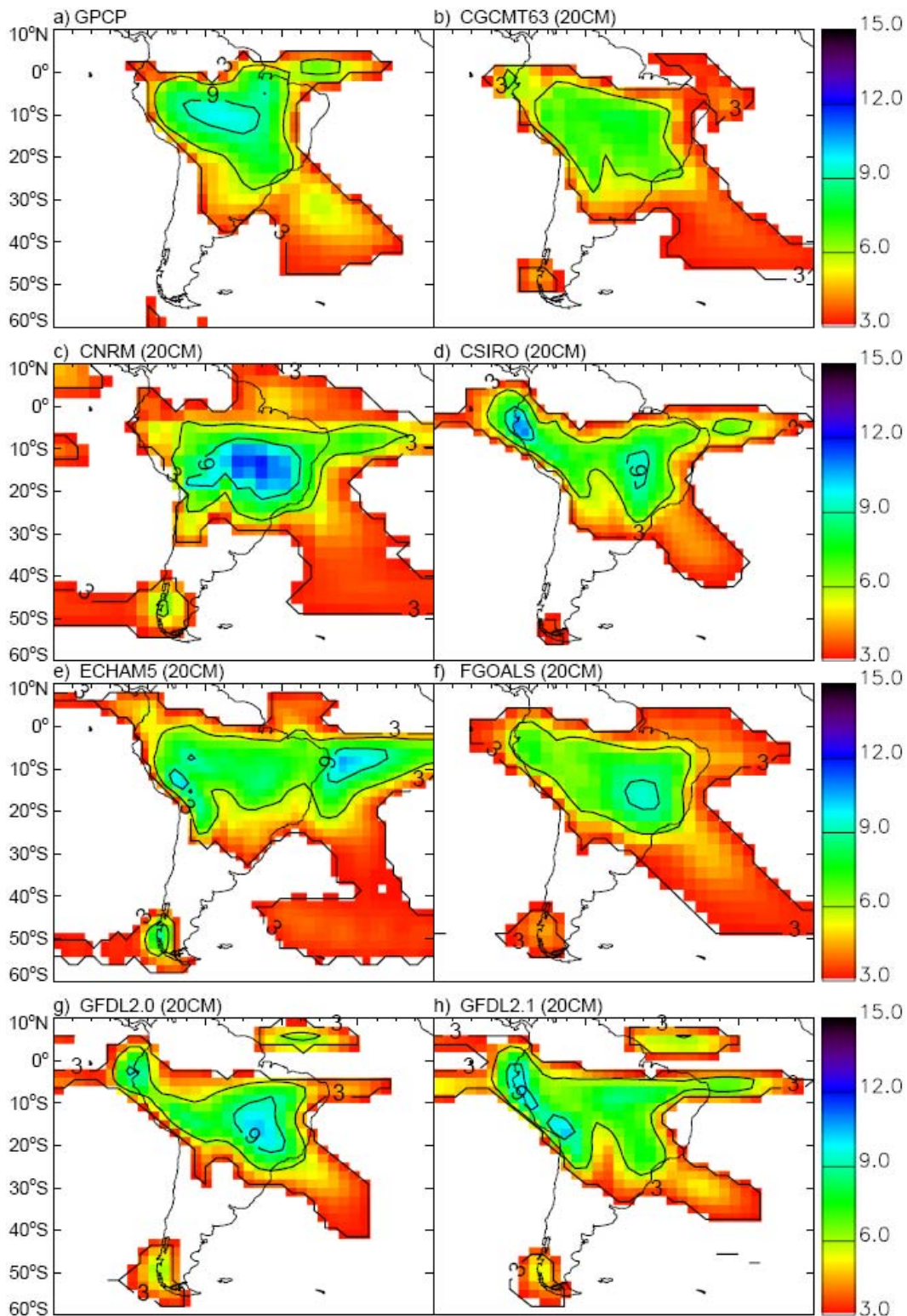


FIGURA 3. 2 – Precipitação média diária para o trimestre (DJF) em $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM-CM3; (d) CSIRO-Mk3.0; (e) MPI_ECHAM5; (f) FGOALS-g1.0; (g) GFDL-CM2.0; (h) GFDL-CM2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres; (l) MRI-CGCM2.3.2. A figura mostra apenas a precipitação superior a $3 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ e as isolinhas estão separadas por um intervalo de $3 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$. As simulações dos modelos referem-se ao cenário 20CM.

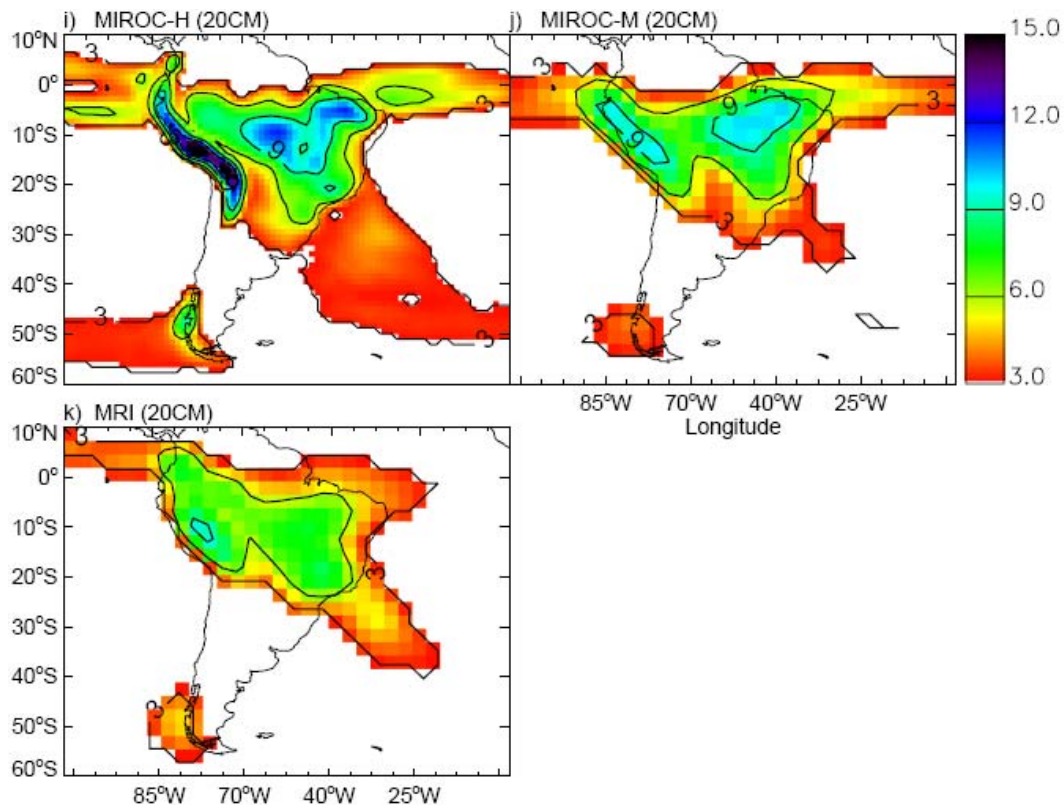


FIGURA 3.2 – (Continuação).

Os modelos do IPCC (Figs. 3.2b-k), de forma geral, conseguem representar os principais padrões da média diária da precipitação de verão sobre a AS, tais como o máximo da precipitação sobre o continente e as zonas de convergência. Porém, a maioria dos modelos simula o máximo da precipitação um pouco deslocado para sudeste da sua posição real, coerente com as análises de Lambert e Boer (2001) e Vera et al, (2006b). Este deslocamento é particularmente evidente no modelo ECHAM5 (Fig. 3.2e), que simula a região de máxima precipitação sobre o Atlântico Tropical como uma extensão da ZCIT. Além disso, o ECHAM5 (Fig. 3.2e) não representa a banda de precipitação orientada na direção noroeste-sudeste simulada por todos os outros modelos estudados. Estas características são particulares do ECHAM5 ao contrário de versões anteriores do modelo (ex. ECHAM4.5) que apresentam uma representação muito mais realística do RMAS (Liebmann et al, 2007). Outro problema na representação da precipitação sazonal pelos modelos do IPCC é um padrão irreal de dupla ITCZ sobre o Pacífico equatorial observado nos modelos GFDL-CM2.0 (Fig. 3.2g), GFDL-CM2.1 (Fig. 3.2h) e o MIROC3.2-hires (Fig. 3.2i) (Dai, 2006), enquanto o

MIROC3.2-medres (Fig. 3.2j) e o MRI (Fig. 3.2k) (ambos com resolução horizontal de 2.8°) representam a ZCIT como uma banda muito larga de precipitação.

A figura 3.3 apresenta a variabilidade da precipitação de verão sobre a AS, representada pelo desvio padrão da precipitação, para os dados observados e para as simulações dos GCCMs para o cenário 20CM. O desvio padrão da precipitação de verão mostra máximos de aproximadamente 6 mm.dia⁻¹ sobre o centro-sudeste do Brasil, associado à variabilidade da precipitação na região continental sob a influência da ZCAS (Carvalho et al, 2002a), e sobre a região da foz do rio Amazonas (Fig. 3.3a). Máximos secundários (aproximadamente 5 mm) são observados sobre o Oceano Atlântico nas regiões das zonas de convergência (Fig. 3.3a). O máximo sobre o Atlântico Sul Subtropical consiste em uma característica importante da variabilidade da ZCAS sobre o oceano, como observado por (Carvalho et al, 2002a). Os modelos que conseguem simular realisticamente a precipitação média diária sobre as regiões das zonas de convergência representam bem a variabilidade observada da precipitação (Fig. 3.3b-k). A maioria dos modelos representa o máximo da variabilidade da precipitação sobre o Centro-Sudeste do Brasil, porém, nenhum dos modelos simula o máximo de variabilidade sobre a região da foz do Amazonas, o que é esperado uma vez que os GCCMs subestimam a precipitação na região (Fig. 3.2b-k). Os modelos CNRM-CM3 (Fig. 3.3c), GFDL-CM2.0 (Fig. 3.3g) e MIROC3.3-hires (Fig. 3.3i) superestimam a variabilidade da precipitação de verão sobre o Centro-Sudeste do Brasil em aproximadamente 1 mm.dia⁻¹, enquanto o FGOALS-g1.0 (Fig. 3.3f) mostra baixa variabilidade na precipitação de verão em todo o domínio estudado. A melhor representação da variabilidade da precipitação sobre o continente é feita pelo GFDL-CM2.1 (Fig. 3.3h) e pelo MIROC3.2-medres (Fig. 3.3j). O modelo ECHAM5 (Fig. 3.3e) apresenta um máximo irreal de variabilidade da precipitação de verão sobre todo o Atlântico Tropical Sul (entre 0° e 20°S). A variabilidade da precipitação sobre as regiões das zonas de convergência é representada pela maioria dos modelos, onde os modelos CSIRO-Mk3.0 (Fig. 3.3d), GFDL-CM2.1 (Fig. 3.3h) e MIROC3.2-hires (Fig. 3.3i) são os que melhor representam a variabilidade da ZCAS e da ZCIT.

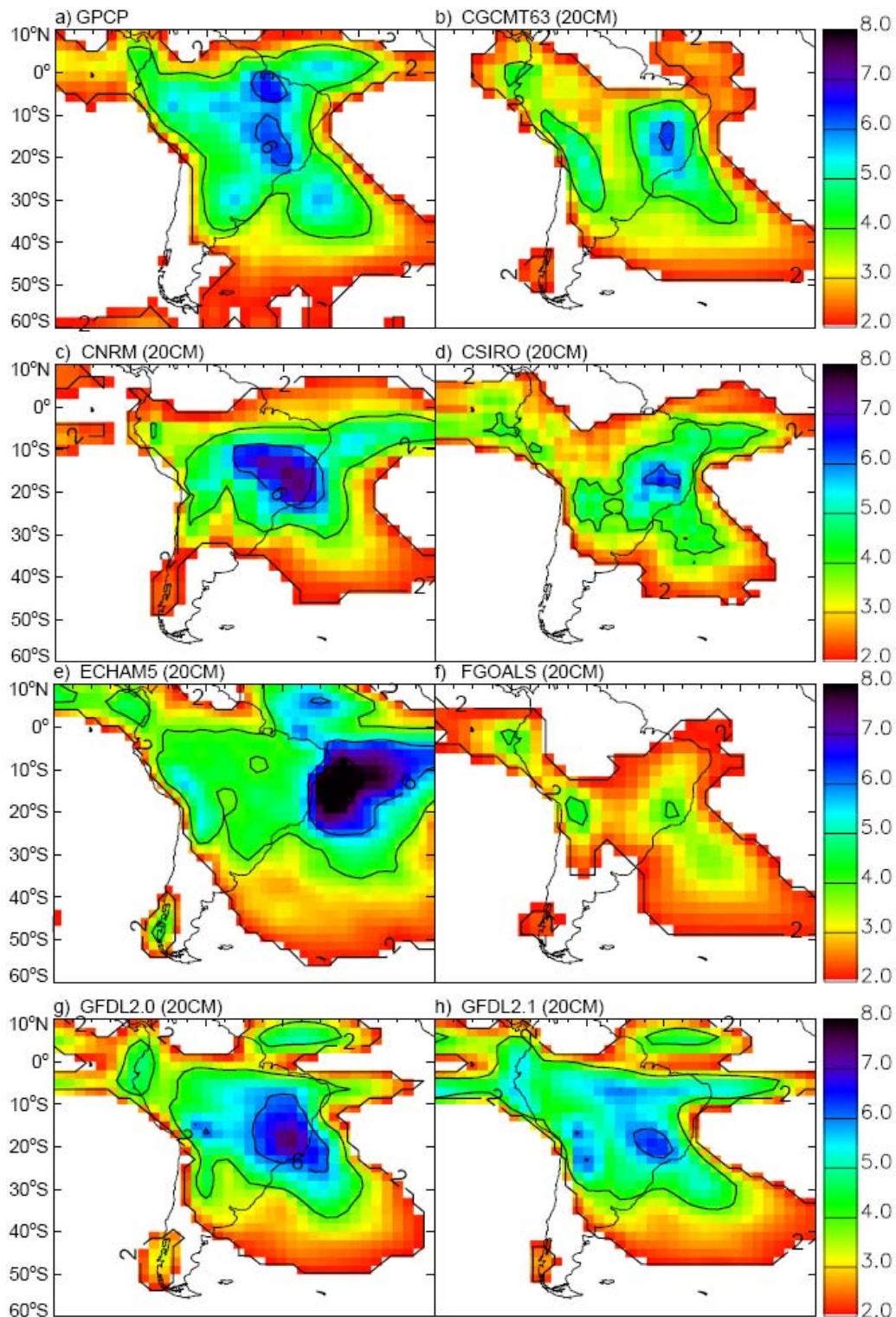


FIGURA 3. 3 – Desvio padrão da precipitação para o trimestre (DJF) em mm.dia^{-1} para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM-CM3; (d) CSIRO-Mk3.0; (e) MPI_ECHAM5; (f) FGOALS-g1.0; (g) GFDL-CM2.0; (h) GFDL-CM2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres; (l) MRI-CGCM2.3.2. A figura mostra apenas valores acima de 2 mm.dia^{-1} e as isolinhas estão separadas por um intervalo de 2 mm.dia^{-1} . As simulações dos modelos referem-se ao cenário 20CM.

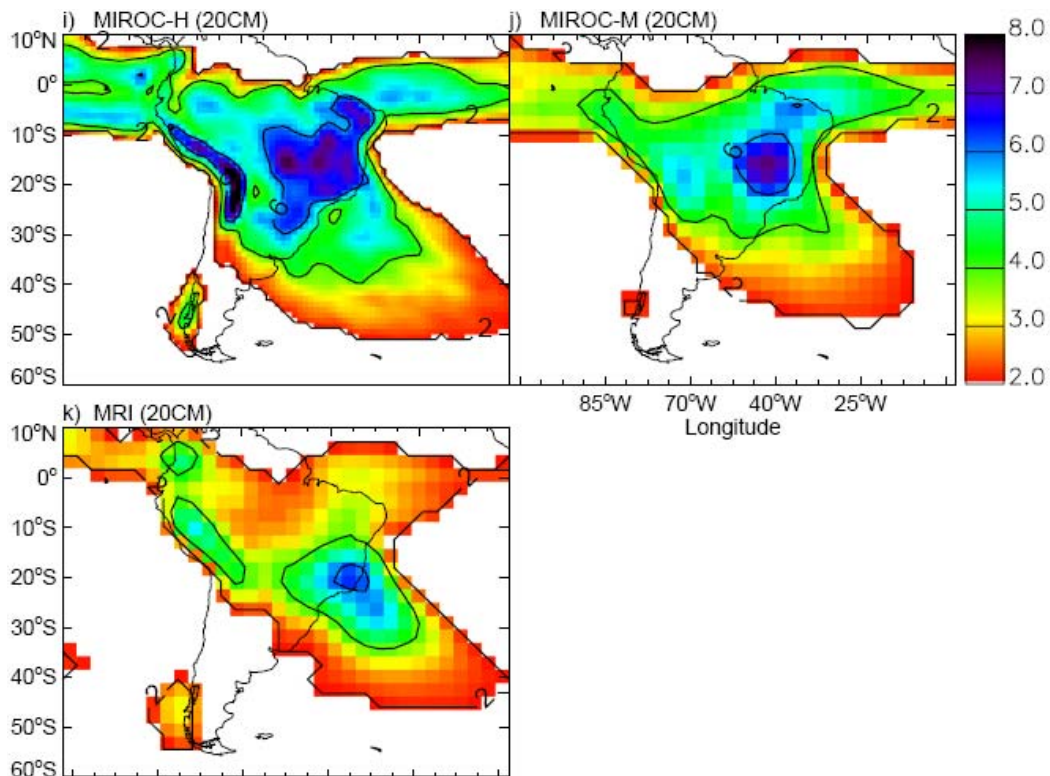


FIGURA 3.3 – (Continuação).

3.3 Ciclo anual da precipitação no clima presente

A simulação realística das características do RMAS depende do desempenho dos GCCMs em reproduzir corretamente o ciclo anual da precipitação. Com o intuito de verificar a habilidade dos modelos em simular o ciclo anual médio da precipitação associada às monções de verão da AS para o cenário 20CM em relação aos dados do GPCP, as seguintes regiões foram selecionadas (Fig. 3.4a): Noroeste da SA (2.5° N; 72.5° W), Foz do Amazonas (0.0°S; 50.0°W), Amazônia Central (5.0°S; 60.0°W), oeste da Amazônia (70.0°W; 5.0°S), Sul da Amazônia (10.0°S; 55.0°W), Brasil Central (17.5°S; 50.0°W) e a região oceânica sob influência da SACZ (30.0°S; 37.5°W) que corresponde aproximadamente à região onde se observa alta variabilidade diária de radiação de onda longa emergente associada à ZCAS (p.ex. Carvalho et al. 2004). As regiões selecionadas (Fig. 3.4a) foram escolhidas com base nas características da precipitação de verão da AS, onde a região Noroeste da AS é uma região com pouca precipitação durante o verão austral. Já a região da Amazônia Central é uma região de transição entre um verão mais seco e o verão úmido das regiões de máxima

precipitação sobre o Oeste da Amazônia, Sul da Amazônia e Delta do Rio Amazonas (Fig. 3.2a). Além disso, incluíram-se as regiões do Brasil Central e a região oceânica da ZCAS com precipitação média de verão relativamente menor em relação à região amazônica, porém, com uma grande variabilidade da precipitação (Fig. 3.3a). O ciclo anual médio foi obtido como a média temporal e espacial da precipitação em cada região selecionada, preservando-se as diferentes resoluções espaciais entre os modelos. O ciclo anual foi então suavizado aplicando-se um filtro 1-2-1 para remover ruídos decorrentes de imperfeições na amostragem da variabilidade anual (Hartmann e Michelsen, 1989).

O ciclo anual médio da precipitação do GPCP para a região noroeste da AS (Fig. 3.4b) apresenta seu máximo em junho (pêntada 31 aproximadamente) e mínimo em janeiro (pêntada 1 aproximadamente). A figura 3.4b mostra uma grande dispersão entre as simulações do ciclo anual médio da precipitação realizadas pelos GCCMs, para o cenário 20CM, nesta região. Os modelos GFDL-CM2.0 e GFDL-CM2.1, por exemplo, simulam o ciclo anual aproximadamente seis meses fora de fase em relação às observações, com o mínimo de precipitação em junho e o máximo em janeiro. Observa-se, também, que vários modelos apresentam máximos na primavera e no outono, o que é mais notável para o modelo MRI-CGCM2.3. A grande dispersão entre estas simulações está provavelmente associada a erros na representação da ZCIT e de sua variabilidade pela maioria dos modelos estudados neste trabalho (vide Figs. 3.2 e 3.3).

Sobre a região que compreende a foz do rio Amazonas (Fig. 3.4c), oeste (Fig. 3.4d) e centro da Amazônia (Fig. 3.4e) também é observada uma grande dispersão entre as simulações do ciclo anual da precipitação pelos modelos do IPCC. Sobre a região sul da Amazônia (Fig. 3.4f) a dispersão entre as simulações diminui e a fase do ciclo anual aproxima-se da observada, talvez devido à fraca influência da ZCIT. Entretanto, todos os modelos claramente subestimam a precipitação observada durante o pico da estação chuvosa (janeiro a fevereiro) e durante a estação seca (junho a agosto), mas grande parte dos modelos superestima a precipitação durante o começo da estação chuvosa (outubro a dezembro) em todas as regiões selecionadas sobre a região amazônica, coerente com Vera et al (2006b).

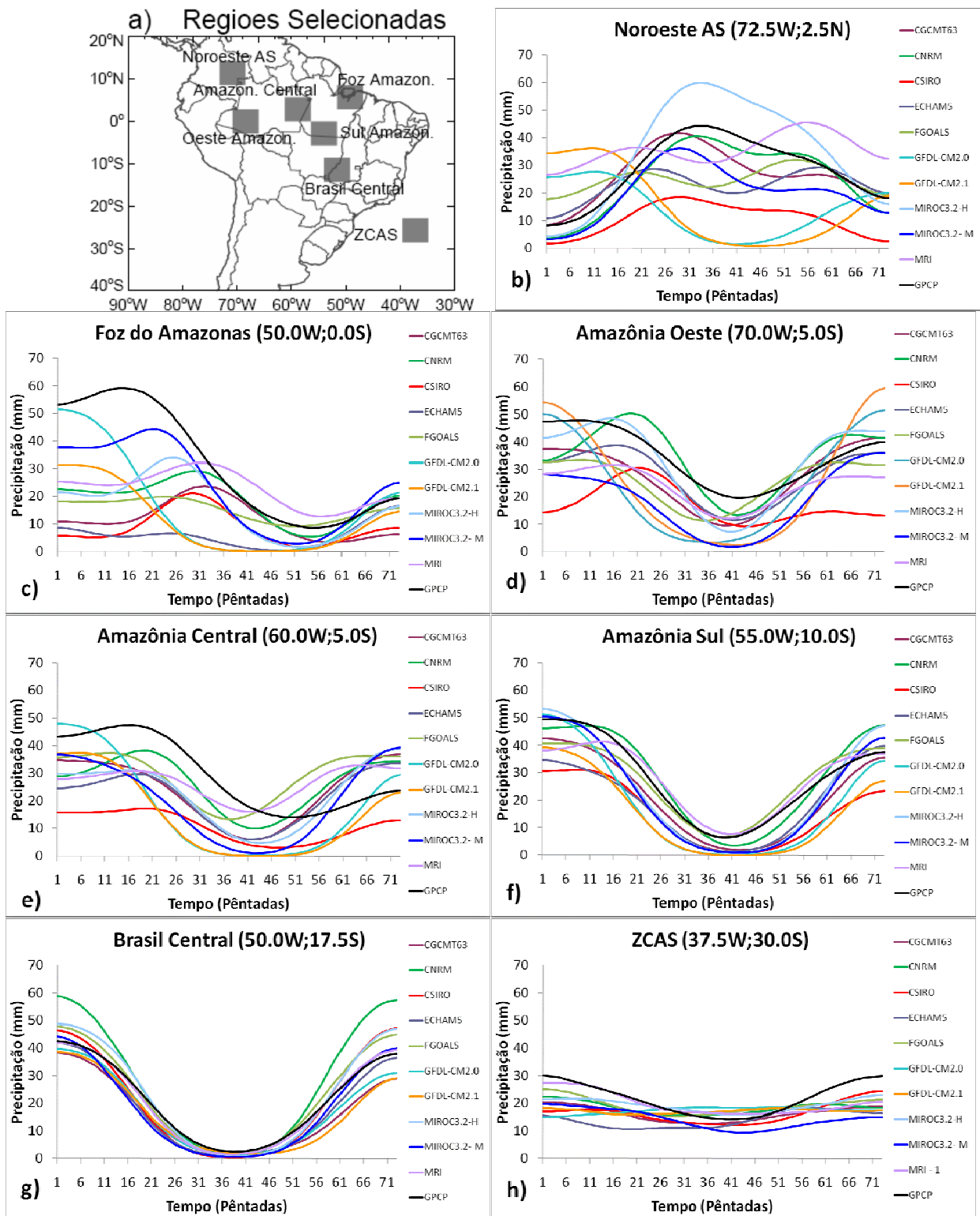


FIGURA 3. 4 – Ciclo anual da precipitação observada (GPCP) e simulada pelos modelos para o cenário do século XX, médio para uma região de aproximadamente 5° latitude/longitude para as regiões (b) noroeste da AS, (c) região da foz do rio Amazonas, (d) oeste da Amazônia, (e) Amazônia Central, (f) Sul da Amazônia, (g) Brasil Central e (h) região das ZCAS no Atlântico Sul. As regiões selecionadas para o estudo dos ciclos anuais estão representadas em (a).

A dispersão entre as simulações dos modelos do ciclo anual médio da precipitação diminui drasticamente sobre o Brasil Central (Fig. 3.4g) e ZCAS (Fig. 3.4h). Todos os modelos são capazes de identificar corretamente a estação seca e chuvosa sobre o Brasil Central (Fig. 3.4g) onde o RMAS tem seu maior sinal (Silva e Carvalho 2007). Entretanto, todos os modelos continuam subestimando a precipitação durante a estação seca. Durante a estação chuvosa, alguns modelos subestimam e outros superestimam a precipitação observada na região. Sobre a região oceânica da ZCAS (Fig. 3.4h), as observações mostram um ciclo anual com baixa amplitude, com mínimo de precipitação sobre o inverno austral. Todos os modelos simulam a baixa variabilidade sazonal, mas com amplitudes inferiores à dos dados observados. Alguns modelos como o GFDL-CM2.0 e o GFDL-CM2.1 não mostram variabilidade no ciclo anual desta região.

Em todas as regiões selecionadas, os dados do GPCP mostram um ciclo anual de precipitação semelhante ao ciclo anual obtido com dados de estação de superfície por Grimm (2003), com exceção da região oceânica da ZCAS obviamente.

4. CARACTERÍSTICAS DO REGIME DE MONÇÕES DA AMÉRICA DO SUL.

Este capítulo apresenta a variabilidade espacial e interanual de algumas características das monções de verão da AS, tais como datas de início e fim, duração e precipitação acumulada, para os dados observados e o desempenho dos GCCMs em simular estas características e sua variabilidade. Além disso, mostra-se a dispersão entre as simulações dos diversos modelos e as projeções destes modelos para um cenário futuro de mudanças globais.

4.1 Metodologia

4.1.1 Caracterização da estação chuvosa

O início, o fim e conseqüentemente a duração da estação chuvosa foram determinados através do método proposto por Liebmann e Marengo (2001), tal que:

$$S(\text{pentada}) = \sum_{n=\text{pentada}0}^{\text{pentada}} (R(n) - \bar{R}) \quad (4.1)$$

Onde $R(n)$ é a precipitação medida na pântada n , \bar{R} é a precipitação média anual climatológica (tomados as 73 pântadas). Para se determinar o início da estação chuvosa, calcula-se a somatória S (linha cheia – Fig. 4.1) para cada ano, iniciando na estação seca de um determinado ano e terminando na estação seca do ano seguinte. A primeira pântada (pântada0) desta somatória deve ser tomada bem dentro da estação seca para que não seja perdido o início da estação chuvosa (Liebmann e Marengo 2001). No presente trabalho, a pântada0 foi escolhida como sendo a pântada em que o ciclo anual médio da precipitação para aquele ponto de grade apresenta seu mínimo. Para cada ano, a somatória S (Eq. 4.1) foi calculada a partir da pântada0 até cinco pântadas após a pântada0 do ano seguinte. $S(\text{pântada})$ foi suavizada aplicando-se uma média-móvel de três pontos, passada 70 vezes (linha tracejada – Fig. 4.1). Inicialmente, a somatória S terá contribuições negativas. O momento em que S passa a ter contribuições positivas, após apresentar um ponto de mínimo na curva $S(\text{pântada})$ (isto é, $dS/dt > 0$) (Fig. 4.1), é considerado o início da estação chuvosa. Analogamente, tomando-se a pântada0 bem dentro da estação chuvosa, determina-se o fim desta quando a somatória S , antes positiva, passa a ter contribuições negativas ($dS/dt < 0$). A precipitação total durante o RMAS foi calculada considerando-se a precipitação acumulada entre as datas de início e fim da estação chuvosa. Foram criadas médias de cinco dias nas séries temporais de precipitação dos modelos para possibilitar comparação com os dados observados.

A figura 4.2 mostra dois exemplos de regiões com diferentes regimes de precipitação e as respectivas datas de início e fim da estação chuvosa. A maior vantagem deste método está em caracterizar a estação chuvosa de acordo com os períodos em que as chuvas torna-se regulares em relação à sua climatologia (Fig. 4.2). Além disso, o método é bastante simples de ser aplicado, pois é baseado apenas em dados de precipitação. Entretanto, uma consequência de caracterizar a estação chuvosa pela regularidade das chuvas neste período consiste em desconsiderar as primeiras e últimas chuvas da estação chuvosa (Fig. 4.2). Uma outra desvantagem deste método é o fato de que a utilização de outras variáveis poderiam contribuir para identificar mudanças no regime de monções

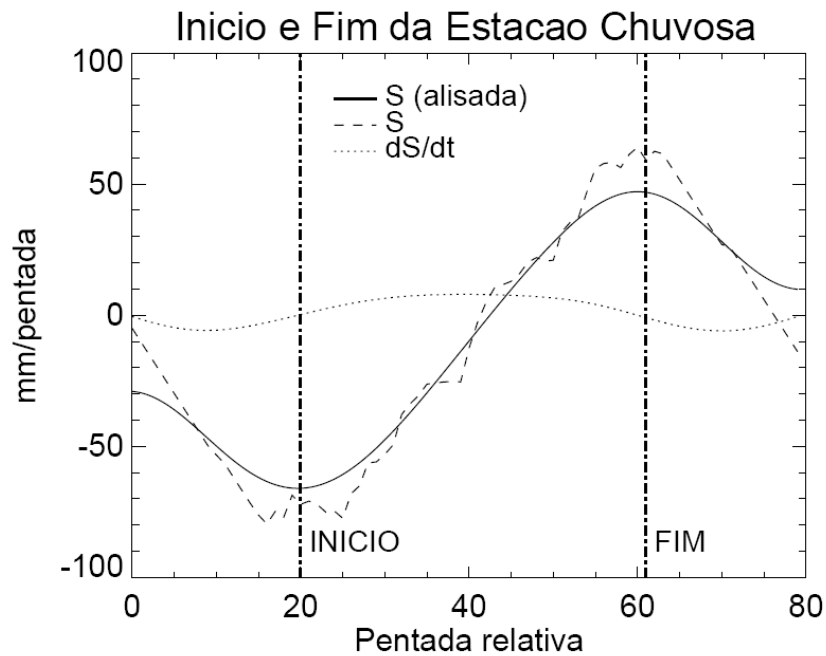


FIGURA 4. 1 – Exemplo de aplicação do método adaptado de Liebmann e Marengo (2001) para a determinação do início e fim da estação chuvosa. A linha tracejada indica a estimativa de S (Eq. 1); a linha contínua indica a estimativa ‘alisada’ de S (média móvel 3 pontos e 40 passadas) e a linha pontilhada indica a derivada de S alisada. As curvas estão representadas em função do tempo a partir da pênstada inicial (pentada0) e a ordenada representa a anomalia de precipitação acumulada (mm/pênstada). A taxa de variação de S (dS/dt) é utilizada para determinar o início ($dS/dt > 0$) e final ($dS/dt < 0$) da estação chuvosa (vide texto).

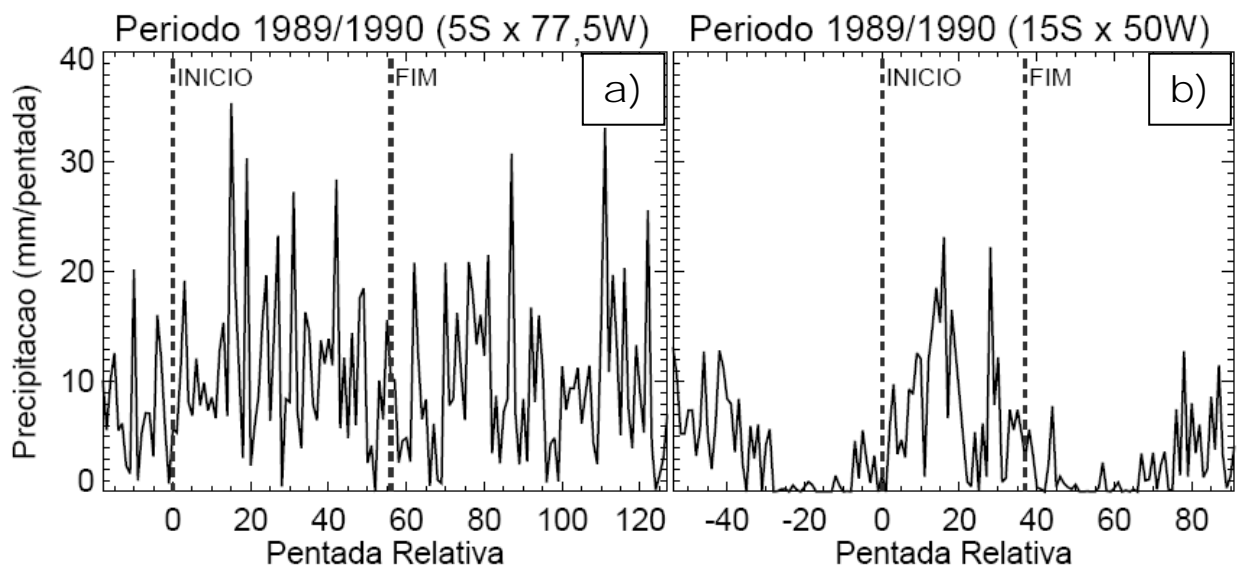


FIGURA 4. 2 – Precipitação em mm/pênstada entre o período de 1989 a 1990 para a região (a) $5^{\circ}S \times 77,5^{\circ}W$ e (b) $15,0^{\circ}S \times 50,0^{\circ}W$. As linhas tracejadas indicam as datas de início e fim da estação chuvosa utilizando o método proposto por Liebmann e Marengo (2001). O Eixo das abscissas indica as pênstadas relativas à pênstada de início.

4.1.2 Variabilidade espacial e interanual

A variabilidade espacial e interanual de algumas características do RMAS, tais como início, fim, duração e total precipitado foram comparadas entre dados observados e simulados pelos GCCMs para o cenário 20CM. A mediana foi utilizada como medida de posição central das distribuições de frequência destas características. A média representa a posição central de uma distribuição normal e pode não ser a opção mais adequada principalmente se a distribuição for bi-modal ou apresentar assimetria (p.ex. com uma das extremidades mais alongada). Como a distribuição de frequência das variáveis é desconhecida, optou-se por utilizar a mediana ao invés da média por essa ser uma medida menos sujeita à influência de extremos (Wilks, 2006). Conseqüentemente, utilizou-se o desvio absoluto da mediana (em inglês, *Median Absolute Deviation* - MAD) como medida de dispersão (Eq. 4.2).

$$MAD = \text{mediana}(|X_i - \bar{X}|) \quad (4.2)$$

O MAD é definido como a mediana do módulo dos desvios, onde “ X_i ” representa os “ i ” elementos de um conjunto de dados e “ \bar{X} ” representa a mediana deste conjunto de dados. Desta forma, o MAD tem sempre valores positivos e quanto maior seu valor maior será a dispersão dos dados (Anderson e Finn, 1996). A significância estatística dos resultados foi verificada utilizando-se o teste da diferença das medianas (apêndice A).

No caso dos modelos FGOALS-g1.0, MIROC-medres e MRI, que possuem mais do que uma simulação disponível, as características da estação chuvosa tais como início, fim e duração do RMAS, e precipitação total acumulada durante a estação chuvosa foram calculadas anualmente e separadamente para cada simulação disponível dos modelos. Entretanto, todo o tratamento estatístico foi feito considerando-se as propriedades estimadas como pertencentes a um único conjunto de dados. Por exemplo, a mediana do início do RMAS, para um determinado ponto de grade do modelo MRI, foi calculada considerando-se todas as datas de início da estação chuvosa, das cinco simulações disponíveis deste modelo, como um único conjunto de datas de início do RMAS.

4.2 Mediana da precipitação acumulada durante o RMAS

As medianas do total precipitado durante a estação chuvosa para os dados do GPCP estão apresentadas na Figura 4.3a. Percebe-se que os maiores totais encontram-se sobre a região Amazônica brasileira, com valores por volta de 1600 mm no sul, leste e centro e 1400 mm no oeste. Um máximo sobre a região do delta do Amazonas também é observado. Estes resultados são, em parte, coerentes com os obtidos por Marengo et al (2001) e Liebmann e Marengo (2001) nos quais o nordeste da Amazônia e a região da foz do rio Amazonas apresentaram os maiores valores de total precipitado anual. Liebmann e Marengo (2001) utilizaram dados de pluviômetros e notaram que a precipitação anual média na região varia mais de 50 % dentro da Bacia Amazônica, passando de menos que 2000 mm no sul, leste e extremo norte a mais que 3000 mm no noroeste, onde começam a ocorrer levantamentos orográficos. Os autores notaram, também, um máximo secundário próximo à foz do rio Amazonas que associaram à convergência noturna dos alíseos com a brisa terrestre. Sobre a região do Brasil Central a precipitação é relativamente menor, com medianas entre 1000 a 1400 mm (Fig. 4.3a).

Para simulação do século XX os modelos tendem a superestimar a precipitação sobre o Nordeste do Brasil e a subestimar sobre a Amazônia (Sun et al. 2005; Dai 2006; Vera et al. 2006b), principalmente sobre a região da foz do Amazonas chegando a diferenças de aproximadamente 600 mm (Fig. 4.3). O CSIRO-Mk3.0 subestima a precipitação na Amazônia toda em 600 mm e simula o máximo de precipitação sobre a região do Brasil Central em aproximadamente 1200 mm (Fig. 4.3d). Já o CNRM-CM3 superestima a precipitação na região do Brasil Central em até 600 mm (Fig. 4.3c), enquanto o MIROC3.2-hires apresenta as menores diferenças na região variando entre -100 mm a 100 mm (Fig. 4.3i).

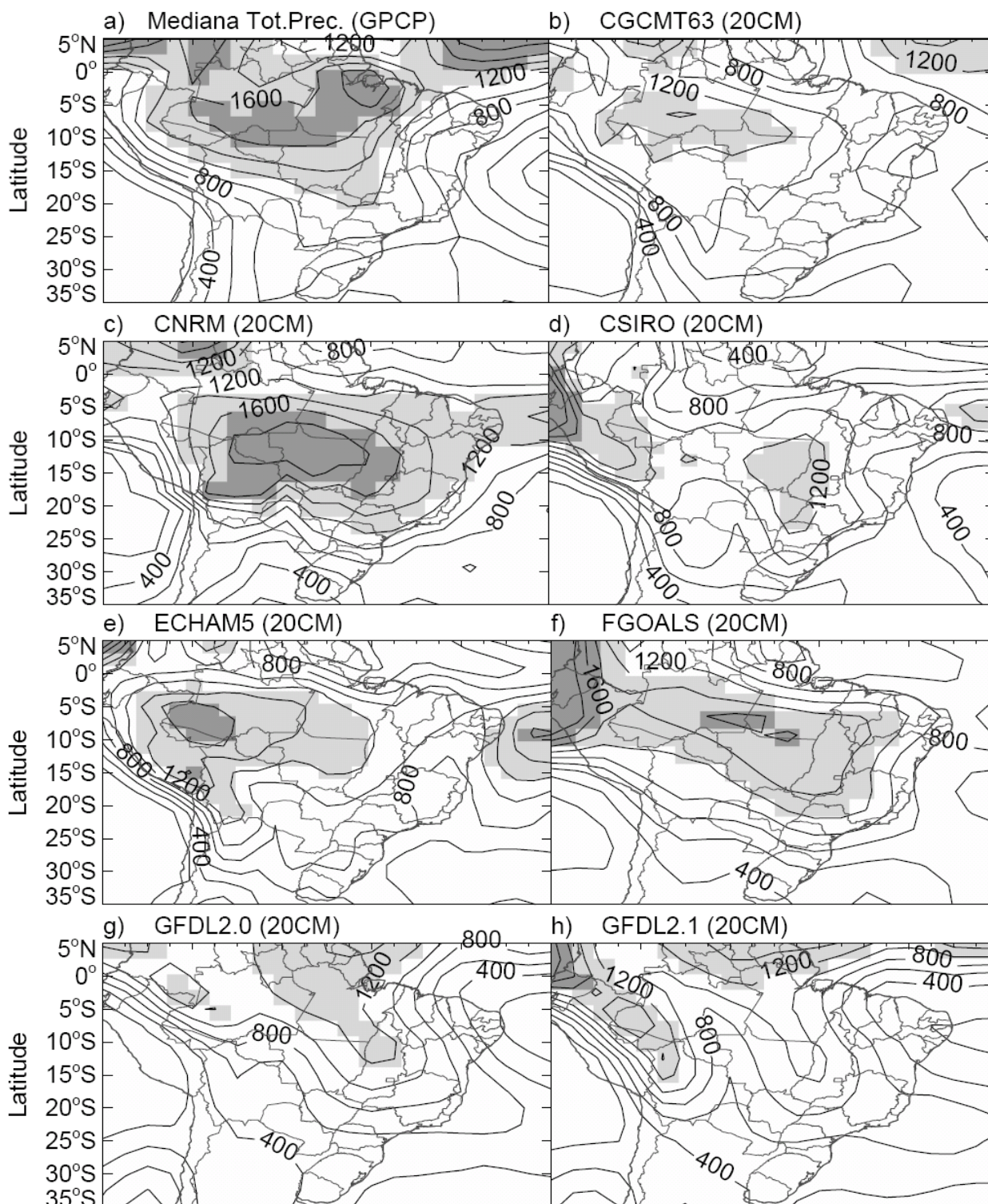


FIGURA 4. 3 – Mediana do total precipitado durante a estação chuvosa para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM-CM3; (d) CSIRO-Mk3.0; (e) MPI_ECHAM5; (f) FGOALS-g1.0; (g) GFDL-CM2.0; (h) GFDL-CM2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (k) MRI-CGCM2.3.2. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 200 mm. O sombreado em cinza claro mostra regiões em que a mediana é maior ou igual a 1200 mm e menor que 1600 mm e o sombreado em cinza escuro mostra regiões com mediana superior ou igual a 1600 mm.

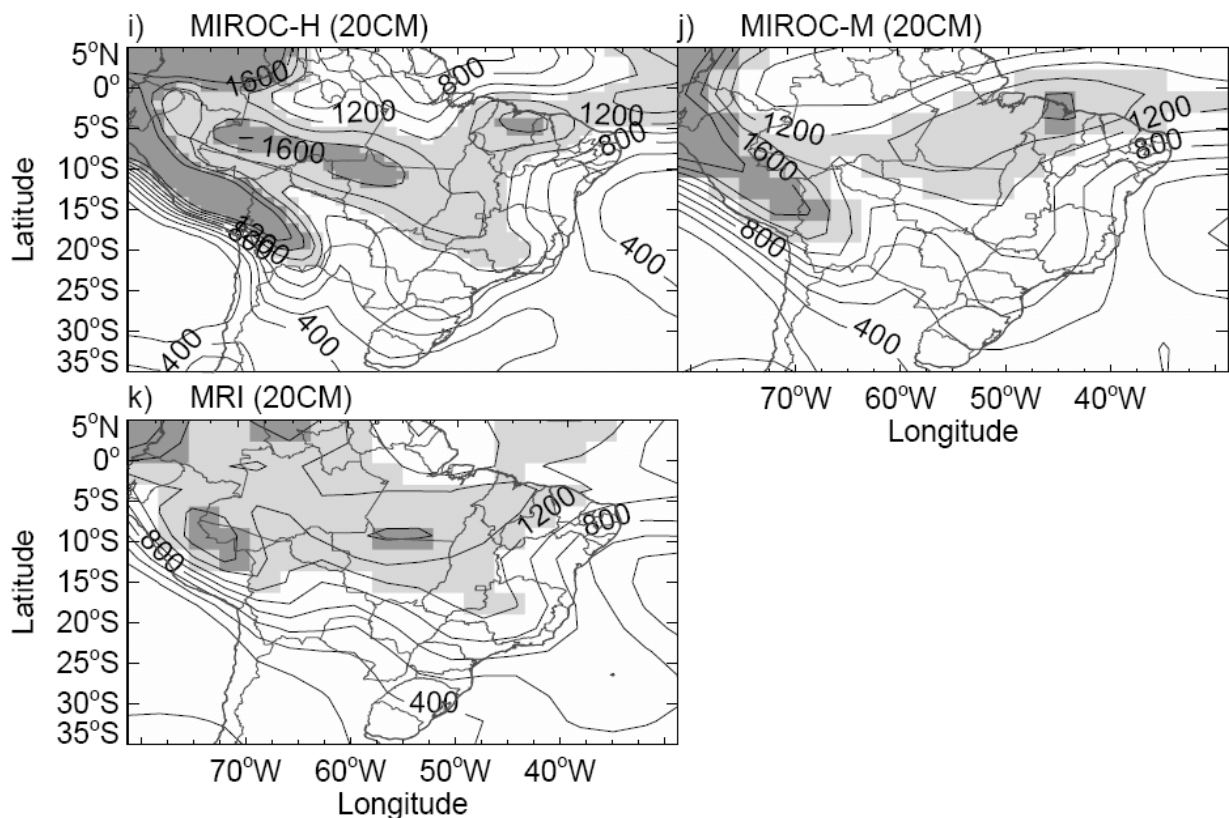


FIGURA 4.3 – (Continuação).

4.3 Variabilidade interanual da precipitação acumulada durante o RMAS.

A figura 4.4 mostra a variabilidade de total precipitado durante o RMAS para os dados observados e para as simulações dos modelos, representada pelo desvio absoluto da mediana (MAD). A precipitação acumulada durante o RMAS, nos dados observados, mostra menor variabilidade interanual sobre a região central do continente com valores entre 100 a 200 mm, aumentando para norte e para sul com máximos sobre o sul e extremo norte do Brasil e chegando a valores de 450 mm no noroeste da AS (Fig. 4.4a). Provavelmente, isto se deve ao impacto que o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) tem sobre a AS, uma vez que a maior variabilidade é observada nas regiões que apresentam o sinal mais claro da influência deste fenômeno, tais como noroeste da AS, nordeste do Brasil, nordeste da Argentina, Uruguai e Sul do Brasil (e.g. Grimm et al, 2000; Coelho et al, 2002; Magaña e Ambrizzi, 2005).

Em geral os modelos conseguem reproduzir a variabilidade interanual observada da precipitação acumulada durante o RMAS, para a região do Brasil Central. Embora as simulações apresentem muitas diferenças entre si, as diferenças entre simulações e

observações são relativamente pequenas sobre a região do Brasil Central, aproximadamente 50 mm. Por exemplo, os modelos CNRM-CM3 (Fig. 4.4c) e MIROC3.2-medres (Fig. 4.4j) superestimam da variabilidade do total precipitado sobre a região central do Brasil em aproximadamente 50 mm, enquanto o modelo ECHAM5 (Fig. 4.4e) subestima em aproximadamente 50 mm. Apesar dos modelos do IPCC apresentem variabilidade em escala temporal consistente à observada para o ENOS (AchutaRao et al 2006), eles falham em representar a variabilidade interanual observada em algumas regiões. Todos os modelos representam um máximo da variabilidade interanual sobre o noroeste da AS (Figs. 4.4b-f). Apenas os modelos ECHAM5 (Fig. 4.4e) e MIROC3.2-hires (Fig. 4.4d) simulam o máximo local da variabilidade da precipitação acumulada durante o RMA sobre o sul do Brasil, comparativamente ao observado.

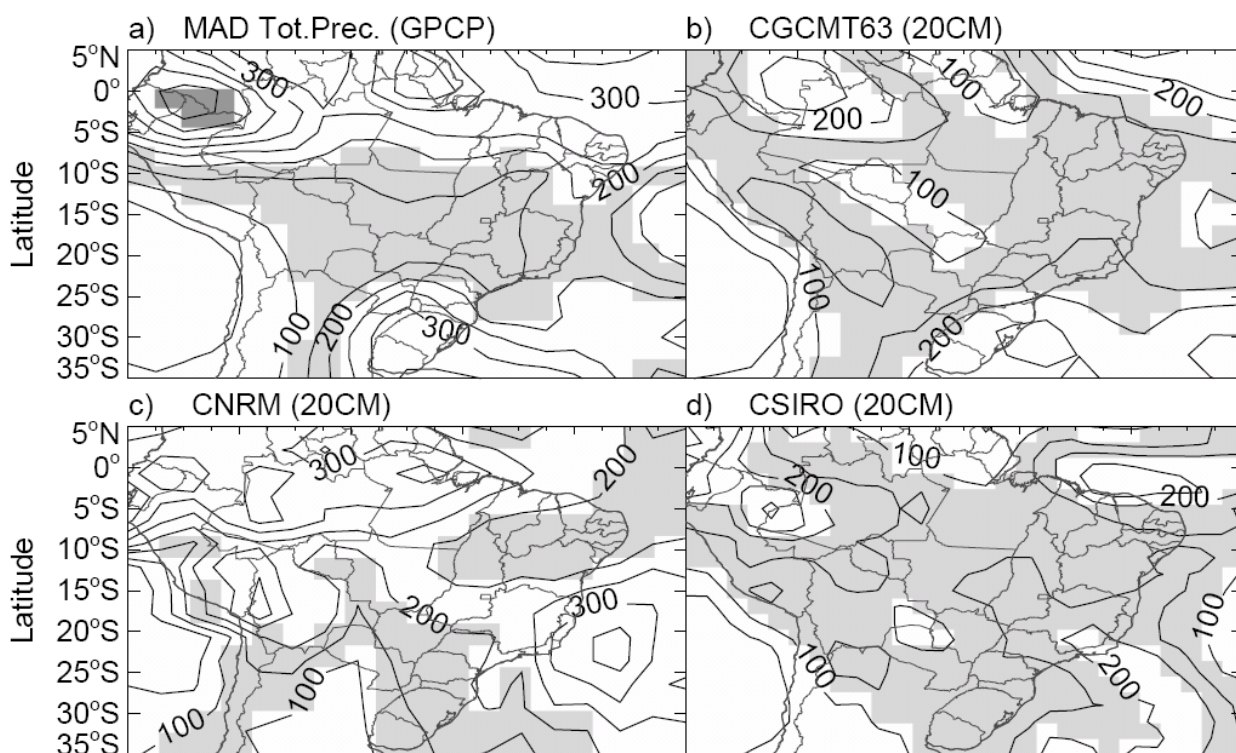


FIGURA 4. 4 – MAD do total precipitado durante a estação chuvosa para (a) GPCP; (b) CGCMT63; (c) CNRM; (d) CSIRO; (e) ECHAM5; (f) FGOALS; (g) GFDL2.0; (h) GFDL2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (l) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 50 mm. O sombreado em cinza claro mostra regiões em que o MAD é maior ou igual a 100 mm e menor que 200 mm e o sombreado em cinza escuro mostra regiões com mediana superior ou igual a 440 mm.

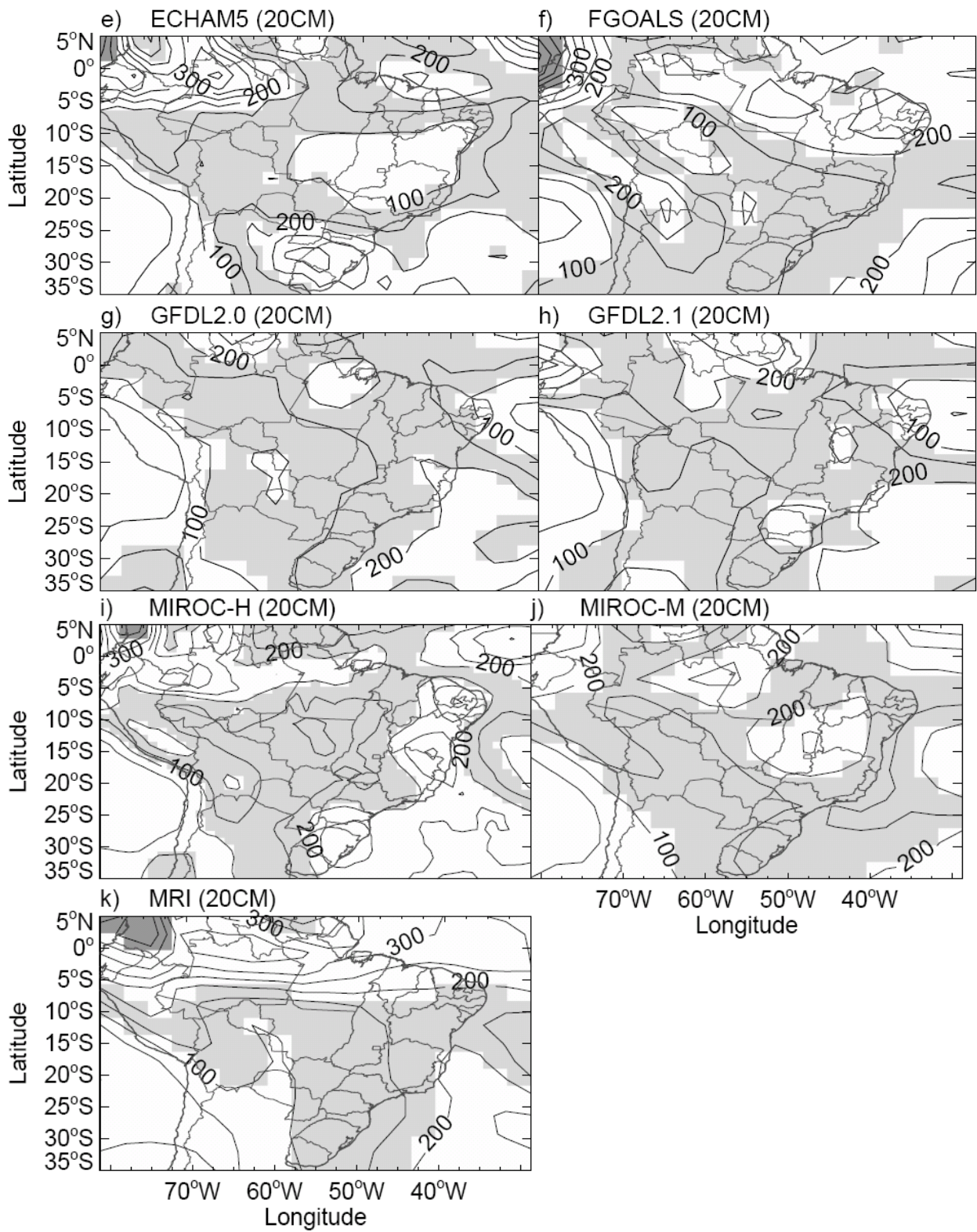


FIGURA 4.4 – (Continuação).

4.4 Mediana de início do RMAS

As medianas das fases de início para os dados do GPCP e para as simulações dos modelos climáticos globais do IPCC no cenário 20CM foram calculadas e estão representados na figura 4.5. Para a representação espacial das datas de início do RMAS utilizou-se vetores unitários cuja direção indica a época do ano correspondente à mediana do início da estação chuvosa. Para isso, considerou-se que as 73 pântadas correspondentes a um ano fossem associadas aos ângulos de um círculo trigonométrico. Por exemplo, a primeira pântada de janeiro equivale a 0° , a pântada 37 (30 de junho a 4 de julho) equivale a 180° , a pântada 55 (28 de setembro a 2 de outubro) equivale ao ângulo de 270° e a última pântada de dezembro equivale a 360° . Desta forma, cada pântada do ano está associada a um ângulo, que por sua vez está associado à direção dos vetores (Fig. 4.5). A região sombreada indica valores de mediana de início do RMAS maiores ou iguais à pântada 58 ou inferiores à pântada 62. Optou-se por representar as datas de início desta forma, pois há uma grande variabilidade espacial do início da estação chuvosa sobre a AS (Bombardi e Carvalho, 2008) e regiões em que o início do RMAS ocorre em datas próximas ao início ou final do ano podem apresentar gradientes inexistentes. Os vetores são unitários e a diferença nas amplitudes dos vetores entre os diferentes conjuntos de dados deve-se unicamente às diferentes resoluções espaciais de cada modelo em relação aos dados observados.

Os dados do GPCP indicam que a mediana de início da estação chuvosa (Fig. 4.5a) encontra-se por volta do início e fim de outubro (pântadas 58 a 61) em grande parte da AS, incluindo Peru, Bolívia, oeste do Paraguai, norte da Argentina e as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil (p.ex. Gan et al, 2004; Lincoln et al, 2005, Silva e Carvalho, 2007; Bombardi e Carvalho, 2008). Além disso, há um gradual aumento nas datas de início do RMAS a noroeste da região central do Brasil, que pode ser observada pela mudança de direção dos vetores da figura 4.5, com início da estação chuvosa em novembro no sul da Amazônia, entre dezembro e janeiro na região central da Amazônia e entre fevereiro e março no noroeste da Amazônia. Estes resultados indicam que apesar da atividade convectiva mais intensa mostrar uma progressão de noroeste para sudeste sobre a AS, a data de início da estação chuvosa ocorre mais

cedo sobre a região central e sudeste do Brasil do que sobre o noroeste da Amazônia, de forma que o início do RMAS mostra uma progressão de sudeste para noroeste. Resultados semelhantes foram obtidos por Liebmann e Marengo (2001), Liebmann et al (2007) e Seth et al (2007). Sobre a região da foz do Amazonas a mediana de início fica em torno de meados de dezembro (Fig. 4.5a).

O início da estação chuvosa se dá entre o final de fevereiro e o início de março sobre a costa leste da região Nordeste do Brasil (Fig. 4.5a). Estes resultados estão parcialmente coerentes com os resultados obtidos por Rao et al, (1993) e Yamazaki e Rao (1977), que mostram que a estação chuvosa ocorre de fevereiro a maio no norte da região Nordeste do Brasil e de abril a julho na costa leste da região. O extremo sul do Brasil não apresenta uma única estação chuvosa bem definida (Fig. 4.5), pois a ocorrência de precipitação é bem distribuída durante todo o ano uma vez que a região está sob a influência de um regime de precipitação de médias latitudes, onde a precipitação ocorre devido à penetração de sistemas frontais associados à passagem de ciclones extratropicais (Grimm, 2003).

Há grandes diferenças entre as datas de início do RMAS observadas e simuladas pelos modelos do IPCC, assim como entre as simulações em si (Fig. 4.5). Sobre a região central da AS, os GCCMs representam bem as datas de início do RMAS e sua distribuição espacial (Fig. 4.5b-k). Os modelos GFDL-CM2.0 (Fig. 4.5g), MIROC3.2-hires (Fig. 4.5i) e MIROC3.2-medres (Fig. 4.5j) são os que melhor representam as datas de início das monções de verão sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. O CNRM-CM3 (Fig. 4.5c), o CSIRO (Fig. 4.5d) e o ECHAM5 (Fig. 4.5e) adianta o início das monções de verão sobre o sudeste do Brasil, enquanto o GFDL-CM2.1 atrasa sobre o centro e sudeste do Brasil (Fig. 4.3h). Os modelos FGOALS-g1.0 (Fig. 4.5f) e MRI-CGCM2.3.2 (Fig. 4.5k) adiantam as datas de início da estação chuvosa sobre o Brasil central. As maiores diferenças entre as datas de início observadas e simuladas pelos GCCMs ocorrem sobre o extremo norte do Brasil, leste do Nordeste brasileiro e sobre a região Sul (Fig. 4.5). Todos os modelos falham em simular o início da estação chuvosa sobre a costa leste do Nordeste do Brasil (Fig. 4.5).

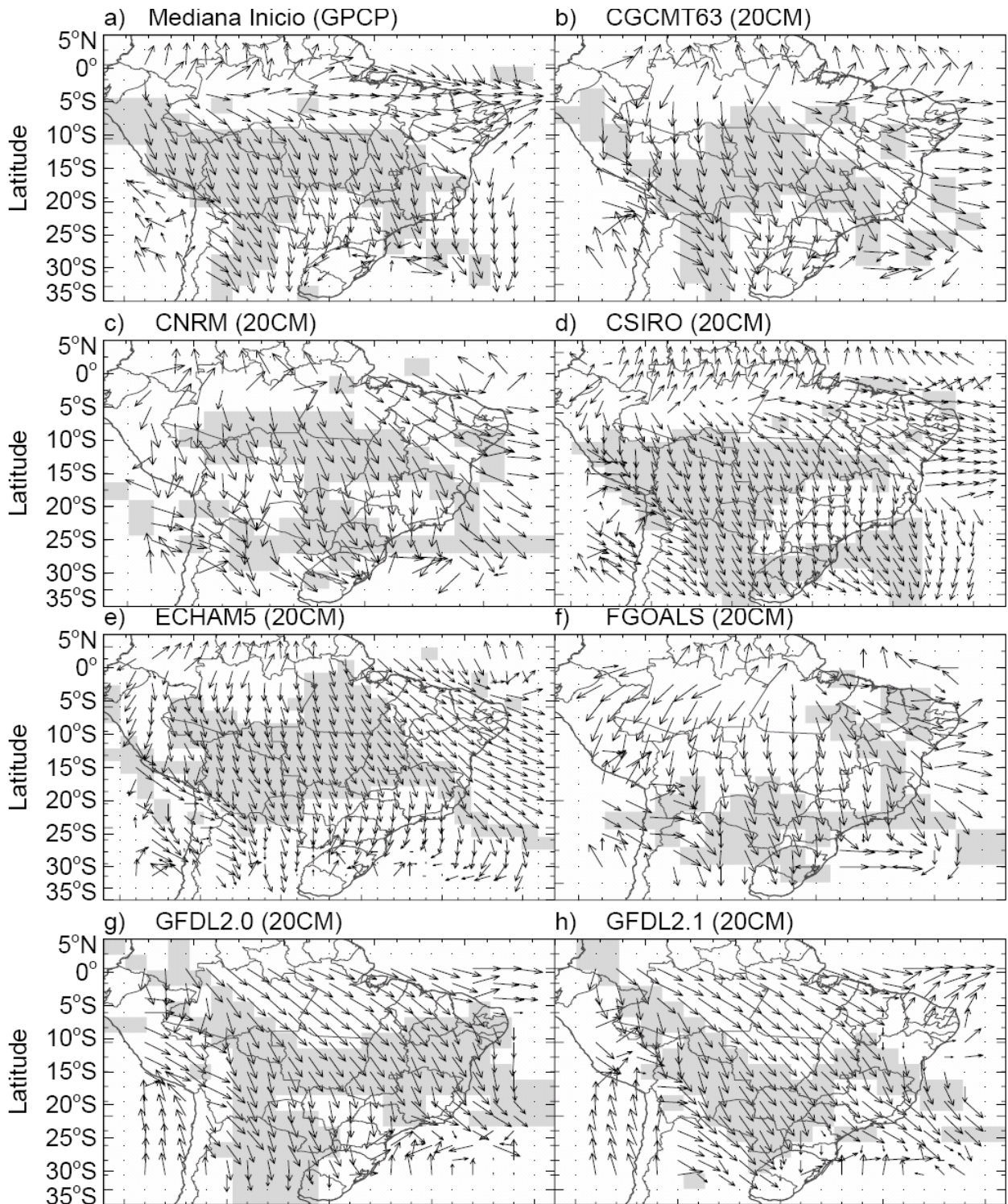


FIGURA 4. 5 – Mediana do início do RAS para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM-CM3; (d) CSIRO-Mk3.0; (e) MPI_ECHAM5; (f) FGOALS-g1.0; (g) GFDL-CM2.0; (h) GFDL-CM2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres; (l) MRI-CGCM2.3.2. A direção dos vetores indica a época do ano. Os vetores são unitários e a representação gráfica de sua amplitude varia unicamente devido às diferentes resoluções espaciais de cada conjunto de dados. O

sombreado mostra as regiões em que a mediana de início é maior ou igual à pêntrada 58 (13-17 outubro) e inferior à pêntrada 62 (2-6 novembro).

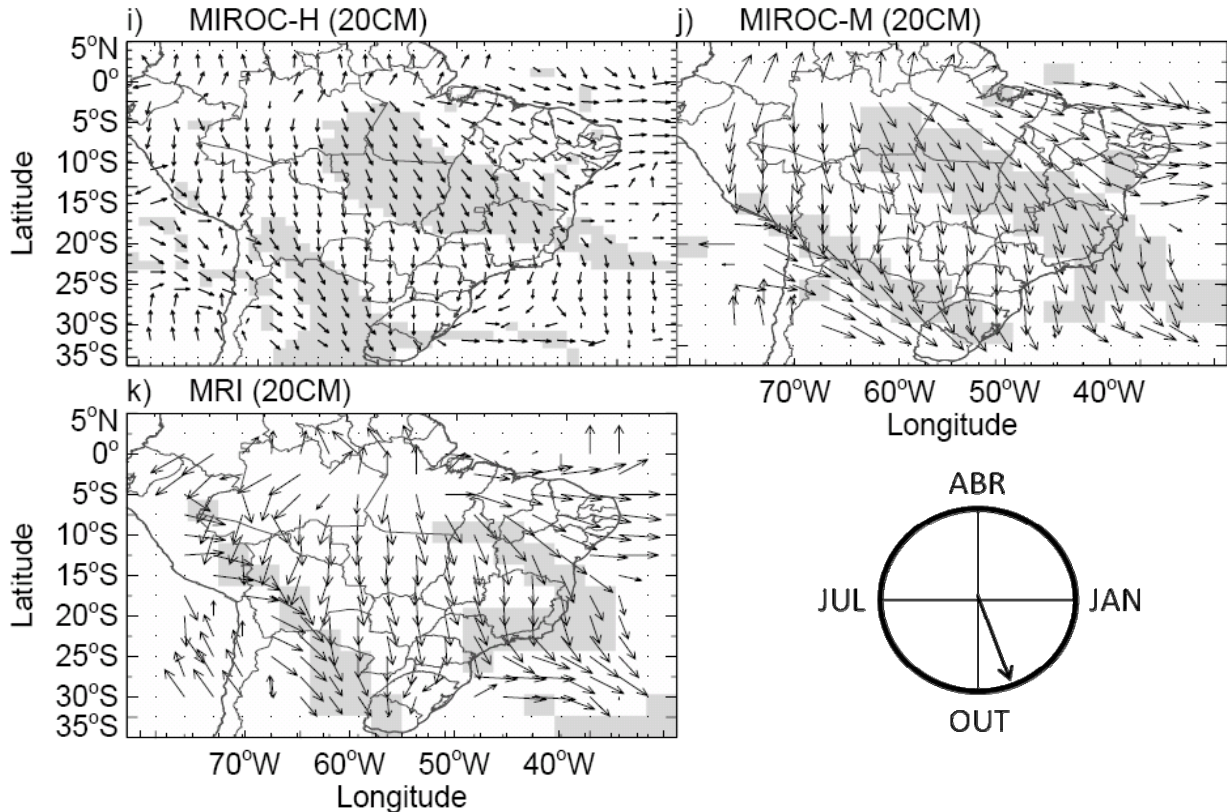


FIGURA 4.5 – (Continuação).

Apenas o modelo CSIRO-Mk3.0 (Fig. 4.5d) consegue simular realisticamente a evolução para noroeste do início da estação chuvosa, sobre a região amazônica, comparativamente ao observado (Fig. 4.5a). Os modelos MIROC3.2-hires (Fig. 4.5i) e MIROC3.2-medres (Fig. 4.5j) também reproduzem esta evolução, porém, com desempenho menor que o modelo CSIRO-Mk3.0 (Fig. 4.5d), enquanto o GFDL-CM2.0 (Fig. 4.5g) e o GFDL-CM2.1 (Fig. 4.5h) falham em representar esta evolução, pois simulam o início do RMAS ocorrendo em meados de novembro em toda a região amazônica, atrasando assim o início do RMAS em até quatro meses sobre a região.

4.5 Variabilidade interanual do início do RMAS

A figura 4.6 mostra o MAD para as datas de início das monções de verão da AS para os dados observados e para as simulações. A variabilidade das datas de início do RMAS para os dados observados é menor sobre a região central do continente, em torno de 2 pântadas aproximadamente, e maior sobre a região Nordeste do Brasil e sobre o noroeste e sudeste da AS (Fig. 4.6a), chegando a 8 pântadas. Observa-se que os modelos capturam muito bem a distribuição espacial e magnitude da variabilidade interanual das datas de início do RMAS, principalmente sobre a região do Brasil central (Fig. 4.6), exceto o modelo GFDL-CM2.0 (Fig. 4.6g) que simula o mínimo da variabilidade muito para norte e o modelo GFDL-CM2.1 (Fig. 4.6h) que superestima em aproximadamente 2 pântadas a variabilidade da região. As simulações de variabilidade interanual de início do RMAS passam a divergir bastante entre si fora da região central da AS, principalmente sobre o nordeste do Brasil e noroeste e sul da AS.

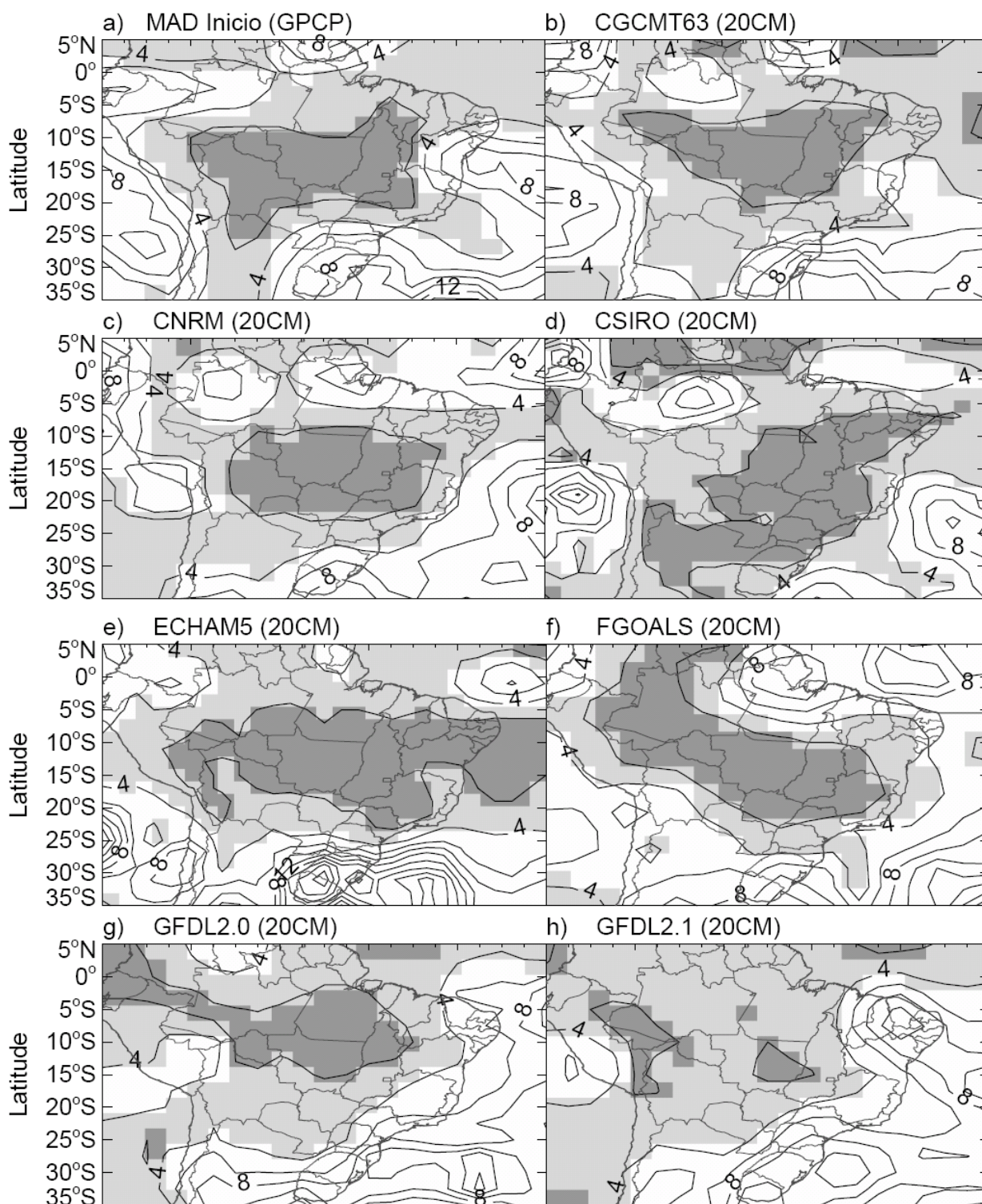


FIGURA 4. 6– MAD do início da estação chuvosa para (a) GPCP; (b) CGCMT63; (c) CNRM; (d) CSIRO; (e) ECHAM5; (f) FGOALS; (g) GFDL2.0; (h) GFDL2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (l) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 2 pântadas. O sombreado em cinza claro mostra regiões em que o MAD é menor ou igual a 4 pântadas e maior que 2 pântadas e o sombreado em cinza escuro mostra regiões com MAD menor ou igual a 2 pântadas.

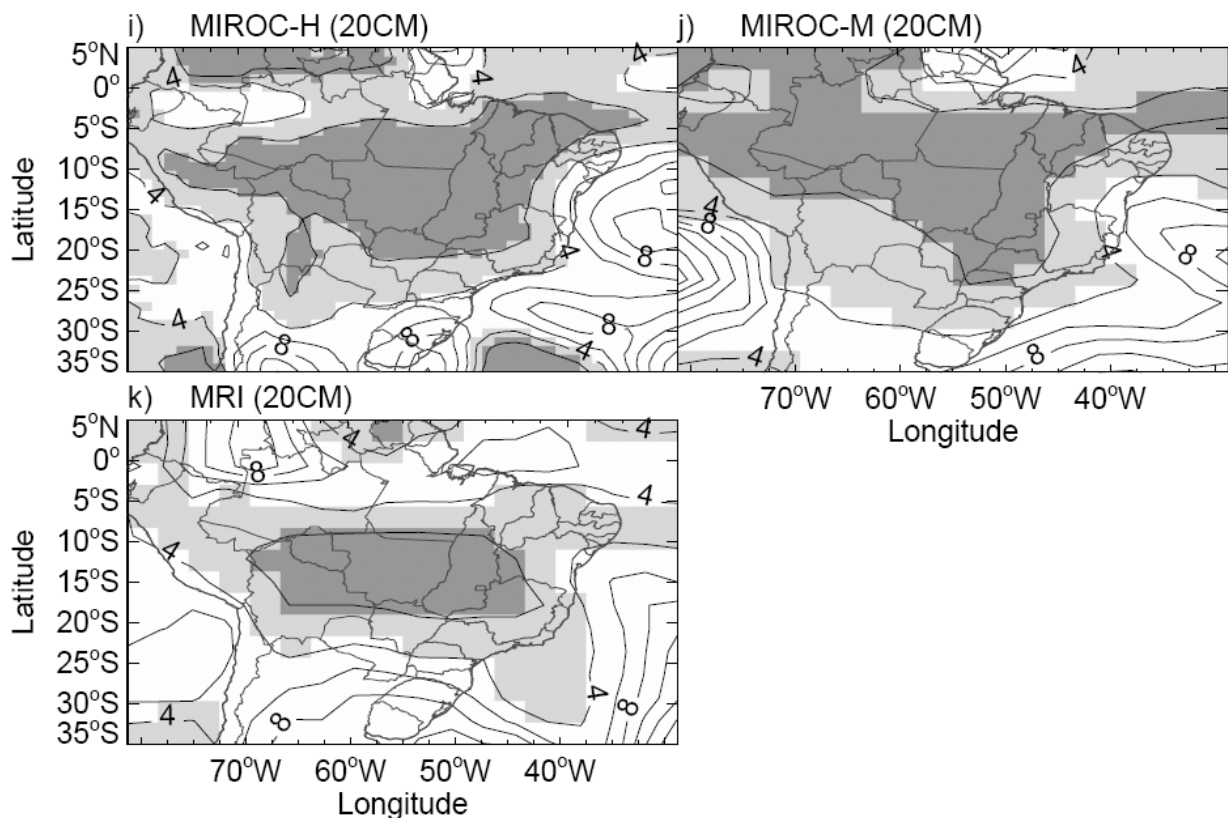


FIGURA 4.6 – (Continuação).

4.6 Mediana de fim do RMAS

Analogamente ao início do RMAS, as datas de fim são apresentadas como vetores unitários (Fig. 4.7). O fim da estação chuvosa sobre a região central da AS (incluindo o Centro-Oeste e o Sudeste do Brasil) ocorre entre o fim de março e meados de abril (pêntadas 18 a 21) (Fig. 4.7a). É possível observar uma evolução para norte nas datas de fim da estação chuvosa com o fim da estação chuvosa ocorrendo em maio sobre o sul da Amazônia, entre junho e julho sobre as regiões central e oeste da Amazônia e entre julho e agosto no norte da Amazônia. Estes resultados estão de acordo com o fato de que, durante a fase de decaimento do RMAS, a precipitação intensa sobre as regiões do sul da Amazônia e Brasil central diminui gradualmente e migra para o norte em direção ao equador (p.ex. Kousky 1988, Marengo et al. 2001; Gan et al. 2004, Vera et al, 2006a). O fim da estação chuvosa ocorre entre final de junho e início de julho sobre a região da foz do Amazonas.

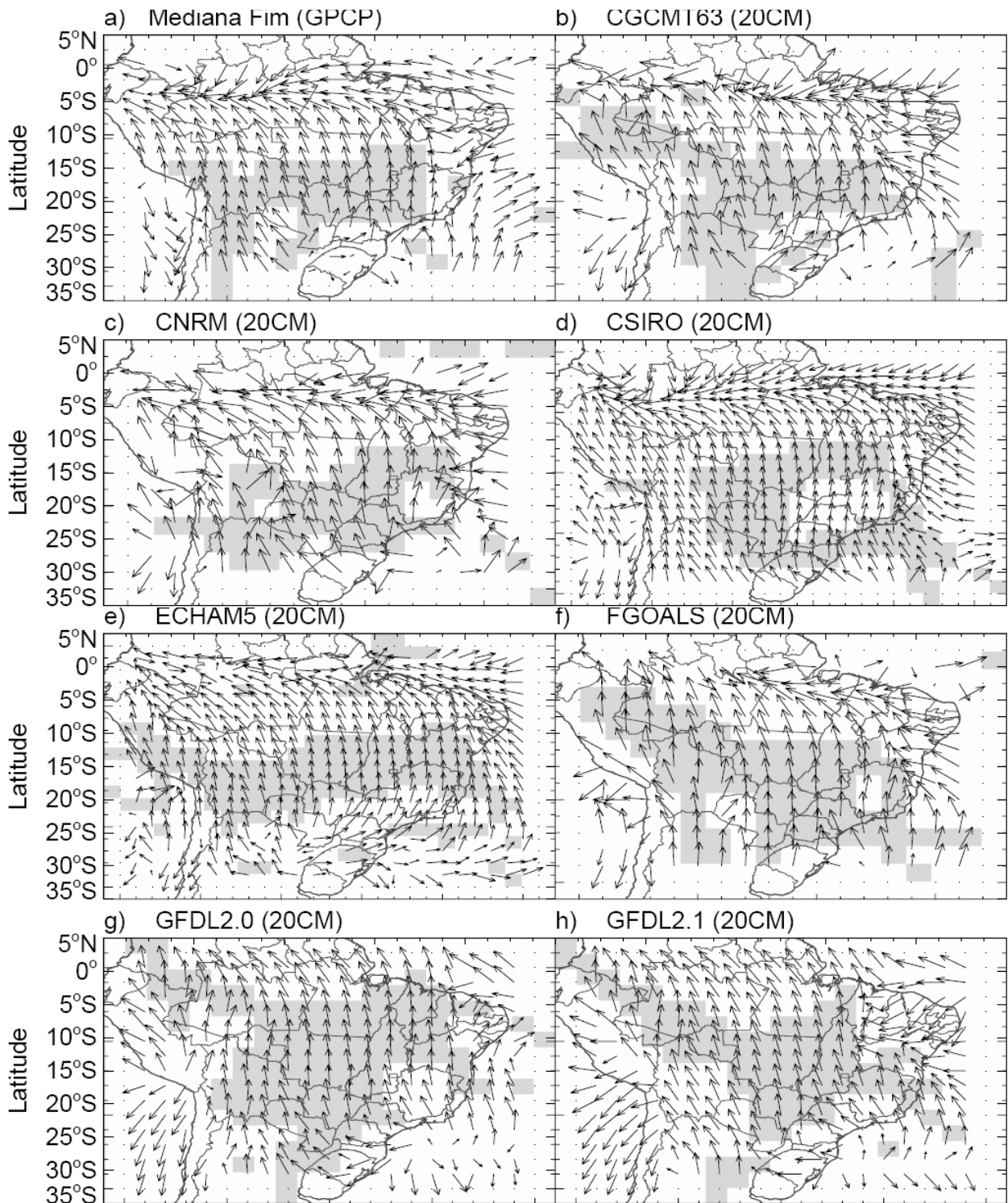


FIGURA 4. 7 – Mediana do fim do RMAS para (a) GPCP; (b) CGCM3.1(T63); (c) CNRM-CM3; (d) CSIRO-Mk3.0; (e) MPI_ECHAM5; (f) FGOALS-g1.0; (g) GFDL-CM2.0; (h) GFDL-CM2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres; (l) MRI-CGCM2.3.2. A direção dos vetores indica a época do ano. Os vetores são unitários e a representação gráfica de sua amplitude varia unicamente devido às diferentes resoluções espaciais de cada conjunto de dados. O sombreado mostra as regiões em que a mediana de fim é maior ou igual à pênstada 18 (27-31 março) e inferior à pênstada 22 (16-20 abril).

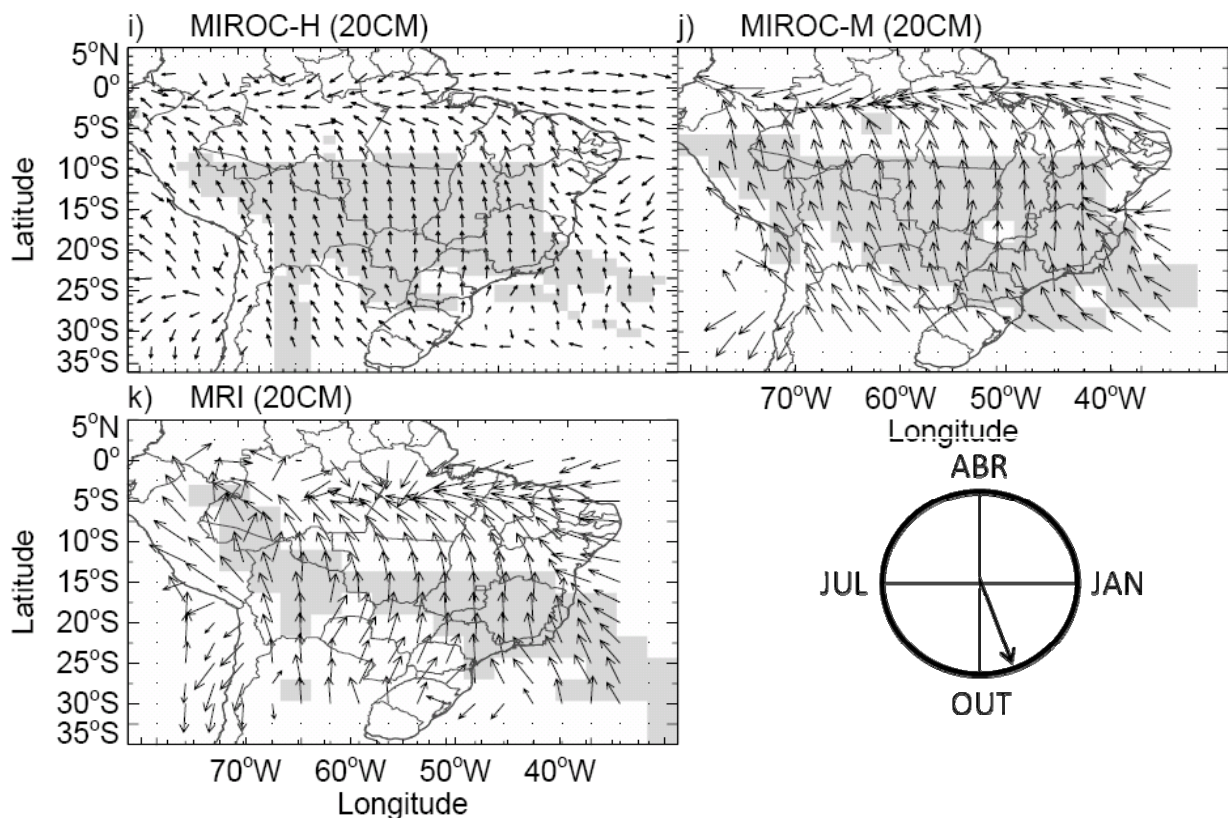


FIGURA 4.7 – (Continuação).

Sobre a costa leste do Nordeste brasileiro a mediana de fim do RMAS apresenta valores entre final de junho e final de julho, enquanto na parte norte da região o final da estação chuvosa ocorre por volta do início de junho (Fig. 4.7a), concordando parcialmente com os resultados de Rao et al, (1993) e Yamazaki e Rao (1977). Já o sul do Brasil não apresenta uma estação chuvosa bem definida como mencionado anteriormente (Fig. 4.7a).

Os GCCMs reproduzem bem as datas de fim da estação chuvosa sobre a região central da AS (Fig. 4.7). O CGCM3.1(T63) (Fig. 4.7b), o MIROC3.2-hires (Fig. 4.7i), o MIROC3.2-medres (Fig. 4.7j) e o MRI-CGCM2.3.2 (Fig. 4.7k) são os modelos que melhor representam as datas de fim do RMAS sobre o Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. Sobre o sudeste do Brasil, Os modelos CNRM-CM3 (Fig. 4.7c), CSIRO-Mk3.0 (Fig. 4.7d), ECHAM5 (Fig. 4.7e) e FGOALS-g1.0 (Fig. 4.7f) subestimam as datas de fim da estação chuvosa e os modelos GFDL-CM2.0 (Fig. 4.7g) GFDL-CM2.1 (Fig. 4.7h) superestimam. Os modelos tendem a subestimar a data de fim da estação chuvosa sobre a região Nordeste do Brasil (Fig. 4.7).

O CSIRO-Mk3.0 (Fig. 4.7d) é modelo que melhor representa a evolução para norte do fim da estação chuvosa sobre a Amazônia em relação às observações. Os modelos CNRM-CM3, MIROC3.2-hires (Fig. 4.7i) e MIROC3.2-medres (Fig. 4.7j) (Fig. 4.7c) também representam bem esta evolução, enquanto os modelos GFDL-CM2.0 (Fig. 4.7g) e GFDL-CM2.1 (Fig. 4.7h) não simulam bem os padrões das datas de fim da estação chuvosa sobre a AS, apresentando praticamente as mesmas datas de fim da estação chuvosa para toda a região norte e central do Brasil.

4.7 Desvio absoluto da mediana do fim do RMAS

A figura 4.8 mostra a variabilidade interanual das datas de fim da estação chuvosa para observações e simulações dos GCCMs para o cenário 20CM. Os dados do GPCP indicam que a menor variabilidade do fim do RMAS ocorre sobre a região central da AS, com valores de aproximadamente 2 pântadas (Fig. 4.8a). A maior parte do continente apresenta variabilidade de fim da estação chuvosa em aproximadamente 4 pântadas, com máximos de até 12 pântadas sobre o noroeste e sudeste da AS e sobre o leste do Brasil (Fig. 4.8a).

Sobre a região central da AS os modelos representam bem a variabilidade interanual das datas de fim do RMAS, com exceção dos modelos GFDL-CM2.0 (Fig. 4.8g), GFDL-CM2.1 (Fig. 4.8h) e MRI-CGCM2.3.2 (Fig. 4.8k), que apresentam o mínimo da variabilidade de fim da estação chuvosa muito ao norte em relação às observações. Nas demais regiões da AS o desempenho dos modelos em simular a variabilidade do fim do RMAS diminui e há muitas diferenças entre as simulações (Fig. 4.8).

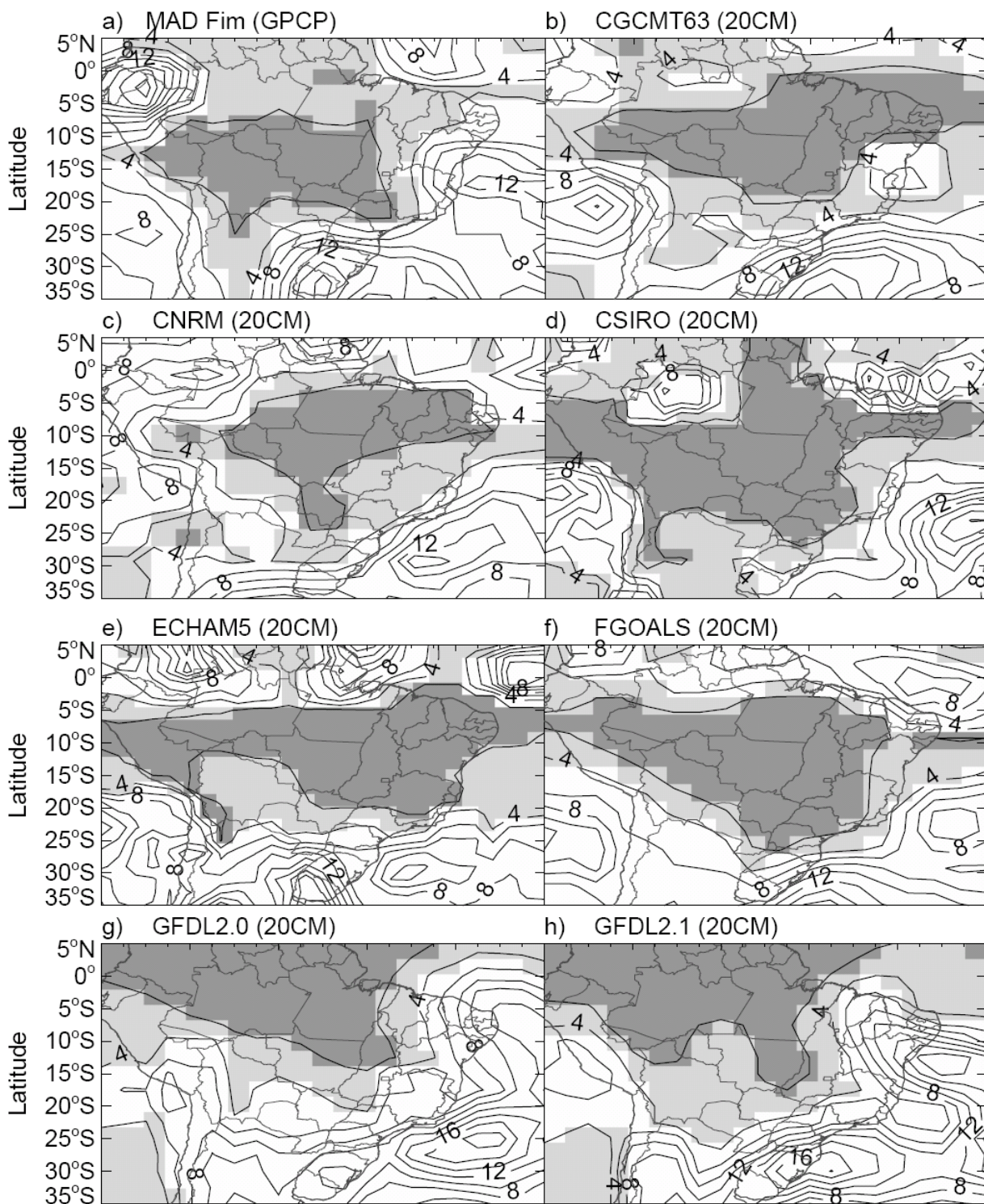


FIGURA 4.8 – MAD do fim da estação chuvosa para (a) GPCP; (b) CGCMT63; (c) CNRM; (d) CSIRO; (e) ECHAM5; (f) FGOALS; (g) GFDL2.0; (h) GFDL2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (l) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 2 pântadas. O sombreado em cinza claro mostra regiões em que o MAD é menor ou igual a 4 pântadas e maior que 2 pântadas e o sombreado em cinza escuro mostra regiões com MAD menor ou igual a 2 pântadas.

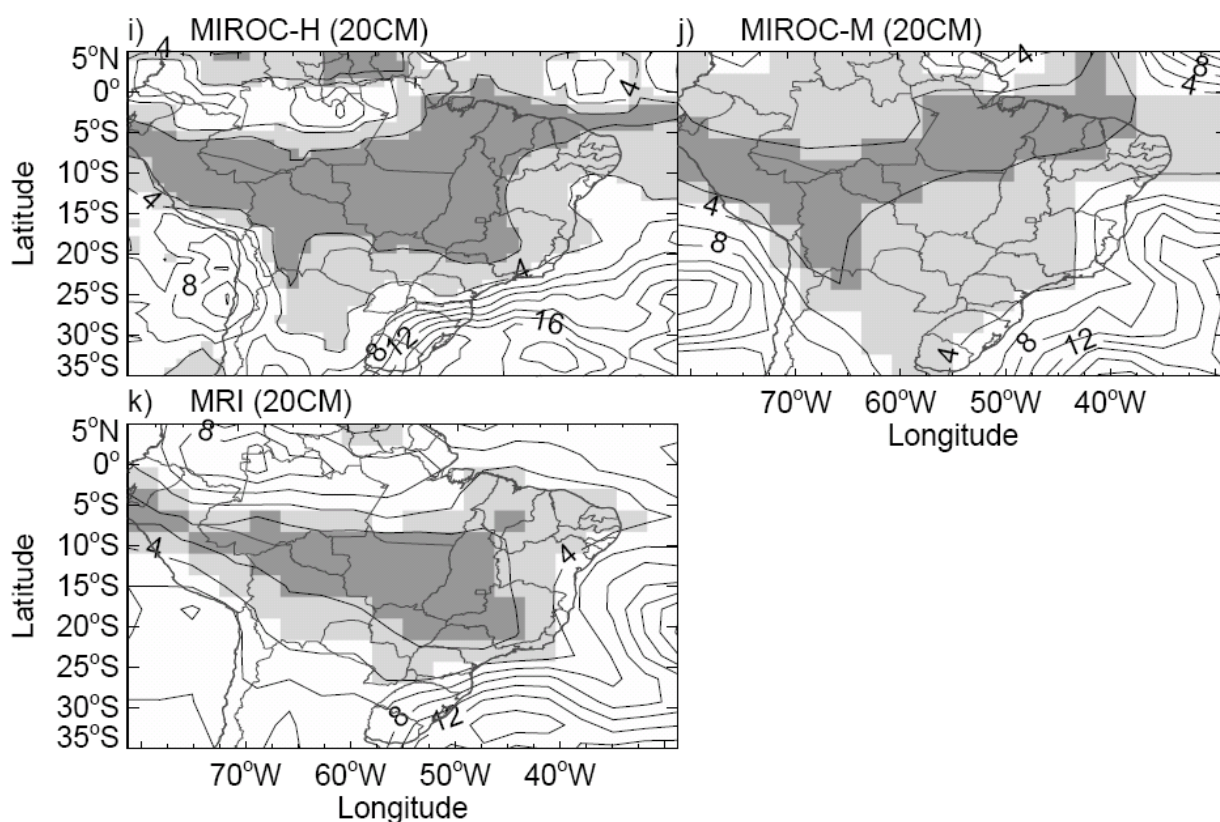


FIGURA 4.8 – (Continuação).

4.8 Mediana da duração do RMAS

A mediana de duração da estação chuvosa observada com os dados do GPCP varia entre 32 e 36 pântadas na maior parte da AS (Fig. 4.9a), com maiores valores no interior do continente. Nenhum modelo simula corretamente a distribuição espacial da duração da estação chuvosa sobre a AS (Fig. 4.9). Este resultado é esperado, uma vez que a correta simulação da duração da estação chuvosa depende dos erros associados à simulação das datas de início e fim do RMAS. A simulação dos modelos para o clima do século XX tende a superestimar (subestimar) a duração da estação chuvosa sobre o oeste da AS (Brasil Central) em aproximadamente 2 pântadas (Fig. 4.9). Sobre a região central da AS, o modelo CNRM-CM3 (Fig. 4.9c) é o que melhor simula a intensidade da duração do RMAS. Os modelos FGOALS-g1.0 (Fig. 4.9f), MIROC3.2-hires, (Fig. 4.9i) MIROC3.2-medres (Fig. 4.9j) e MRI-CGCM2.3.2 (Fig. 4.9k) representam a magnitude da duração do RMAS sobre o Brasil Central com diferenças entre 0 a 2 pântadas em relação às observações, enquanto os modelos GFDL-CM2.0 (Fig. 4.9g) e GFDL-CM2.1 (Fig. 4.9h) subestimam a duração em até 4 pântadas sobre o Brasil Central.

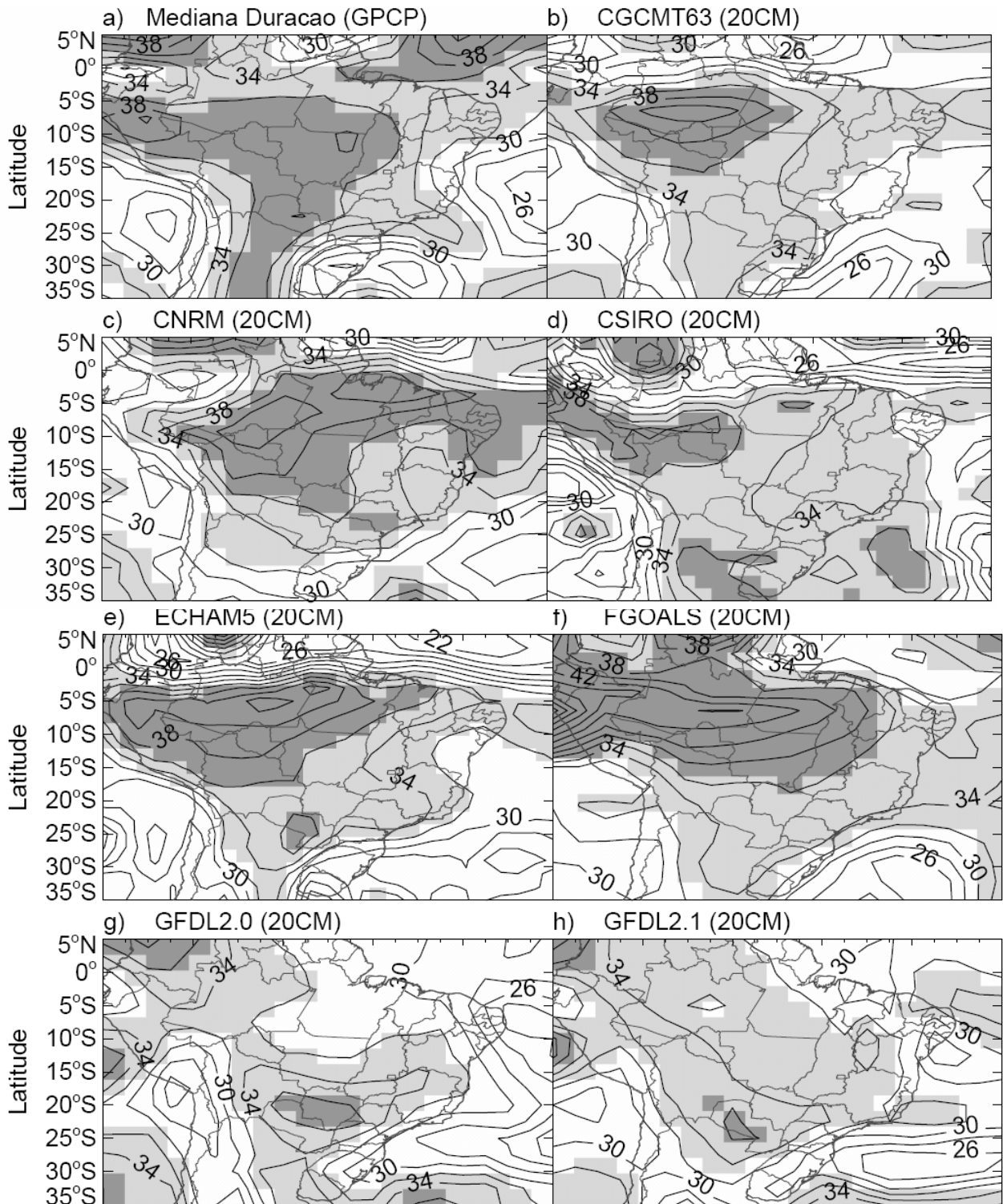


FIGURA 4. 9 – Mediana de duração da estação chuvosa para (a) GPCP; (b) CGCMT63; (c) CNRM; (d) CSIRO; (e) ECHAM5; (f) FGOALS; (g) GFDL2.0; (h) GFDL2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (l) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 2. O sombreado em cinza claro mostra regiões onde a mediana é maior ou igual a 32 pântadas e menor que 36 pântadas e o cinza escuro mostra regiões onde a mediana é maior ou igual a 36 pântadas.

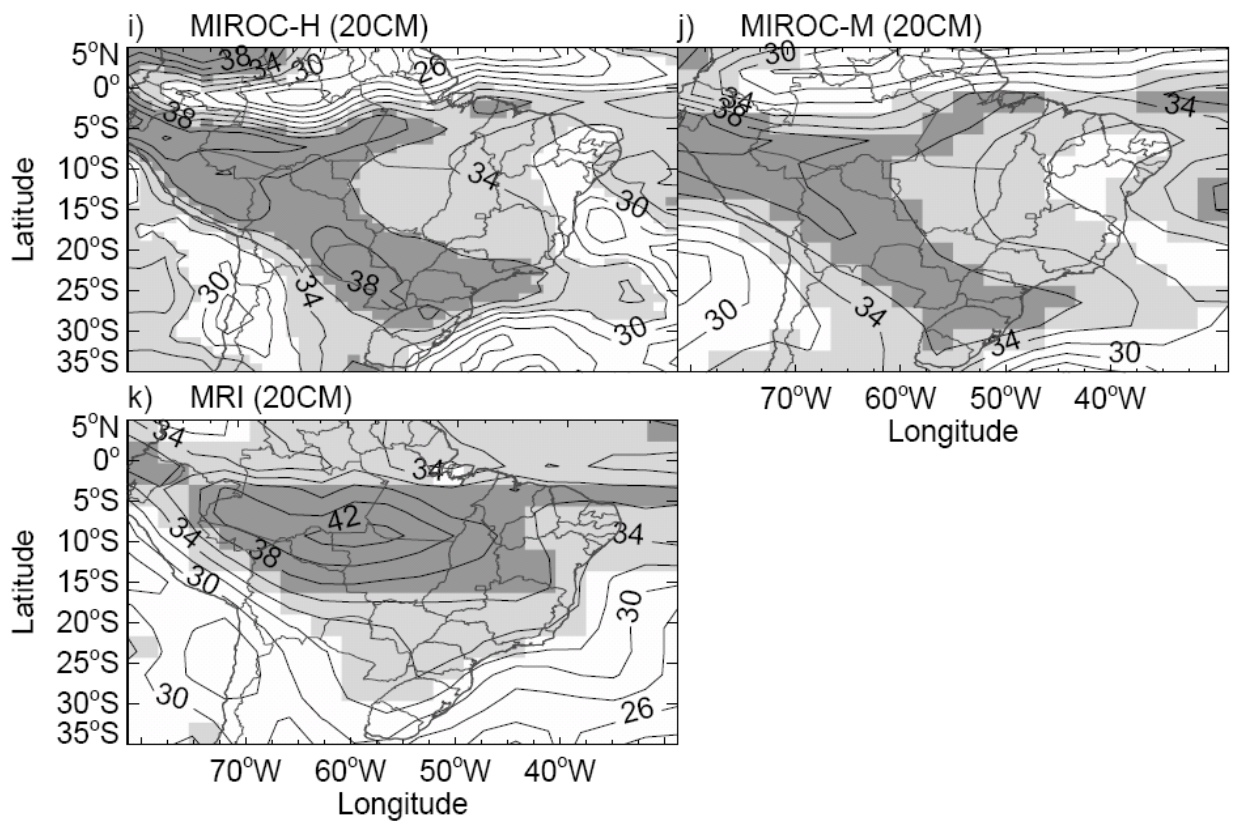


FIGURA 4.9 – (Continuação).

4.9 Variabilidade interanual da duração do RMAS

O MAD da duração do RMAS para os dados do GPCP e para as simulações dos modelos climáticos globais acoplados do IPCC estão representados na figura 4.10. A duração da estação chuvosa nos dados observados apresenta menor variabilidade sobre a região central do continente, variando de 2 a 4 pântadas (Fig. 4.10a). Os modelos divergem bastante entre si em relação à simulação da variabilidade interanual da duração do RMAS (Fig. 4.10). Mesmo sobre a região central da AS, onde os modelos apresentam menor dispersão em relação ao ciclo anual da precipitação (Fig. 3.4), há muita dispersão entre as simulações. O que é coerente com o fato de que os modelos falham em representar o padrão espacial da duração da estação chuvosa sobre a AS, como mencionado anteriormente. Sobre a região central da AS, as maiores diferenças nas simulações da variabilidade da duração do RMAS em relação ao dado observado são apresentadas pelos modelos ECHAM5 (Fig. 4.10e) e FGOALS (Fig. 4.10f), que subestimam a variabilidade em aproximadamente 2 pântadas, e GFDL-CM2.0 (Fig. 4.10g) e GFDL-CM2.1 (Fig. 4.10h), que superestimam a variabilidade entre 2 a 4 pântadas.

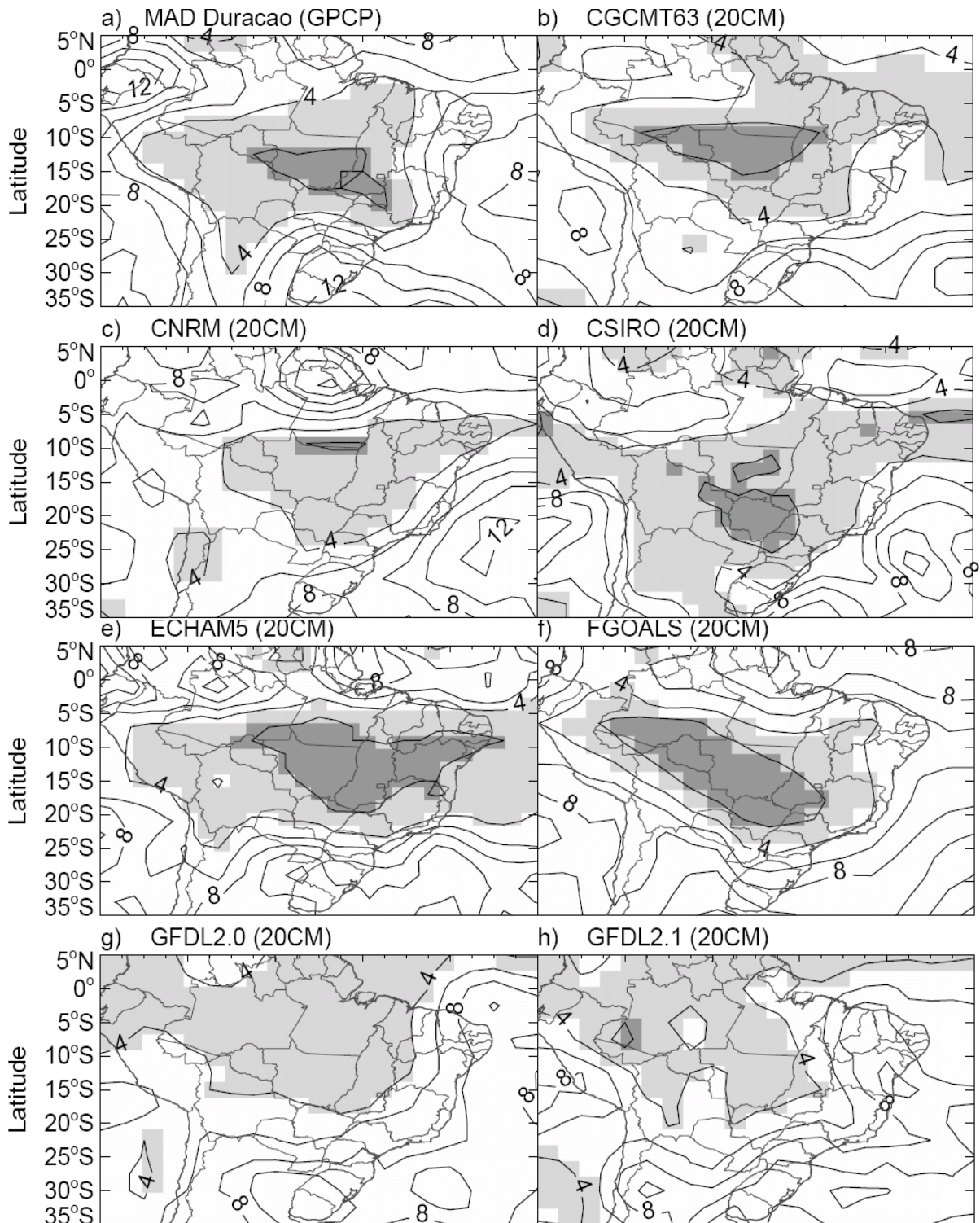


FIGURA 4. 10 – MAD da duração do RAS para (a) GPCP; (b) CGCMT63; (c) CNRM; (d) CSIRO; (e) ECHAM5; (f) FGOALS; (g) GFDL2.0; (h) GFDL2.1; (i) MIROC3.2-hires; (j) MIROC3.2-medres e (l) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 2 pântadas. O sombreado cinza claro mostra as regiões em que o MAD é menor ou igual a 4 pântadas e maior que 2 pântadas e o sombreado cinza escuro mostra regiões em que o MAD é menor ou igual a 2 pântadas.

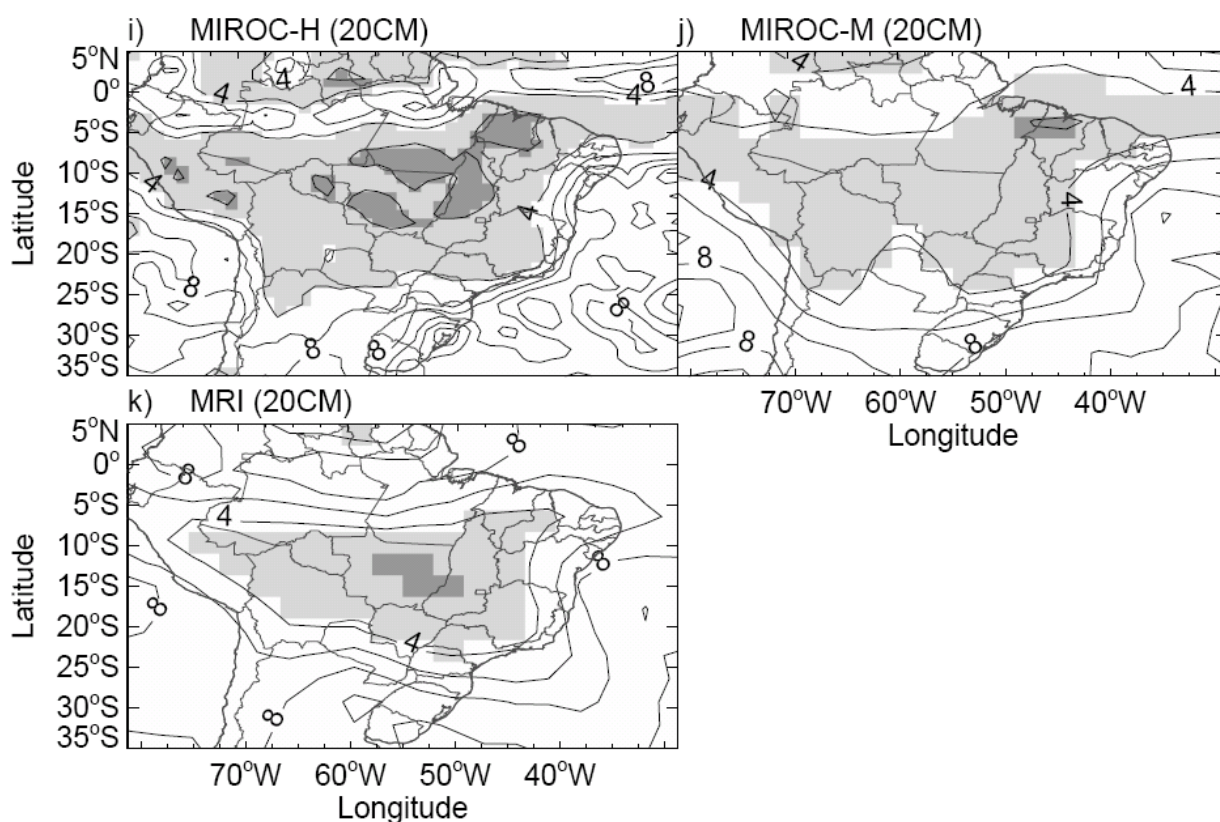


FIGURA 4.10 – (Continuação).

4.10 Dispersões entre o conjunto de simulações

O desvio padrão entre as médias das simulações (Ensemble) para o cenário 20CM é apresentado na figura 4.11 e representa a dispersão entre as simulações dos modelos. Para esta análise foram calculadas as médias das datas de início e fim, assim como da duração e do total precipitado do RMAS simuladas por cada modelo para o cenário 20CM. Em seguida estes campos foram degradados para uma grade comum de 2.8° latitude/longitude e foi calculado o desvio padrão entre as simulações médias de cada modelo. Assim, construiu-se um campo de dispersão entre as simulações de todos os modelos estudados neste trabalho, onde cada modelo tem o mesmo peso independente do número de simulações consideradas para cada modelo. Para as simulações de início do RMAS a menor dispersão ocorre sobre a maior parte do Brasil além de Bolívia, Paraguai, norte da Argentina, Uruguai e a região das ZCAS no Oceano Atlântico subtropical, com desvio padrão de aproximadamente 4 pântadas (Fig. 4.11a). A maior concordância entre as simulações dos modelos do IPCC para as datas de fim

da estação chuvosa ocorre sobre o Brasil Central com valores de desvio padrão de aproximadamente 2 pântadas (Fig. 4.11b). A dispersão entre as simulações de duração da estação chuvosa é menor sobre o sudeste e sul do Brasil, leste do Paraguai e nordeste da Argentina, com valores de desvio padrão de aproximadamente 2 pântadas. Já para o total precipitado, a menor dispersão entre as simulações se dá sobre o centro-sul do Brasil e oceano adjacente, variando entre 150 e 250 mm sobre a região do Brasil Central e chegando a 100 mm sobre o Atlântico subtropical (Fig. 4.11d). Um máximo local de desvio padrão da precipitação total acumulada durante o RMAS é observado sobre o centro-leste do Brasil. Estes resultados mostram que há uma grande discordância entre as simulações das características da estação chuvosa pelos GCCMs estudados sobre o norte da Amazônia e sobre o Atlântico. Portanto, as projeções destes modelos para um cenário futuro de mudanças globais sobre a região norte da Amazônia são pouco confiáveis e devem ser interpretadas com muito cuidado.

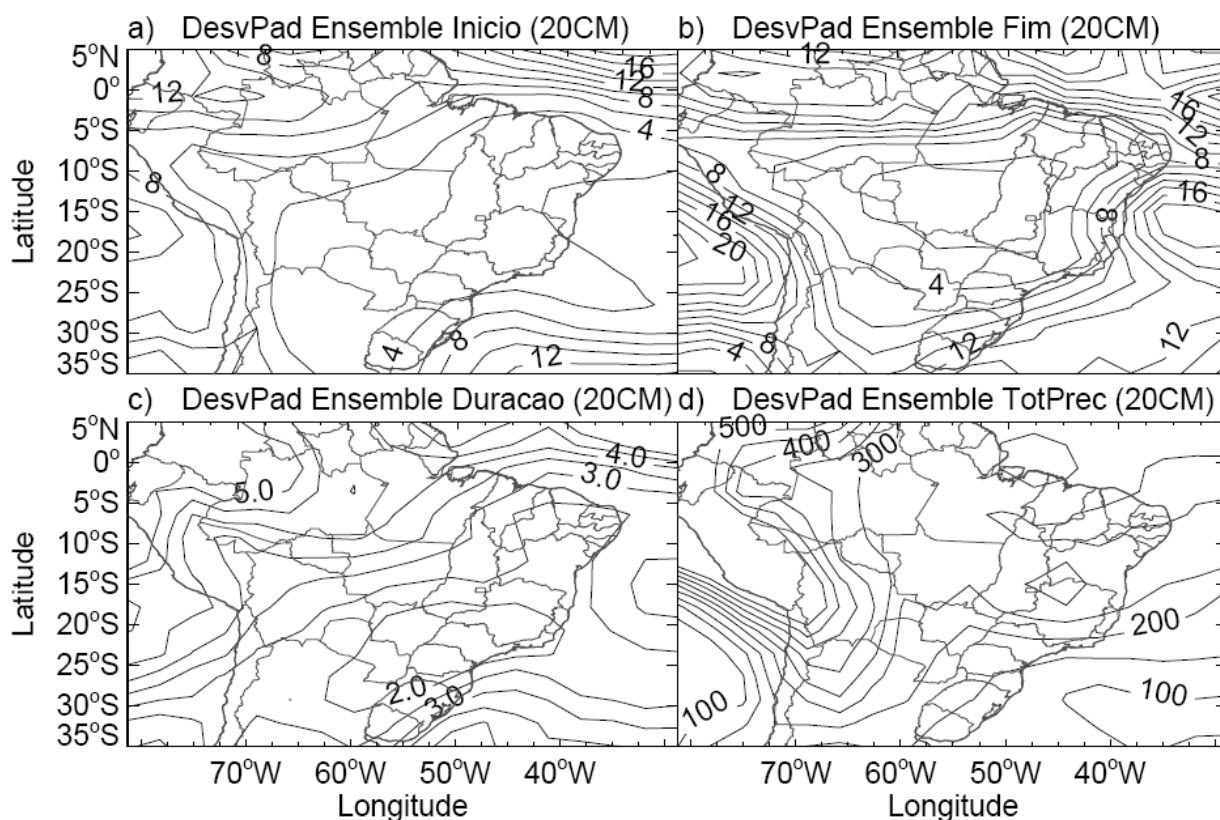


FIGURA 4. 11 – Desvio padrão da média de Ensemble para (a) início do RMAS; (b) fim do RMAS (c) duração do RMAS; (d) total precipitado durante o RMAS. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 2 pântadas em (a) e (b), 0,5 pântada em (c) e 50 mm em (d).

A maioria dos modelos ainda tem problemas em reproduzir a precipitação sazonal nas principais bacias da AS, o que deveria impedir o uso destes modelos para aplicações hidrológicas (Vera et al, 2006b). Entretanto, este trabalho mostrou que para a região do Brasil Central a maioria dos modelos consegue reproduzir muito bem o comportamento da precipitação e apresentam pouca dispersão entre si.

4.11 Projeções para o cenário A1B

A mesma metodologia aplica anteriormente para o conjunto de simulações do cenário 20CM foi aplicada para o conjunto de simulações do cenário A1B. Os campos de medianas de início, fim, duração e total precipitado simulados para o cenário A1B por um determinado modelo foram comparados com seus respectivos campos simulados para o cenário 20CM pelo mesmo modelo. Foram construídos campos de diferenças entre estes campos de medianas e a significância estatística das diferenças entre as simulações foi obtida pelo teste da mediana.

As menores diferenças entre as simulações de início, fim e duração do RMAS para o cenário A1B em relação ao cenário 20CM ocorrem sobre a região do Brasil central e, em geral, ficam em torno de zero. Além disso, estas diferenças apresentam uma grande variabilidade espacial de forma que não há regiões coerentes com diferenças estatisticamente significativas. Portanto, os resultados não sugerem diferenças sensíveis nas datas de início e fim do RMAS, assim como em sua duração, para um cenário futuro de mudanças globais (não mostrado).

A figura 4.12 mostra a diferença entre o campo de mediana de precipitação total acumulada durante o RMAS simulada para o cenário A1B em relação à simulada para o cenário 20CM para cada modelo estudado neste trabalho. O CNRM-CM3 (Fig. 4.12a) apresenta diferenças na mediana de total precipitado durante a estação chuvosa de até 250 mm sobre a região central do Brasil, enquanto o MIROC3.2-medres (Fig. 4.12i) mostra diferenças de -250 mm sobre a mesma região, para a simulação no cenário A1B em relação à simulação cenário 20CM. Seis dos dez modelos estudados mostram diminuição da precipitação sobre o centro-leste do Brasil para o cenário de mudanças globais, com diferenças variando de -300 a -50 mm dependendo do modelo. São eles o CSIRO-Mk3.0 (Fig. 4.12c), FGOALS-g1.0 (Fig. 4.12e), GFLD-CM2.0 (Fig. 4.12f), GFDL-

CM2.1 (Fig. 4.12g), MIROC3.2-hires (Fig. 4.12h) e MIROC3.2-medres (Fig. 4.12i). Além disso, em quatro destes modelos (FGOALS-g1.0, GFDL-CM2.0, MIROC3.2-medres e MIROC3.2-hires) as diferenças são estatisticamente significativas ao nível de 5%.

Estes resultados são importantes, pois mostram uma consistência entre as simulações dos modelos climáticos globais acoplados do IPCC indicando uma redução da precipitação associada às monções de verão da AS num cenário futuro de mudanças globais. Os modelos FGOALS-g1.0, MIROC3.2-medres e MIROC3.2-hires são alguns dos modelos que melhor representam o início e duração do RMAS e a precipitação total acumulada durante o RMAS, e, portanto, a redução da precipitação durante as monções de verão da AS sobre o centro-leste do Brasil está sendo indicada sobre uma região com maior confiabilidade. Tebaldi et al (2006) observaram que os modelos climáticos globais do IPCC mostram um sinal consistente simulando períodos mais prolongados de dias secos consecutivos e aumento na intensidade das chuvas para esta mesma região em um cenário futuro de mudanças globais. Entretanto, Meehl et al (2005) verificaram uma diminuição na precipitação média para a região centro-leste do Brasil. Segundo ambos os autores, choveria com menos frequência e conseqüentemente a precipitação média diminuiria, porém, dado um evento de chuva este seria mais intenso.

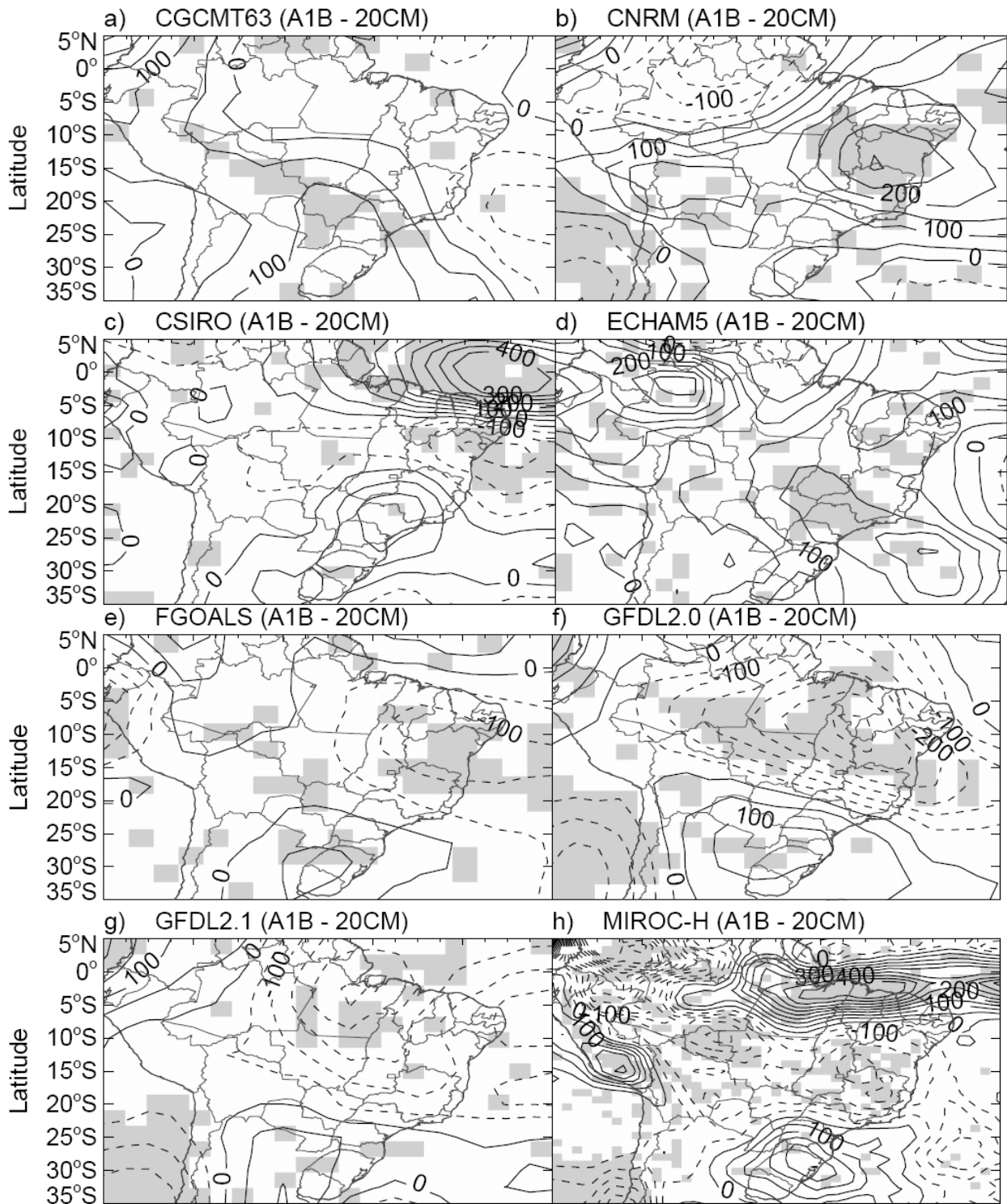


FIGURA 4. 12 – Diferença entre a mediana do total precipitado dentro da estação chuvosa simulada para o cenário A1B e o simulado para o cenário 20CM para o modelo (a) CNRM; (b) CGCMT63; (c) CSIRO; (d) ECHAM5; (e) FGOALS; (f) GFDL2.0; (g) GFDL2.1; (h) MIROC3.2-hires; (i) MIROC3.2-medres e (j) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 50 mm. Linhas cheias indicam valores positivos e linhas tracejadas indicam valores negativos. As regiões sombreadas indicam as regiões em que a diferença é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

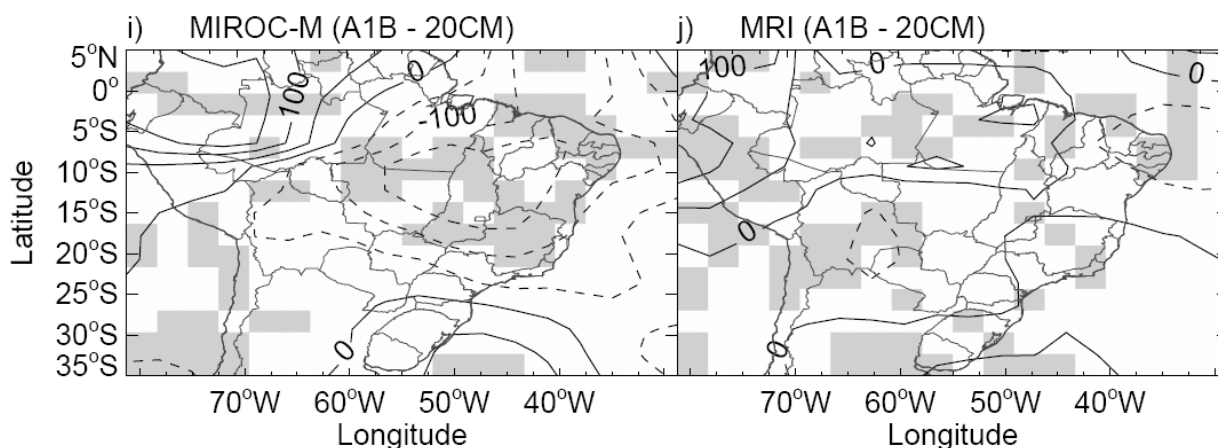


FIGURA 4.12 – (Continuação).

A figura 4.13 mostra a diferença entre o MAD de total precipitado durante o RMAS simulado para o cenário A1B e o simulado para o cenário 20CM. As projeções de variabilidade interanual da precipitação acumulada durante o RMAS variam muito de modelo para modelo. Sobre a região central do Brasil, a maioria destas projeções indica diferenças entre 0 e 20 mm (Fig. 4.13), com exceção dos modelos FGOALS-g1.0 (Fig. 4.13e) e MIROC3.2-medres (Fig. 4.13i), que mostram uma diminuição de aproximadamente 40 mm, e o modelo ECHAM5 (Fig. 4.13d), que indica uma aumento de até 80 mm na variabilidade da precipitação acumulada durante o RMAS sobre a região central do Brasil para o cenário A1B em relação ao clima presente. Além disso, apenas o modelo ECHAM5 (Fig. 4.13d) apresenta regiões coerentes com diferenças estatisticamente significativas sobre o Brasil central e, portanto, não há indícios de que haveria mudanças na variabilidade interanual da precipitação sobre a região. Mesmo assim, é importante ressaltar que o modelo MIROC3.2-hires (Fig. 4.13h) apresenta uma projeção de diminuição da variabilidade da precipitação acumulada durante o RMAS, no cenário A1B em relação ao cenário 20CM, sobre a mesma região em que o modelo simula uma redução na mediana do total precipitado durante o RMAS (Fig. 4.12h). Sendo o modelo MIROC3.2-hires um dos que melhor simulam as características do RMAS estudadas neste trabalho, estes resultados sugerem uma possível diminuição da precipitação de verão sobre o leste do Brasil aliada a uma redução na sua variabilidade interanual, para um cenário futuro de mudanças globais.

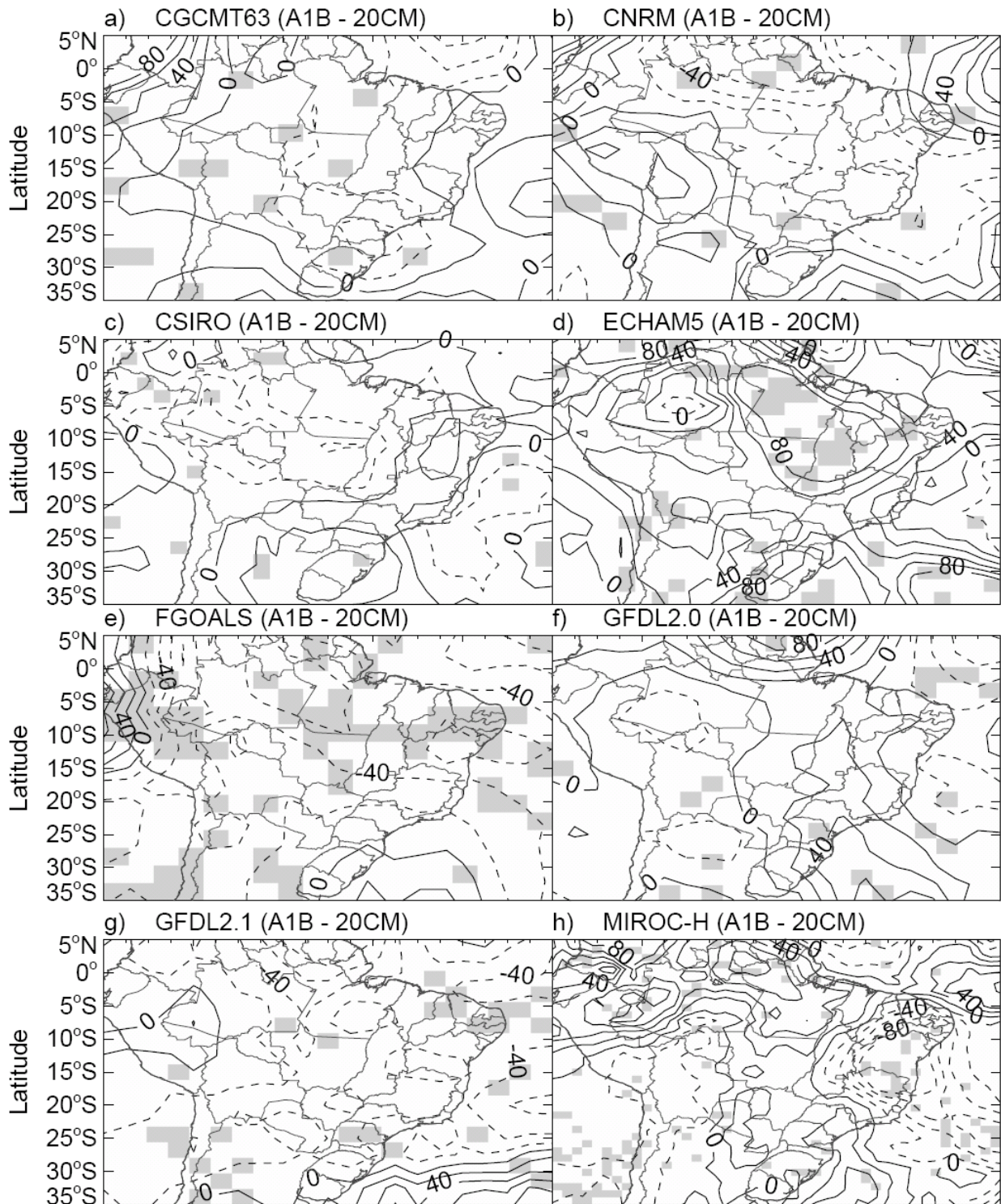


FIGURA 4. 13 – Diferença entre o MAD do total precipitado dentro da estação chuvosa simulada para o cenário A1B e o simulado para o cenário 20CM para o modelo (a) CNRM; (b) CGCMT63; (c) CSIRO; (d) ECHAM5; (e) FGOALS; (f) GFDL2.0; (g) GFDL2.1; (h) MIROC3.2-hires; (i) MIROC3.2-medres e (j) MRI. As isolinhas estão separadas por um intervalo de 50 mm. Linhas cheias indicam valores positivos e linhas tracejadas indicam valores negativos. As regiões sombreadas indicam as regiões em que a diferença é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

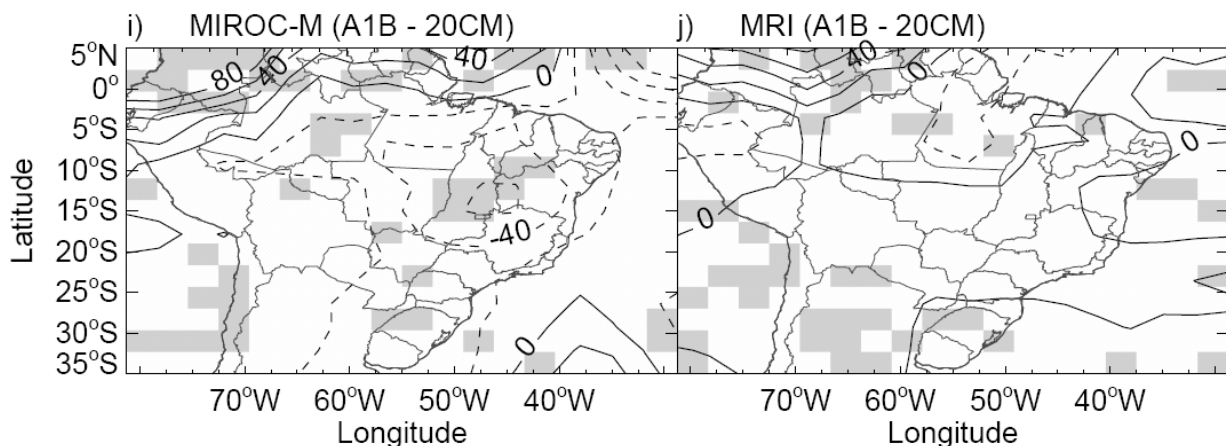


FIGURA 4.13 – (Continuação).

Apesar da metodologia empregada neste trabalho não ser muito apropriada para a região sul do Brasil onde o ciclo anual da precipitação não apresenta uma única estação chuvosa bem definida (Grimm 2003), quase todos os modelos avaliados indicam um aumento da precipitação acumulada durante a estação chuvosa sobre o sudeste da AS (Sul do Brasil, Uruguai e nordeste da Argentina) para um cenário futuro de mudanças globais, coerente com o observado por Vera et al (2006b) (Fig. 4.12). Apesar das diferenças não serem estatisticamente significativas, a grande coerência entre os modelos em relação ao aumento da precipitação sazonal nesta região é um resultado confiável.

5. PADRÕES CLIMÁTICOS ASSOCIADOS A EXTREMOS NAS CARACTERÍSTICAS DO RMAS

A temperatura da superfície dos oceanos influencia as datas de início da estação chuvosa sobre a Amazônia (Liebmann e Marengo, 2001). Marengo et al (2001) observaram que anomalias negativas no Oceano Atlântico Tropical e positivas no Oceano Pacífico Tropical estão associadas a um atraso no início da estação chuvosa da Amazônia Central e anomalias positivas no Atlântico estão associadas a um atrasado no fim da estação chuvosa na região. Na escala interanual, a variabilidade da precipitação sobre a AS é principalmente influenciada pelo fenômeno ENOS (p.ex., Ropelewski e Halpert 1987; Grimm et al. 1998; Coelho et al. 2002; Grimm, 2003). Durante a fase quente do ENOS as anomalias positivas de TSM tropical geram trens de

ondas de Rosby que se propagam em direção à AS e alteram o clima na região. Estes trens de onda formam um padrão de propagação com número de onda três no Hemisfério Sul, que apresenta maior amplitude sobre a região do Pacífico e América do Sul e, portanto, conhecido como o padrão de teleconexões Pacífico-América do Sul (em inglês, Pacific-South America – PSA) (p.ex. Ghil e Mo, 1991; Mo, 2000).

De acordo com Dai (2006) os modelos climáticos acoplados do IPCC com correção de fluxos (CGCM3.1 e MRI-CGCM2.3.2) são os que reproduzem mais realisticamente os padrões de TSM tropical, embora a TSM do Atlântico tropical próximo da África seja superestimada pelo CGCM3.1. A região de água fria sobre o Pacífico Leste Tropical simulada pelos modelos CNRM-CM3, CSIRO-Mk3.0, GFDL-CM2.1, ECHAM5, MIROC3.2 estende-se muito para o oeste sobre o Pacífico Central Equatorial. Por outro lado, a região de água fria observada sobre a costa oeste da AS não é simulada pelo FGOALS-g1.0 e pelo GFDL-CM2.0. Além disso, sobre os oceanos Pacífico Oeste Tropical e Índico Tropical os modelos ECHAM5 e FGOALS superestimam a TSM observada, enquanto os modelos CNRM-CM3, CSIRO-Mk3.0 e MIROC3.2 subestimam os valores de TSM. Grandes diferenças entre TSM observada e simulada são observadas sobre o Oceano Atlântico tropical, onde a maioria dos modelos subestima a TSM observada e apenas o ECHAM5 e o MRI-CGCM2.3.2 simulam realisticamente a TSM sobre o mar do caribe e Golfo do México. AchutaRao e Sperber (2006) verificaram que a variabilidade da temperatura do ar à superfície nas regiões do NIÑO3, NIÑO3.4 e NIÑO4 são superestimadas pelos modelos CNRM-CM3, CSIRO-Mk3.0, ECHAM5, FGOALS-g1.0, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1 e MRI-CGCM2.3.2 e subestimada pelos modelos MIROC3.2 (hires e medres). Para a região do NIÑO3, 25% dos modelos falham em representar o máximo espectral da TSM observada, que ocorre entre 2 a 7 anos, e estes modelos são aqueles com baixa variabilidade tropical. Já em relação à simulação de extremos de temperatura, Kharin et al (2007) mostraram que as discrepâncias entre as simulações dos modelos do IPCC e dados de reanálises e entre as simulações em si são geralmente maiores quanto à representação de extremos frios do que extremos quentes. Algumas exceções são superestimativas nos extremos quentes subtropicais simulados pelo MIROC3.2-medres,

MIROC3.2-hires e CGCM3.1. Extremos frios são bem simulados nos oceanos livres de gelo.

Uma vez que os modelos climáticos globais acoplados do IPC são capazes de reproduzir as principais características da temperatura superficial dos oceanos e esta pode influenciar a precipitação sobre a AS, a idéia deste capítulo é identificar padrões climáticos de baixa frequência nos dados de TSM associados a anos extremos em relação às características do RMAS, tais como datas de início e fim, duração e precipitação total acumulada e, além disso, verificar se os modelos climáticos do IPCC conseguem reproduzir tais padrões.

5.1 Metodologia

5.1.1 Análise de eventos extremos

A figura 5.1 mostra o coeficiente de correlação entre a precipitação, para os dados do GPCP, considerando os meses de setembro e outubro, e o primeiro modo da função ortogonal empírica rotacionada (em inglês, *Rotated Empirical Orthogonal Function* - REOF) da própria precipitação, também para os meses de setembro e outubro, no período entre 1979 e 2004. Os procedimentos para o cálculo da REOF pode ser visto em Wilks (2006). Observa-se um padrão de dipolo entre a precipitação sobre o sudeste e sul do Brasil, semelhante ao padrão encontrado por Nogués-Paegle e Mo (1997), relacionado à variabilidade da precipitação associada à ZCAS. O sombreado mostra as regiões onde o coeficiente de correlação é estatisticamente significativo ao nível de 5% (o teste estatístico do coeficiente de correlação pode ser visto no apêndice A). A região sombreada em cinza escuro (Fig. 5.1) representa a porção continental do Brasil (Centro-Sudeste), que foi selecionada para o estudo de extremos das características das monções. Esta região compreende grande parte da região originalmente dominada pelo Cerrado brasileiro e coincide com a porção continental sob a influência da ZCAS (Carvalho et al. 2004).

Anos extremos para uma determinada variável (início, fim, duração e total precipitado) foram definidos como aqueles em que mais de 50% dos pontos de grade da região Centro-Sudeste apresentam valores desta variável iguais ou maiores (menores) que o seu respectivo percentil de 75% (25%). Ou seja, anos extremos

chuvosos (secos) foram definidos como os anos em que mais de 50% dos pontos de grade da região Centro-Sudeste apresentaram valores de total precipitado \geq (\leq) ao percentil de 75% (25%) do total precipitado.

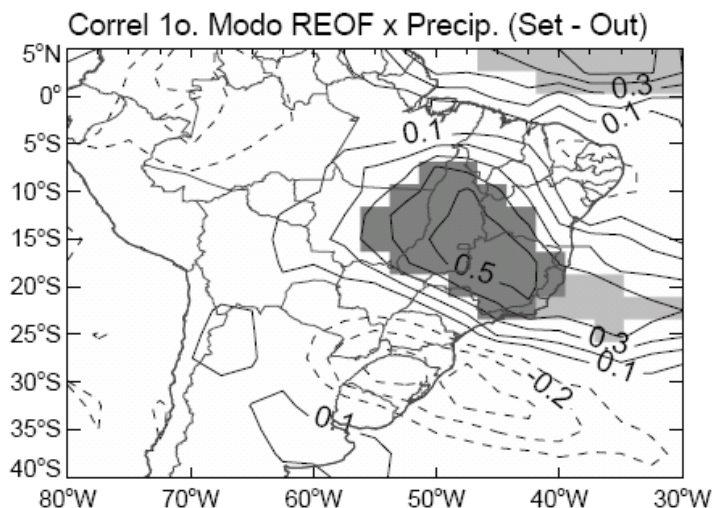


FIGURA 5. 1 – Correlação entre a precipitação do GPCP e o primeiro modo da EOF rotacionada da precipitação nos meses de setembro e outubro, para o período de 1979 a 2004. As linhas estão separadas por um intervalo de 0.1. Valores positivos são apresentados por linhas cheias e negativos por linhas tracejadas. A região sombreada representa a região onde a correlação é estatisticamente significativa ao nível de 5%. A região sombreada em cinza escuro foi selecionada para a análise de extremos.

Para esta análise foram adicionados 10 anos de dados aos conjuntos de dados das simulações dos GCCMs, no cenário 20CM, para aumentar a confiabilidade dos resultados. Ou seja, foram utilizados dados de precipitação em pântadas e dados mensais de “*skin temperature*” das simulações dos GCCMs para o período de 1971 a 2000. Foram criadas composições mensais de temperatura da superfície do mar filtrada na escala interanual (TSMF) para eventos extremos de início, fim, duração e total precipitado do RMAS.

5.1.2 Filtro de Separação de Escalas

A filtragem dos dados é baseada em atribuições de pesos que permitem uma resposta das bandas de interesse. A separação da banda é dada por uma função retangular a qual atribui valor igual a um para as freqüências que se deseja separar e zero para as demais. O método utilizado para filtrar os dados na escala temporal

interanual foi a transformada rápida de Fourier (do inglês, *Fast Fourier Transform* - FFT).

O cálculo da FFT consiste em obter os coeficientes da transformada discreta de Fourier aproveitando as propriedades de ortogonalidade entre senos e cossenos, de maneira a não ser necessário efetuar cálculos redundantes.

Inicialmente, foi removida a média da série e a tendência linear, obtendo-se a série temporal $X(t)$. Aplica-se então a FFT na série $X(t)$ que resulta em uma nova série $H(f)$ transformada para o domínio da frequência (eq. 5.1)

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \cdot \exp(2\pi i \cdot f \cdot t) dt \quad (5.1)$$

A partir da resposta de frequência $R(f)$, definida pela razão entre a amplitude das ondas que compõem a série temporal filtrada $C'(f)$ e a amplitude das ondas que compõem a série temporal original $C(f)$ (eq. 5.2), calcula-se a convolução entre $R(f)$ e $H(f)$ (eq. 5.3), que resulta em uma nova função $H'(f)$, onde as amplitudes das frequências a serem retidas são preservadas e as demais amplitudes são removidas ou atenuadas.

$$R(f) = \frac{C'(f)}{C(f)} \quad (5.2);$$

$$H'(f) = (R.H)(f) = \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau) \cdot H(t - \tau) d\tau \quad (5.3)$$

Por fim, aplica-se a FFT inversa na série $H'(f)$ com o propósito de retornar ao domínio do tempo, gerando a série temporal filtrada $y(t)$ (eq. 5.4).

$$Y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} H'(f) \cdot \exp(-2\pi i \cdot f \cdot t) df \quad (5.4)$$

Neste trabalho o filtro foi aplicado com o intuito de reter oscilações com período superior a 370 dias.

5.1.3 Coeficiente de Correlação de Pearson e “Spearman Rank Correlation”.

O coeficiente de correlação de Pearson entre duas variáveis “x” e “y” é dado pela covariância entre as duas séries dividida pelo produto do desvio padrão “S” de cada série (Eq. 5.5).

$$r_{xy} = \frac{Cov(x, y)}{S_x \cdot S_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \cdot \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right]^{1/2}} \quad (\text{Eq. 5.5})$$

Entretanto, quando duas séries temporais são comparadas através do coeficiente de correlação de Pearson a relação entre eles pode ser subestimada se esta não tiver um comportamento estritamente linear. Uma alternativa robusta e resistente ao coeficiente de correlação de Pearson é a “Spearman Rank Correlation” (R_C), que consiste em calcular o coeficiente de correlação de Pearson dos índices das séries temporais ordenadas ao invés de calculá-lo para as séries em si. Ou seja, sejam duas séries de “n” elementos, o menor valor das séries recebe o índice “1” e o último elemento das séries recebe o índice “n”. Assim, é gerada uma nova série temporal com os respectivos índices da série original, onde estes índices representam a posição relativa de cada elemento na série ordenada. A correlação então é calculada entre estas séries de índices (Wilks, 2006). A R_C é dada pela equação 5.6, tal que:

$$R_C = \frac{\sum_{i=1}^n S_i \cdot t_i - \left(\sum_{i=1}^n S_i \right) \left(\sum_{i=1}^n t_i \right) / n}{\sqrt{\sum_{i=1}^n S_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n S_i \right)^2 / n} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n t_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n t_i \right)^2 / n}} \quad (5.6)$$

Onde n é o número de elementos das séries temporais e “ S_i ” é a posição do elemento “ x_i ” e “ t_i ” é a posição do elemento “ y_i ”. É importante lembrar que se mais de um elemento de qualquer uma das séries temporais apresentarem o mesmo valor, o índice associado a cada um destes elementos deve ser a mediana entre as suas respectivas posições na série ordenada (Anderson e Finn, 1996).

A significância estatística da R_C é obtida através da tabela de probabilidades criada por Zar (1972)

A R_C foi utilizada para verificar a relação entre eventos extremos de início, fim, duração e precipitação total acumulada do RMAS com anomalias de TSM filtrada na escala interanual, para os dados observados e simulados pelos GCCMs.

5.2 Relação entre TSMF e extremos nas datas de início do RMAS.

A figura 5.2 mostra a diferença das composições mensais de TSMF entre anos extremos de início atrasados e adiantados do RMAS, para o período de junho a agosto, que caracteriza o período da estação seca, e de setembro a novembro, que caracteriza a transição entre a estação seca e chuvosa na região Centro-Sudeste.

Observa-se que as diferenças nas composições de TSMF associadas a eventos extremos nas datas de início do RMAS mostram um padrão persistente de valores negativos sobre o Pacífico Oeste Tropical e valores positivos sobre uma grande região do Pacífico Central Tropical e sobre o Oceano Índico Tropical, presente de junho a novembro, estatisticamente significativo ao nível de 5% para o teste da diferença das médias (apêndice A). Além disso, as diferenças nas composições de TSMF de junho (Fig. 5.2a) mostram ainda valores positivos sobre o Pacífico Leste subtropical e o Atlântico Norte. Nos meses subsequentes as diferenças de TSMF sobre a região tropical intensificam-se e surgem regiões com diferenças positivas sobre o Oceano Antártico e negativas sobre o Pacífico Central Subtropical (Fig. 5.2b-c). De setembro a novembro as diferenças de TSMF sobre o Atlântico Norte diminuem e surgem diferenças positivas sobre o Atlântico Sul Tropical e diferenças negativas sobre o Atlântico Sul Subtropical e sobre o Oceano Antártico (Fig. 5.2d-f). Estes resultados mostram padrões de TSM semelhantes a um típico padrão de ENOS (p.ex. Rasmusson e Carpenter, 1982) (Fig. 5.3a). Mo (2000) identificou padrões de TSM associados ao padrão PSA, para o trimestre de setembro a novembro, muito semelhantes aos padrões de TSMF tropical encontrados neste trabalho para o mesmo período (Fig. 5.3b). Portanto, o início tardio (antecipado) do RMAS sobre a região Centro-Sudeste parece estar associado à influência remota de eventos de El Niño (La Niña).

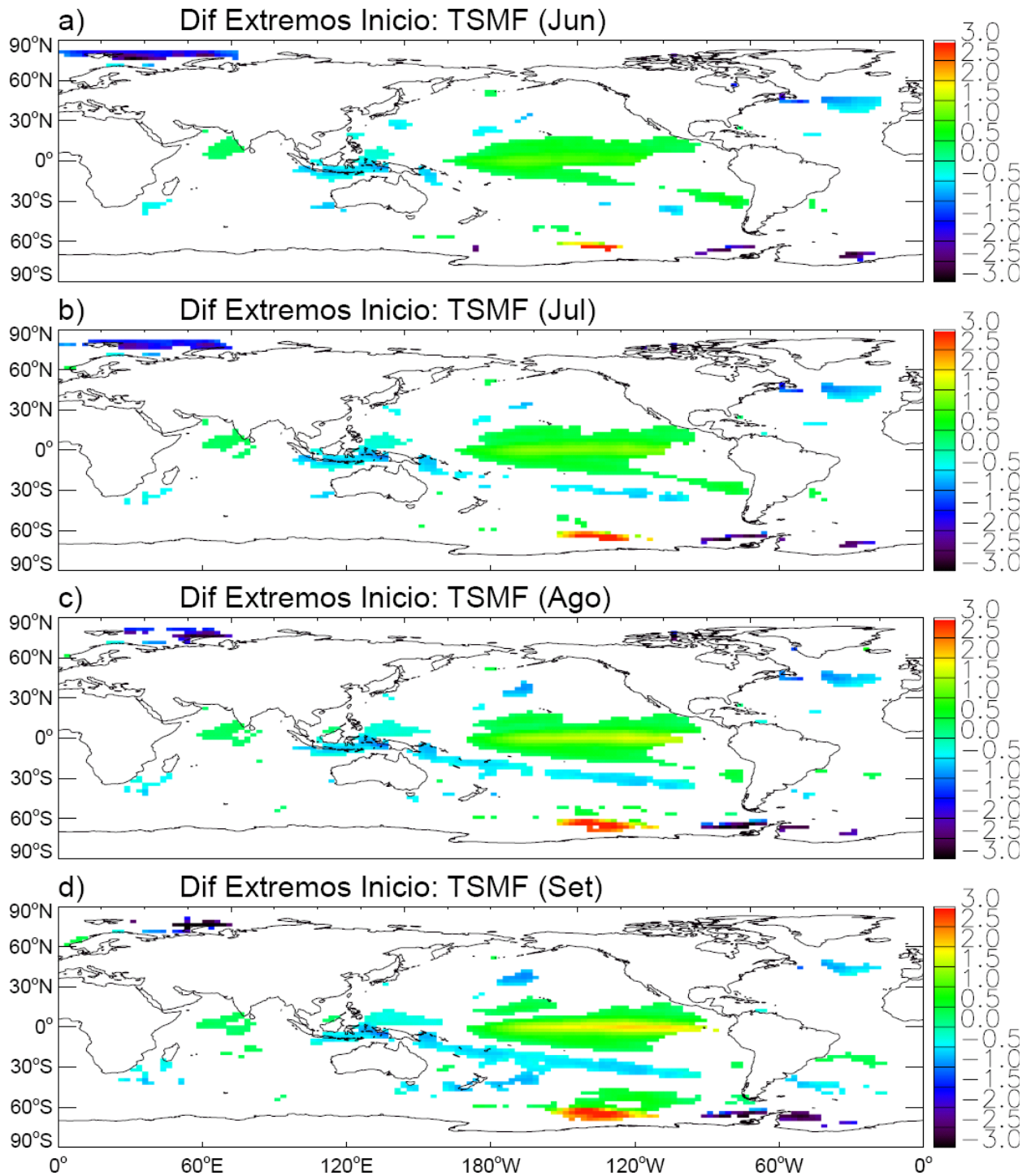


FIGURA 5. 2: diferença das composições mensais de TSMF (K) entre anos extremos de início atrasados e adiantados do RMAS para os meses de (a) junho; (b) julho; (c) agosto; (d) setembro; (e) outubro e (f) novembro. Na figura são apresentadas apenas as regiões onde as diferenças são estatisticamente significativas ao nível de 5% para o teste da diferença das médias.

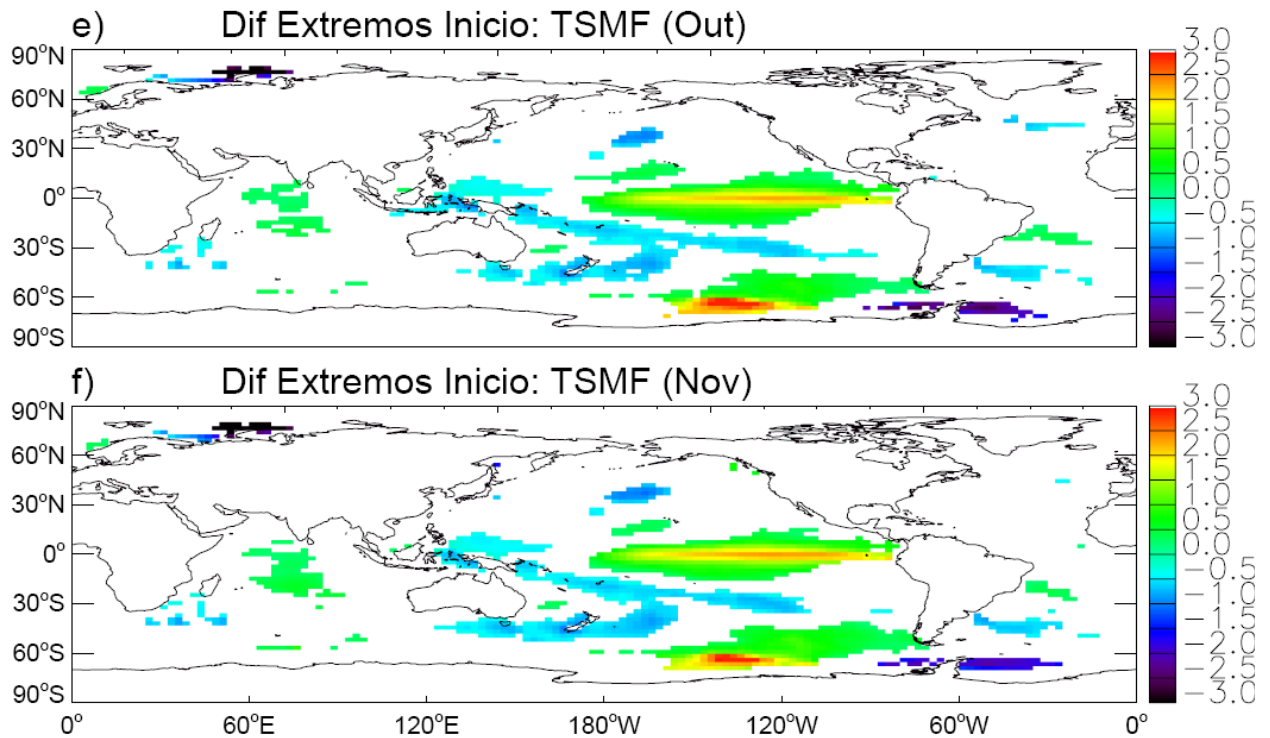


Figura 5.2: (Continuação).

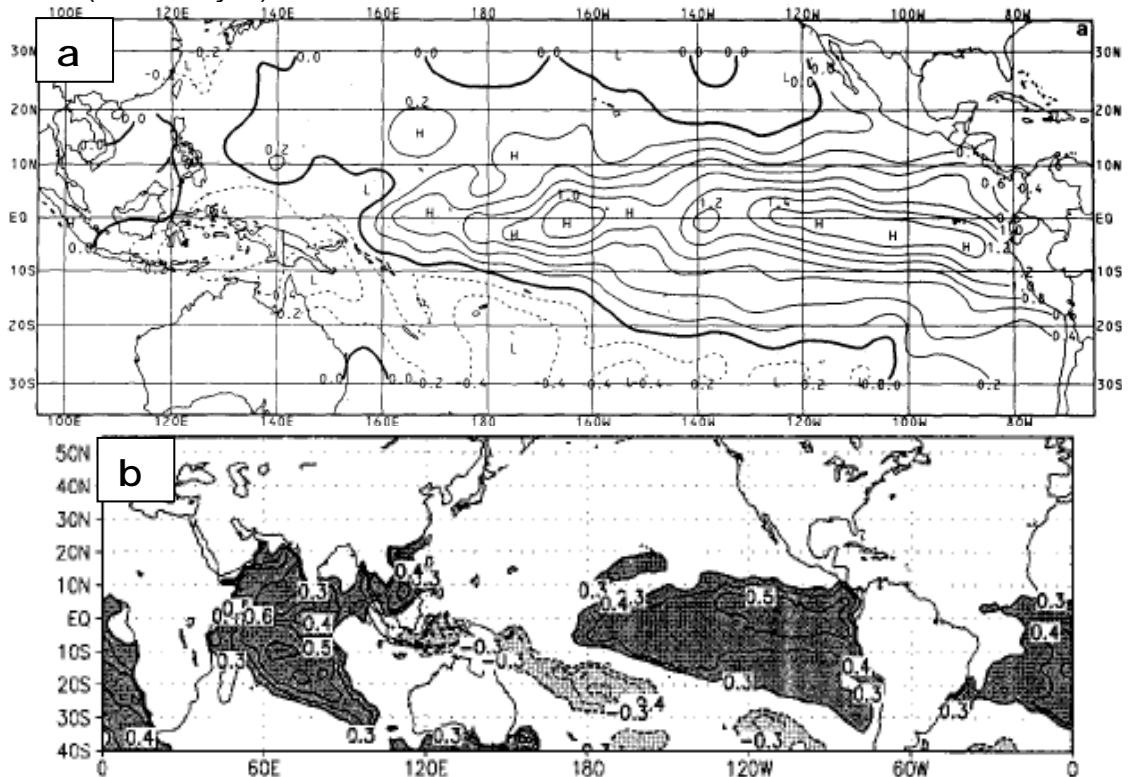


FIGURA 5. 3: (a) Composições de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para eventos El Niño (médias no período de agosto a outubro) obtidas por Rasmusson e Carpenter (1982). (b) Correlação entre a média sazonal de anomalias de TSM e o modo de variabilidade do PSA, considerando o trimestre de setembro a novembro.

Entretanto, os padrões de TSMF encontrados para extremos nas datas de início do RMAS podem estar sendo influenciados por eventos intensos de ENOS, onde poucos eventos podem elevar a média dos casos de forma que pareça haver uma relação consistente entre a TSM do Pacífico Tropical e o início das monções de verão na região Centro-Sudeste. Portanto, a consistência dos resultados obtidos foi avaliada aplicando-se a R_C entre a série temporal das datas de início da estação chuvosa, média para a região Centro-Sudeste, e a série temporal mensal de TSMF de cada ponto de grade, apresentada na figura 5.4, para o período de junho a novembro.

Os padrões espaciais observados na figura 5.4 são bastante semelhantes àqueles das figuras 5.2 e 5.3, com valores positivos de R_C (aproximadamente 0,6) sobre o Pacífico Central Tropical e Oceano Índico Tropical e valores negativos de R_C (aproximadamente -0,6) sobre a região da Indonésia, Pacífico Oeste Tropical e Pacífico Central Subtropical, persistentes de junho a novembro e estatisticamente significativos ao nível de 5%. Há, portanto, uma forte relação entre as datas de início do RMAS sobre a região Centro-Sudeste e a variabilidade interanual da TSM em regiões tropicais, principalmente associada ao ENOS. Além disso, observa-se uma forte relação entre o início da estação chuvosa e a TSMF sobre regiões extratropicais, principalmente no trimestre de setembro a novembro (Fig. 5.4), coerente com os resultados de Carvalho et al (2005). Neste estudo os autores mostraram que na escala de tempo interanual o fenômeno ENOS pode modular a variabilidade da Oscilação Antártica (AAO) durante o verão austral, isto é, eventos El Niño (La Niña) favorecem a persistência da fase negativa (positiva) da AAO. A AAO é o modo dominante de variabilidade sobre o hemisfério Sul (p.ex. Gong e Wang 1999; Thompson e Wallace 2000; Mo 2000; Carvalho et al, 2005) e é caracterizada por estruturas simétricas ou “anulares” com perturbações de altura geopotencial opostas, localizadas sobre o pólo e sobre uma faixa zonal em aproximadamente 45°S, ou seja, é uma estrutura zonalmente simétrica envolvendo trocas de massa entre médias e altas latitudes (Carvalho et al, 2005; e referências), com maior variabilidade durante a primavera austral (meio de outubro a meio de dezembro) (Thompson e Wallace, 2000). Uma vez que a interação entre trópicos e extratropicos não é totalmente conhecida, examinamos a relação entre o ENOS, AAO e o início do RMAS.

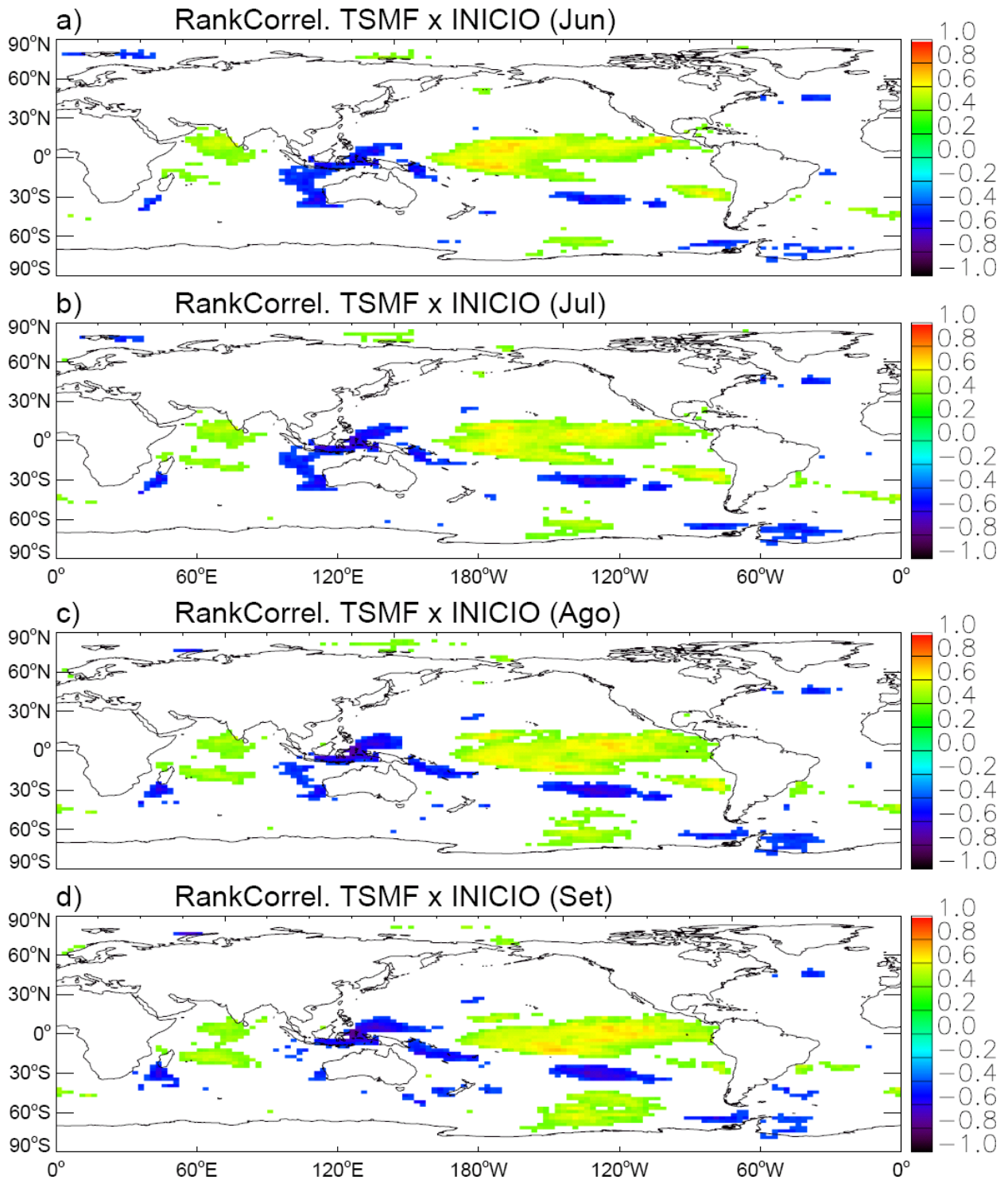


FIGURA 5. 4: R_C entre a série temporal de datas de início do RMAS, média na região Centro-Sudeste, e as séries temporais de TSMF (K) mensal para os meses de (a) junho, (b) julho, (c) agosto, (d) setembro, (e) outubro e (f) novembro. Na figura são apresentadas apenas as regiões em que a correlação é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

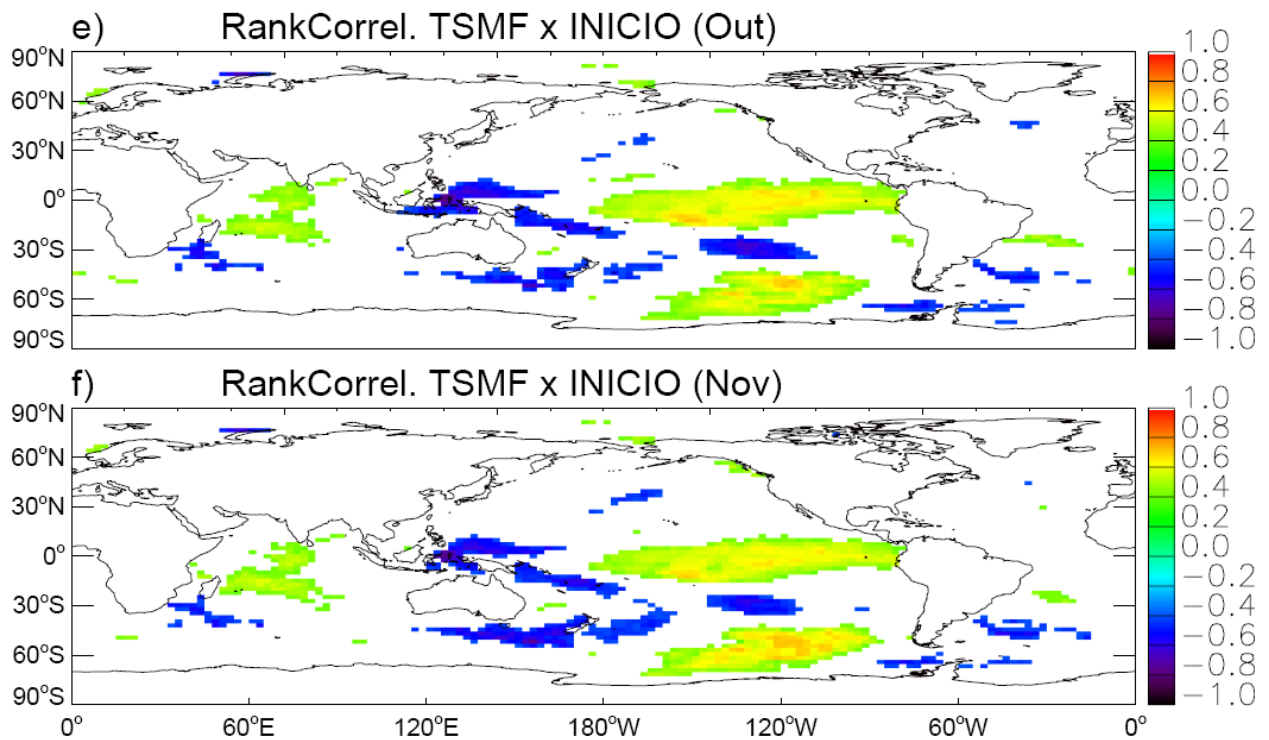


Figura 5.4: (Continuação).

5.3 ENOS, AAO e o início do RMAS

A relação entre o início das monções de verão da AS e os fenômenos ENOS e AAO foi realizada comparando-se a série temporal de início do RMAS, média na região Centro-Sudeste, e a série temporal dos índices destes fenômenos, gerados pelo CPC (*Climatic Prediction Center*) do NCEP (Fig. 5.5). A série temporal de início do RMAS foi obtida calculando-se a média espacial das datas de início sobre a região Centro-Sudeste para cada ano. O índice de ENOS é construído a partir da média móvel de três pontos da TSM mensal na região do NIÑO3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W), e o índice de AAO é construído projetando-se as anomalias diárias de altura geopotencial em 700 hPa no primeiro modo da EOF obtido com anomalias médias mensais de altura geopotencial em 700hPa, ao sul de 20°S (maiores informações estão disponíveis no site <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/>). A figura 5.5a mostra a série temporal das anomalias de início do RMAS, do índice de ENOS (para o trimestre de setembro a novembro) e do índice da AAO (para o mês de outubro). Na figura estão representados os anos considerados extremos em relação às datas de início do RMAS. Seis anos foram identificados como extremos atrasados de início da estação chuvosa, dentre os

quais quatro anos foram coincidentes com eventos de El Niño, incluindo os dois eventos mais intensos de El Niño (1982 e 1997). Já em relação a extremos adiantados de início do RMAS, apenas quatro dos oito anos identificados coincidiram com eventos de La Niña. Entretanto, todos os episódios de extremos atrasado (adiantado) de início ocorreram em anos neutros ou de El Niño (La Niña). Por outro lado, nem sempre que um evento intenso de ENOS ocorre há um extremo no início da estação chuvosa. Por exemplo, o ano de 1987 (1988) em que houve um intenso episódio de El Niño (La Niña) não ocorreu extremo na data de início do RMAS (Fig. 5.5a). É curioso notar que parece haver uma tendência a ocorrerem extremos atrasados (adiantados) de início da estação chuvosa associados a eventos El Niño (La Niña) e a fase negativa (positiva) da AAO.

O gráfico de dispersão entre a série temporal das anomalias de início do RMAS e os índices de AAO e ENOS é apresentado na figura 5.5b. Foi feito um ajuste de reta e os valores do coeficiente de regressão linear e o valor da qualidade do ajuste (R^2) para ambos os gráficos de dispersão são mostrados na figura. Além disso, a figura mostra os valores de R_C entre a série de início do RMAS e as séries dos índices. O índice de ENOS (AAO) está positivamente (negativamente) correlacionado com o início da estação chuvosa, na região Centro-Sudeste. Embora o ajuste de reta não aponte para uma relação estritamente linear, foram obtidos valores 0,65 e -0,47 de R_C entre o início do RMAS e os índices de ENOS e AAO, respectivamente, ambos estatisticamente significativos ao nível de 5% (Fig. 5.5b). Portanto, há uma forte relação entre o início das monções de verão na região Centro-Sudeste e o fenômeno ENOS, assim como uma fraca, porém, significativa relação entre AAO e o início do RMAS (Fig.5.5). Como mencionado anteriormente, existe uma relação entre a polaridade da AAO e o ENOS (Carvalho et al. 2005), o que pode explicar as tendências de sinais opostos observadas entre estes índices e os extremos de início das monções.

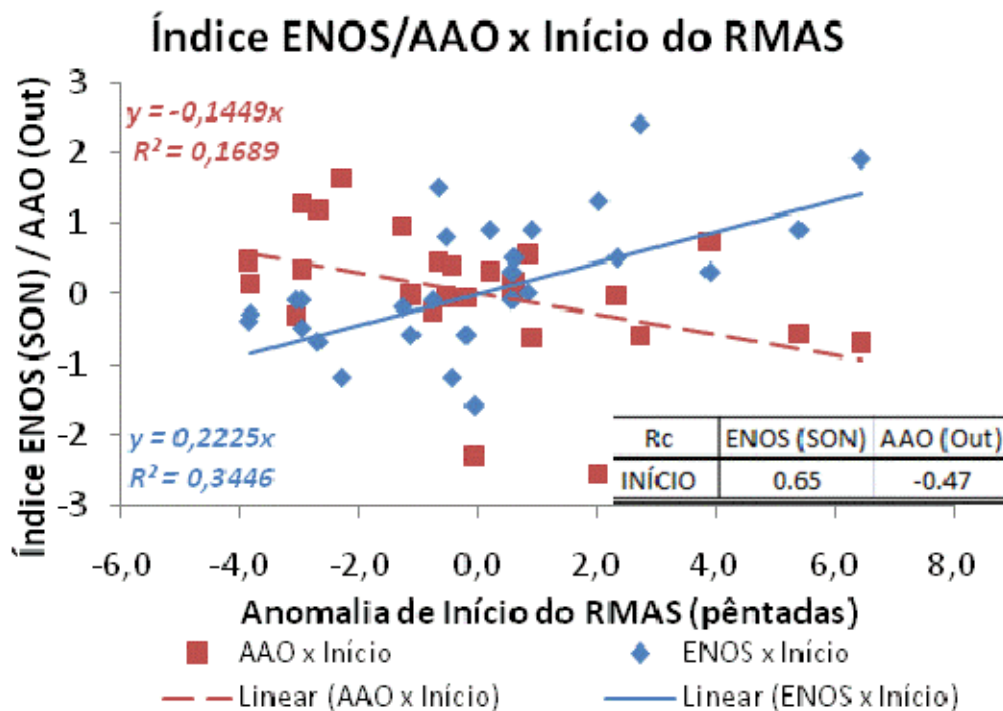
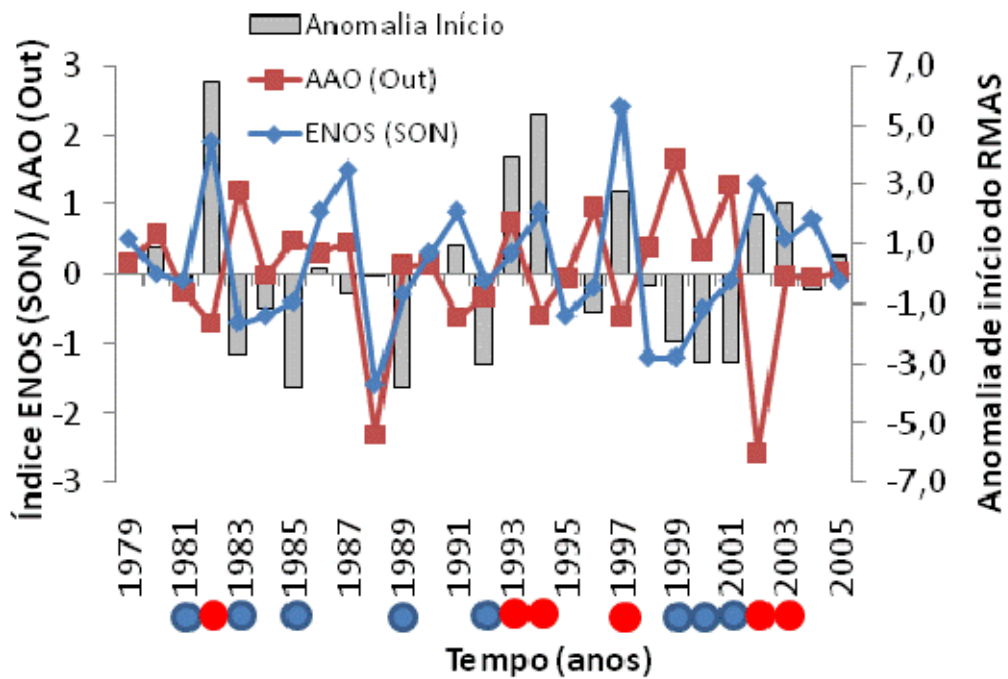


FIGURA 5. 5: (a) Série temporal dos índices de ENOS (SON) e AAO (outubro). As marcas em azul (vermelho) indicam anos com extremos antecipados (atrasados) de início do RMAS; (b) Gráfico de dispersão entre o índice de ENOS e as anomalias de início e entre o índice de AAO e as anomalias de início do RMAS. Estão representados os valores do coeficiente linear das linhas de tendência, assim como os valores da qualidade do ajuste (R^2). A tabela mostra a R_c entre as séries temporais de início do RMAS e os índices sazonal de ENOS (meses de setembro a novembro) e mensal de AAO (mês de outubro).

A figura 5.6 mostra os valores de R_C entre as séries temporais das datas de início do RMAS em toda a AS tropical e os índices de ENOS e AAO. Observa-se que a R_C entre ENOS e o início do RMAS apresenta uma ampla faixa de correlações positivas com valores entre 0,4 e 0,5 (estatisticamente significativas), desde o norte da Amazônia, passando pela região central do Brasil e leste do NEB e chegando ao sudeste do Brasil e oceano adjacente, com correlações superiores a 0,6 sobre o norte da Amazônia, sudeste do Brasil e Atlântico Subtropical (Fig. 5.6a). Um padrão semelhante é observado quando se considera apenas os anos com eventos extremos nas datas de início do RMAS (Fig. 5.6b), onde os valores de R_C aumentam em toda esta região estatisticamente significativa, com valores entre 0,5 e 0,6 e chegando a mais de 0,7 sobre o norte da Amazônia, centro-leste do Brasil e oceano adjacente. Uma fraca correlação negativa é observada entre o índice de AAO e o início do RMAS (Fig. 5.6c), apresentando duas pequenas regiões com correlações estatisticamente significativas sobre a região central do Brasil e sobre o oceano Atlântico próximo ao leste do Brasil, com valores de R_C entre 0,3 e 0,4. Por outro lado, quando considerados apenas os anos em que ocorreram extremos de início da estação chuvosa, a correlação entre AAO e o início do RMAS aumenta sobre o centro e oeste da Amazônia e sobre o Brasil central (Fig. 5.5d), apresentando correlações de aproximadamente 0,5. Sem dúvida, o fenômeno ENOS exerce uma influência remota na precipitação sobre a região central do Brasil durante o início das monções da AS. Embora a variabilidade da AAO não possa ser totalmente explicada pelo ENOS, a fraca relação encontrada neste trabalho entre o início do RMAS e o fenômeno AAO pode estar mais relacionada à relação entre o ENOS e a AAO (Carvalho et al, 2005) do que à influência da AAO na precipitação da AS em si. Por outro lado, como nem toda a variabilidade da AAO é explicada pelo ENSO é possível que a polaridade da AAO possa ter uma influência sobre a AS de forma independente do ENOS, uma vez que esta está associada a padrões extratropicais que podem estar associados com a frequência e intensidade de frentes frias que atinge os trópicos. Estes padrões podem contribuir potencialmente para a variabilidade do início do RMAS e precisam ser investigados em trabalhos futuros.

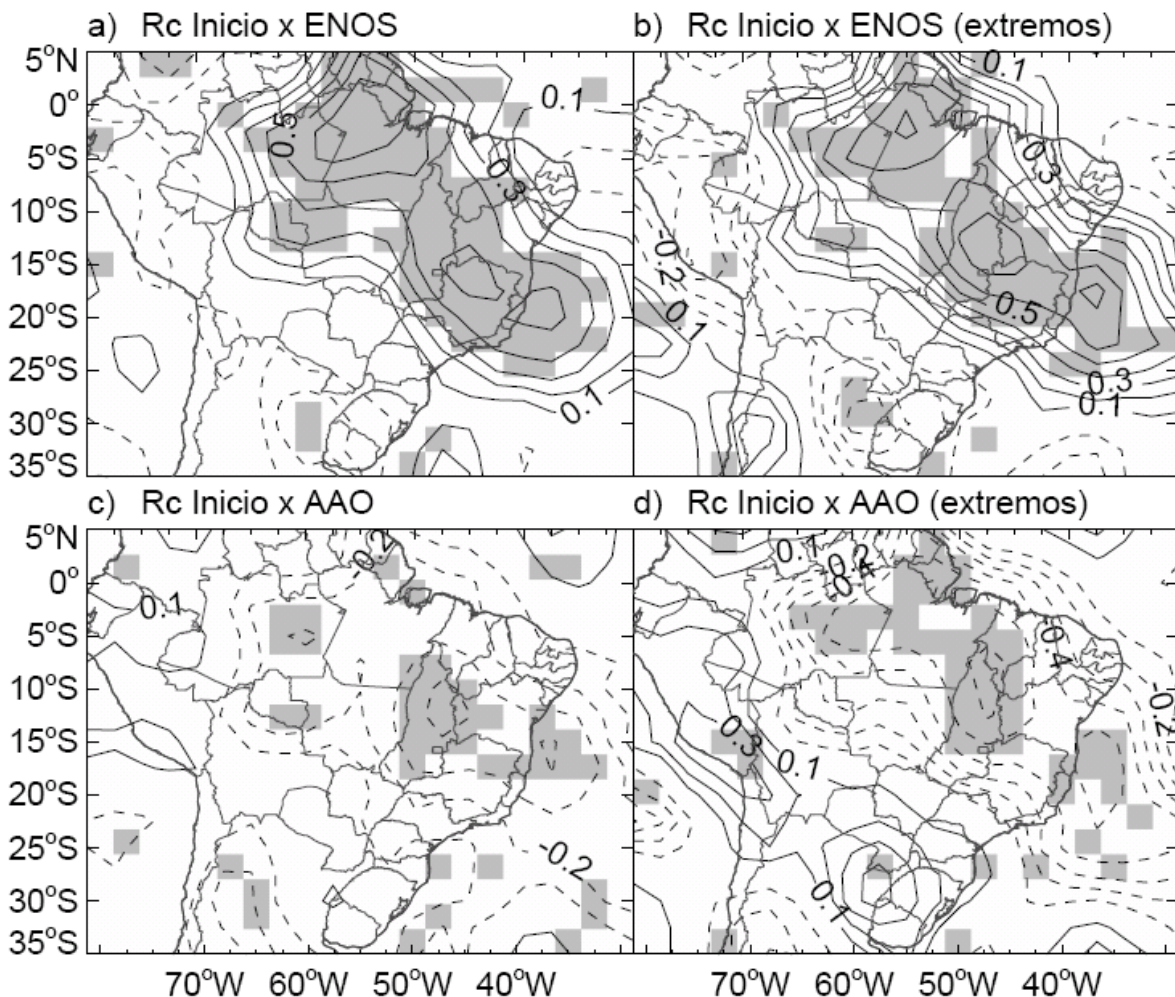


FIGURA 5. 6 – R_c entre o início do RMA e o índice de (a) ENOS; (b) ENOS considerando apenas anos extremos; (c) AAO e (d) AAO considerando apenas anos extremos.

Sabe-se que o fenômeno ENOS perturba toda a atmosfera tropical, mudando a divergência em altos níveis e, conseqüentemente, a posição do jato subtropical, que se aproxima do equador em ambos os hemisférios durante episódios de El Niño (p. ex. Horel e Wallace, 1981). As anomalias de TSM no Pacífico geram perturbações que se propagam na forma de trens de ondas em direção à AS. Uma vez que os jatos funcionam como guias de ondas quase-estacionárias de Rosby (Hoskins e Ambrizzi, 1993), durante eventos de El Niño ou La Niña há uma modificação no padrão de propagação destas ondas (Ambrizzi, 1994; Magaña e Ambrizzi, 2005). Carvalho et al (2005) observaram que a atividade convectiva anômala sobre o Pacífico Central Equatorial afeta a circulação de Hadley e parece ser um importante mecanismo de

controle sobre a intensidade e o sinal das trocas de massa e momento entre médias e altas latitudes, modulando, portanto, o sinal da AAO.

5.3 Padrões de TSM associados a extremos nas datas de início do RMAS simulados pelos modelos

A figura 5.7 mostra a diferença entre as composições de TSMF para o mês de outubro associadas a eventos extremos atrasados e adiantados de início do RMAS simulados pelos modelos climáticos acoplados do IPCC. Apenas os modelos CSIRO-Mk3.0 (Fig. 5.7c), FGOALS-g1.0 (Fig. 5.7e) e MIROC3.2-hires (Fig. 5.7h) apresentam padrões espaciais semelhantes ao padrão espacial observado sobre a região tropical, com diferenças positivas sobre o Pacífico Central Tropical. Entretanto, os três modelos apresentem valores positivos estendendo-se muito para oeste sobre o Pacífico. O modelo FGOALS-g1.0 (Fig. 5.7e) associa os extremos de início do RMAS com a variabilidade interanual da TSM em todos os oceanos tropicais, além de grandes regiões extratropicais. O modelo GFDL-CM2.0 (Fig. 5.7f) também relaciona a variabilidade interanual da TSM do Pacífico Tropical Leste com extremos de início da estação chuvosa sobre a região Centro-Sudeste, embora a região estatisticamente significativa seja relativamente pequena. Já o modelo MIROC3.2-medres (Fig. 5.7i) mostra um padrão distinto ao apresentado pelo MIROC3.2-hires (Fig. 5.7h), associando anomalias negativas (positivas) sobre o Pacífico Leste (Oeste) ao atraso (adiantamento) do início do RMAS na região Centro-Sudeste. O modelo MIROC3.2-hires (Fig. 5.7h) mostra ainda regiões com diferenças positivas e negativas sobre a região extratropical do Hemisfério Sul, semelhantes às observadas com os dados de reanálises. O modelo MPI-ECHAM5 (Fig. 5.7d) apresenta uma grande região com diferenças positivas significativas sobre o Oceano Índico Tropical. Já o modelo CGCM3.1(T63) indica que extremos nas datas de início do RMAS estariam associados à variabilidade interanual da TSM do Atlântico tropical.

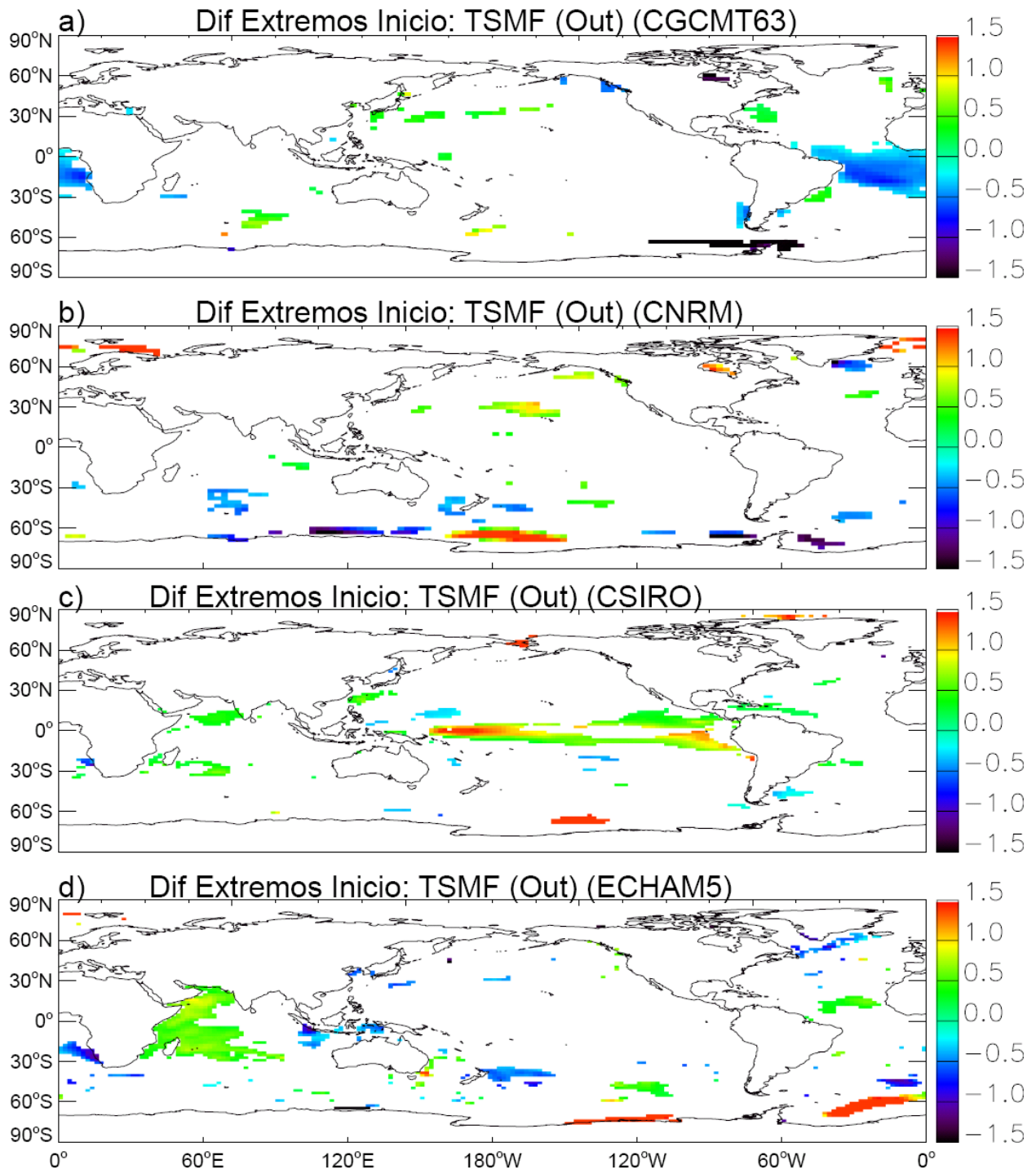


FIGURA 5. 7: Diferença entre as composições de TSMF mensal para extremos atrasados e antecipados de início do RMAS, para o mês de outubro, simulado pelo modelo (a) CGCM3.1(T63), (b) CNRM-CM3, (c) CSIRO-Mk3.0; (d) ECHAM5; (e) FGOALS-g1.0; (f) GFDL-CM2.0; (g) GFDL-CM2.1; (h) MIROC3.2-hires; (i) MIROC3.2-medres e (j) MRI-CGCM2.3.2. Na figura são apresentadas apenas as regiões onde as diferenças são estatisticamente significativas ao nível de 5% para o teste da diferença das médias.

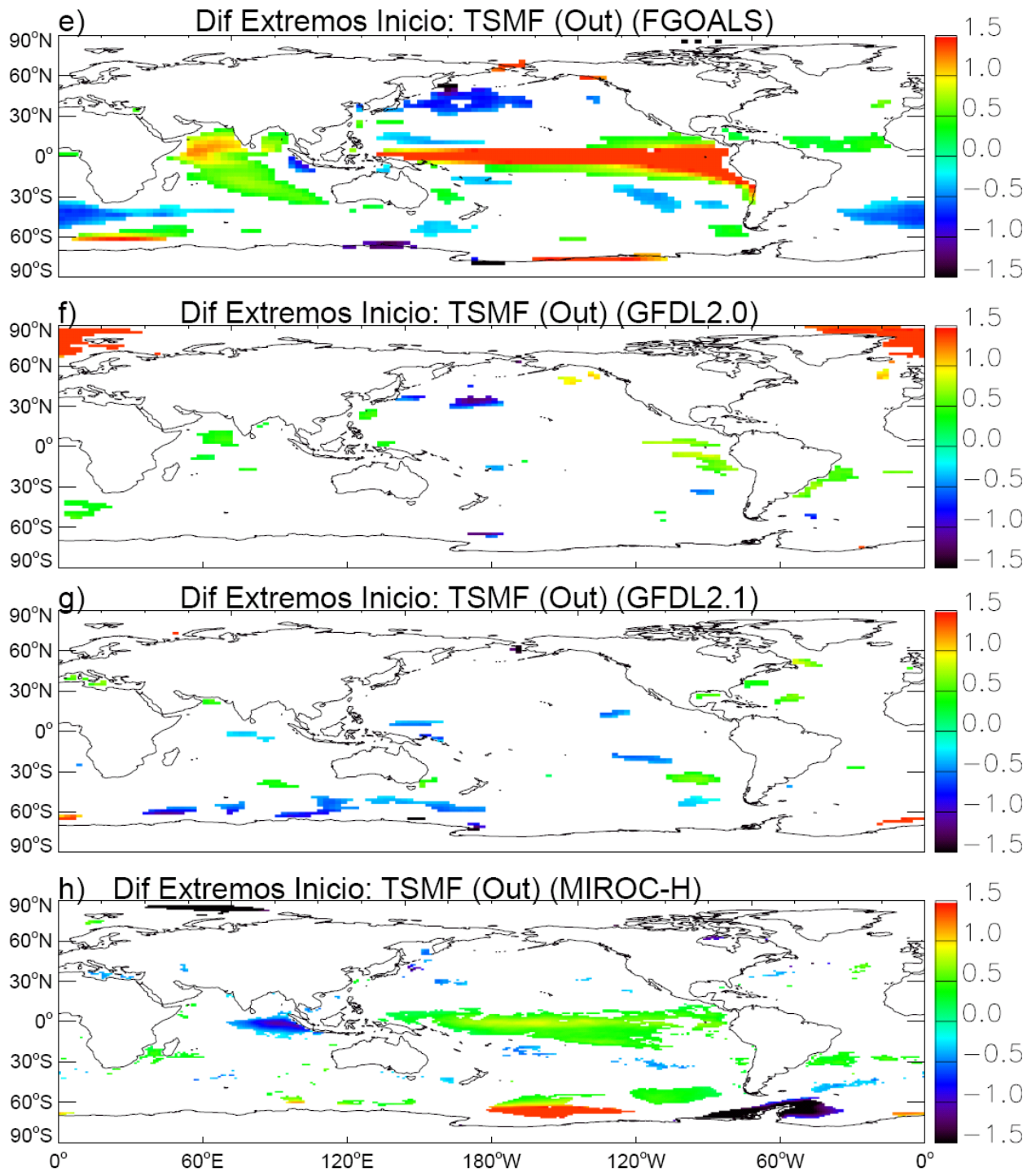


Figura 5.7: (Continuação).

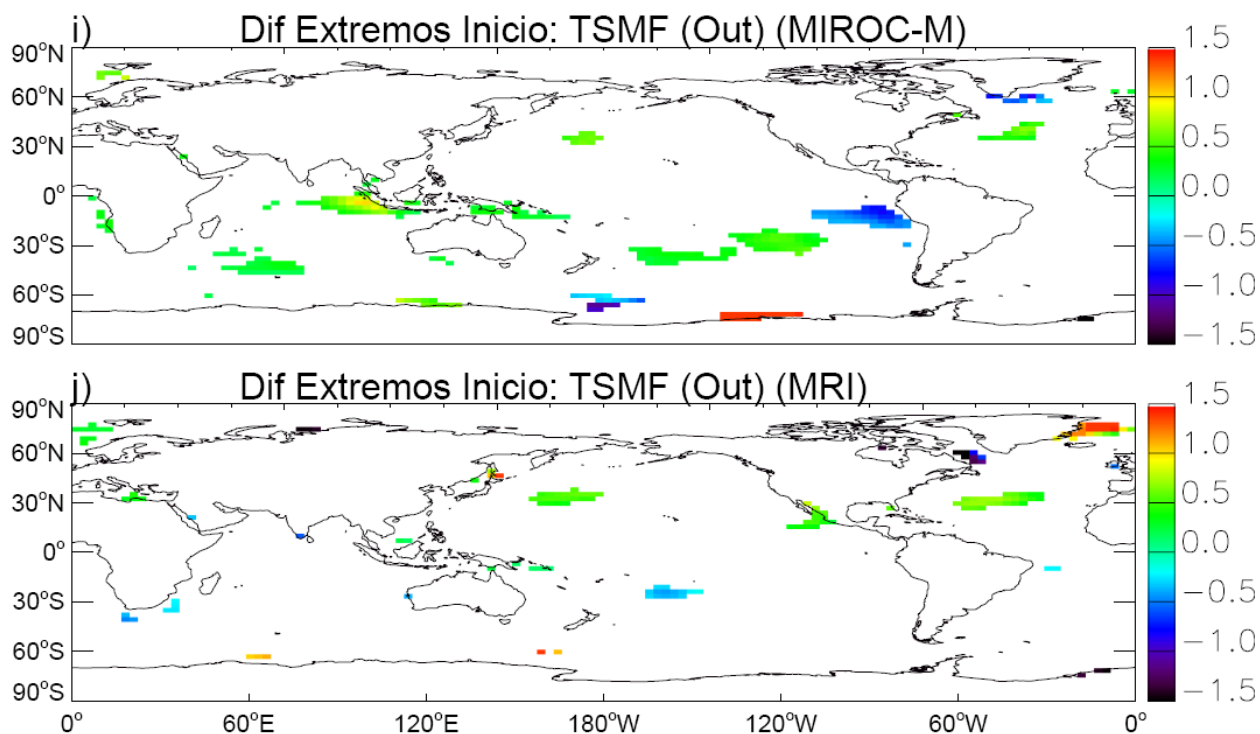


Figura 5.7: (Continuação)

A figura 5.8 mostra a R_C aplicada entre a série temporal de TSMF para o mês de outubro e a série temporal de início do RMA, média na região Centro-Sudeste, simulados pelos modelos climáticos acoplados do IPCC. Os modelos CSIRO-Mk3.0 (Fig. 5.8c) e FGOALS (Fig. 5.8e) mostram padrões semelhantes aos verificados nas análises de extremos, o que indica que a variabilidade interanual da TSM tropical destes modelos influencia a precipitação sobre a região Centro-Sudeste do Brasil no período de transição entre a estação seca e chuvosa. Apesar do modelo MIROC3.2-hires apresentar padrões realísticos de TSMF associados a eventos extremos de início do RMA (Fig. 5.7h), esta relação entre TSMF e o início do RMA não se verifica na análise de R_C (Fig. 5.8h). Isto pode estar relacionado ao fato de que o modelo MIROC3.2 falha em reproduzir a variabilidade da TSM sobre o Pacífico Tropical associada ao ENOS (AchutaRao e Sperber, 2006). Os modelos CGCM3.1(T63) (Fig. 5.8a) e MIROC3.2-medres (Fig. 5.8i) também mostram padrões semelhantes aos verificados nas análises de extremos, com correlações negativas entre início do RMA e TSMF sobre o Atlântico Tropical simuladas pelo CGCM3.1(T63) (Fig. 5.8a) e

correlações negativas sobre o Pacífico Leste Tropical simuladas pelo MIROC3.2-medres (Fig. 5.8i).

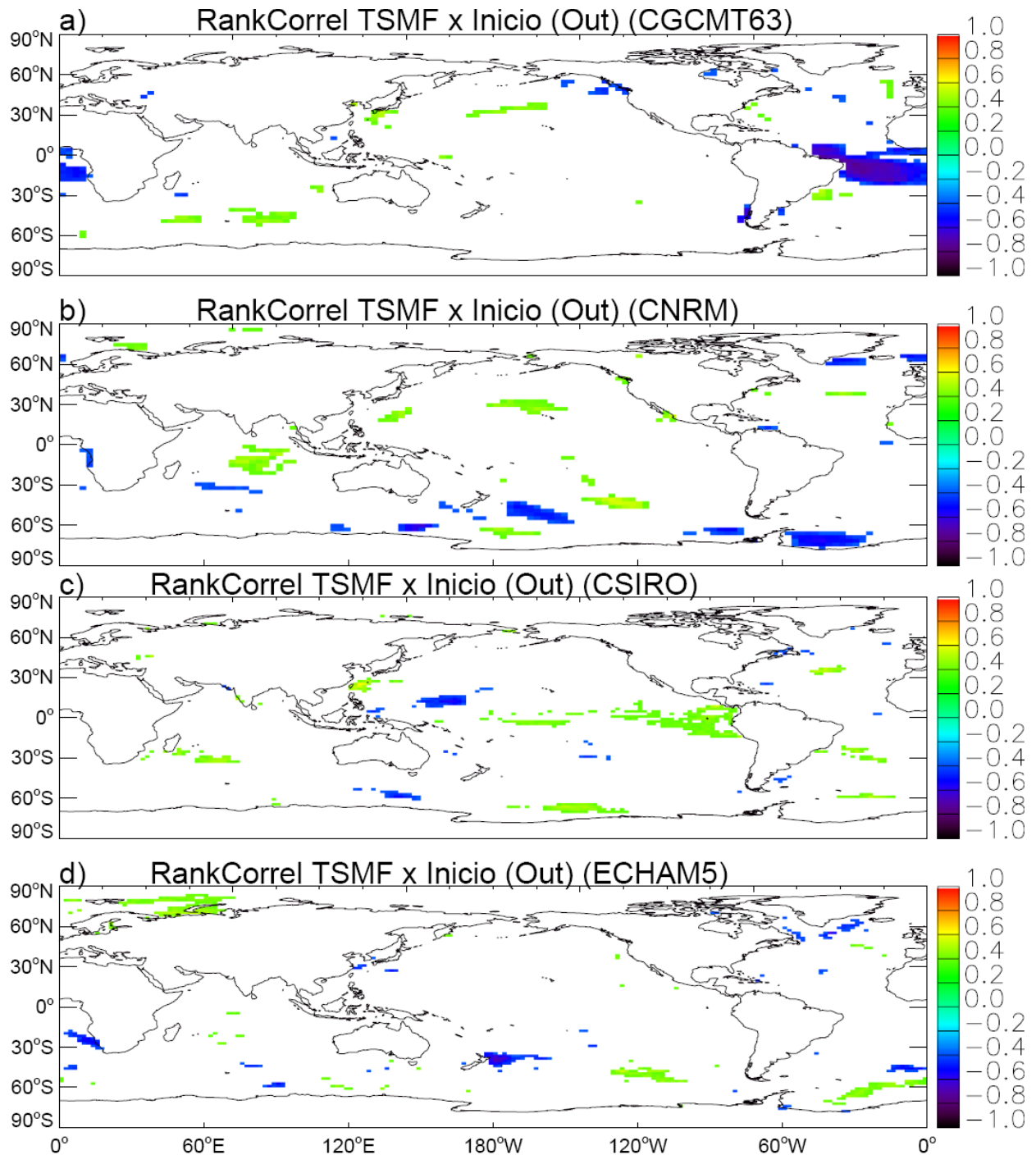


FIGURA 5. 8: R_c entre a série temporal de datas de início do RMAS, média na região Centro-Sudeste, e as séries temporais de TSMF para o mês de outubro, simulada pelo modelo (a) CGCM3.1(T63), (b) CNRM-CM3, (c) CSIRO-Mk3.0; (d) ECHAM5; (e) FGOALS-g1.0; (f) GFDL-CM2.0; (g) GFDL-CM2.1; (h) MIROC3.2-hires; (i) MIROC3.2-medres e (j) MRI-CGCM2.3.2. Na figura apresentadas apenas as regiões em que a correlação é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

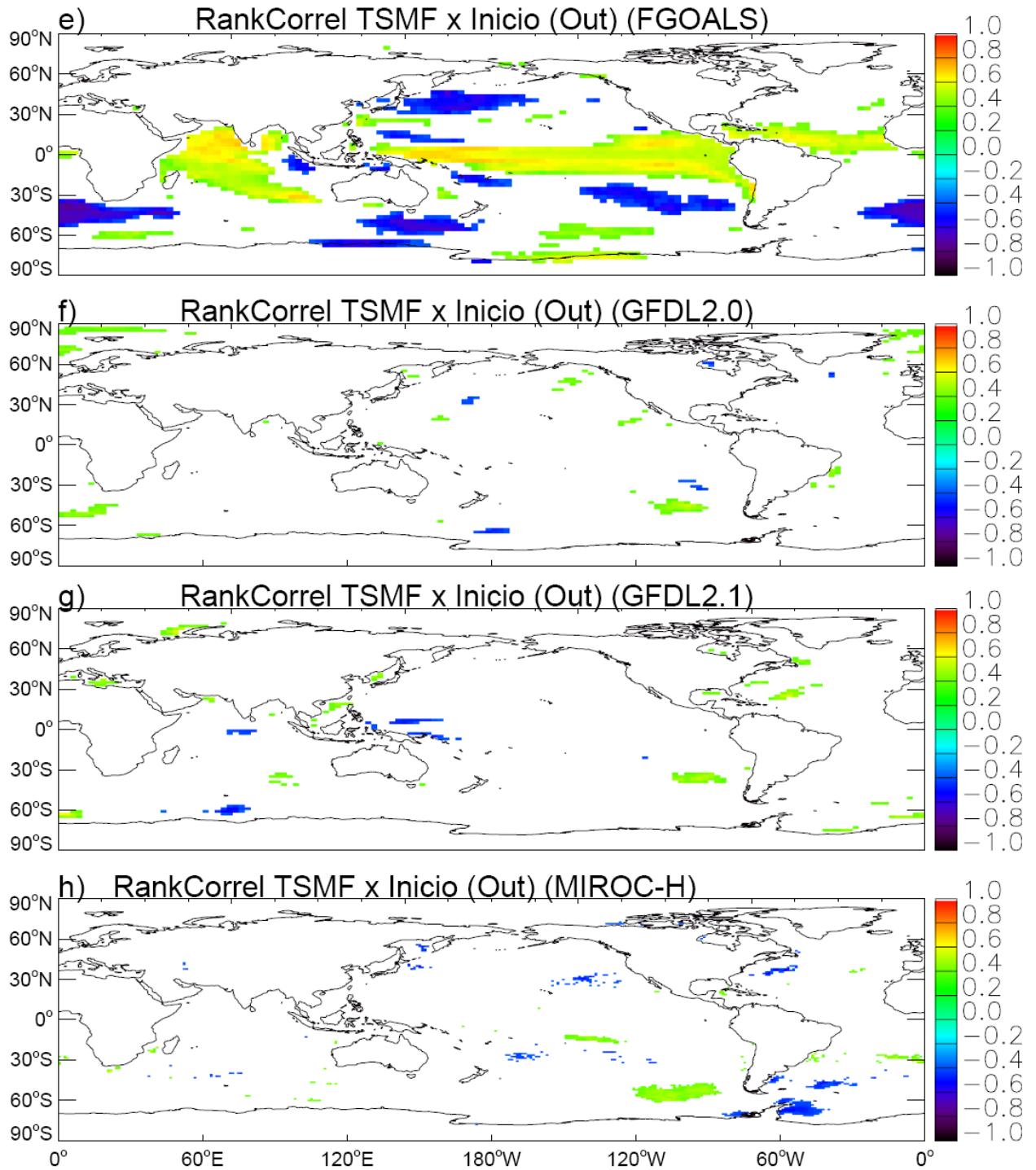


Figura 5.8: (Continuação)

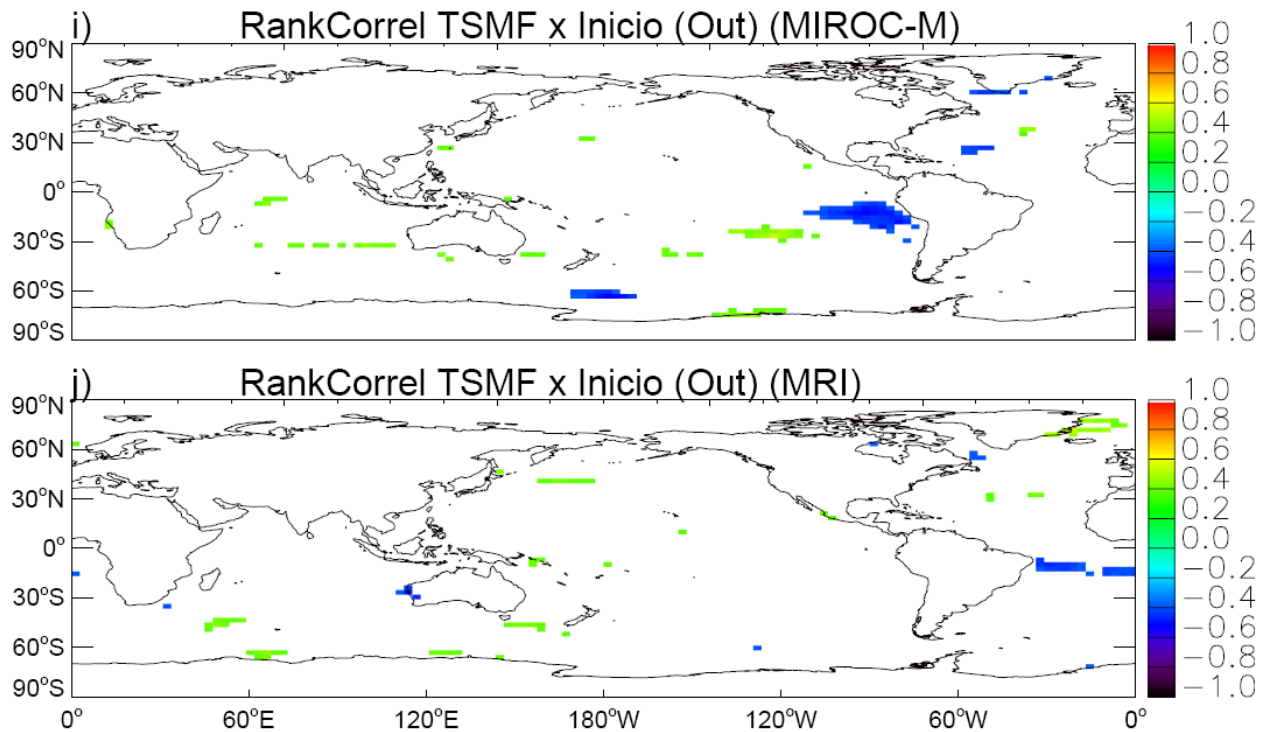


Figura 5.8: (Continuação).

5.4 Padrões de TSM associados a extremos de precipitação acumulada durante o RMAS

A figura 5.9 mostra a diferença entre as composições mensais de TSMF para anos extremos chuvosos e secos em relação ao total precipitado durante o RMAS. Em setembro (Fig. 5.9a), diferenças negativas significativas são observadas sobre o Oceano Índico Tropical Oeste. Nos meses seguintes (Fig. 5.9b-c) as diferenças no Oceano Índico diminuem e em dezembro surgem diferenças negativas de TSMF no Atlântico Sul Subtropical (Fig. 5.9d), que se intensificam em janeiro e fevereiro (Fig. 5.9e-f). Portanto, anos chuvosos (secos) estão associados a anomalias negativas (positivas) de TSMF no Atlântico Sul Subtropical nos meses de verão. Drumond (2005) identificou dois modos de variabilidade da TSM do Atlântico associados às monções de verão da AS. Um destes modos é caracterizado por correlações positivas com anomalias de TSM sobre o sudoeste do Atlântico Subtropical, próximo à costa do sul do Brasil. Extremos positivos (negativos) deste modo estão associados a anomalias negativas (positivas) de precipitação sobre a AS tropical (subtropical).

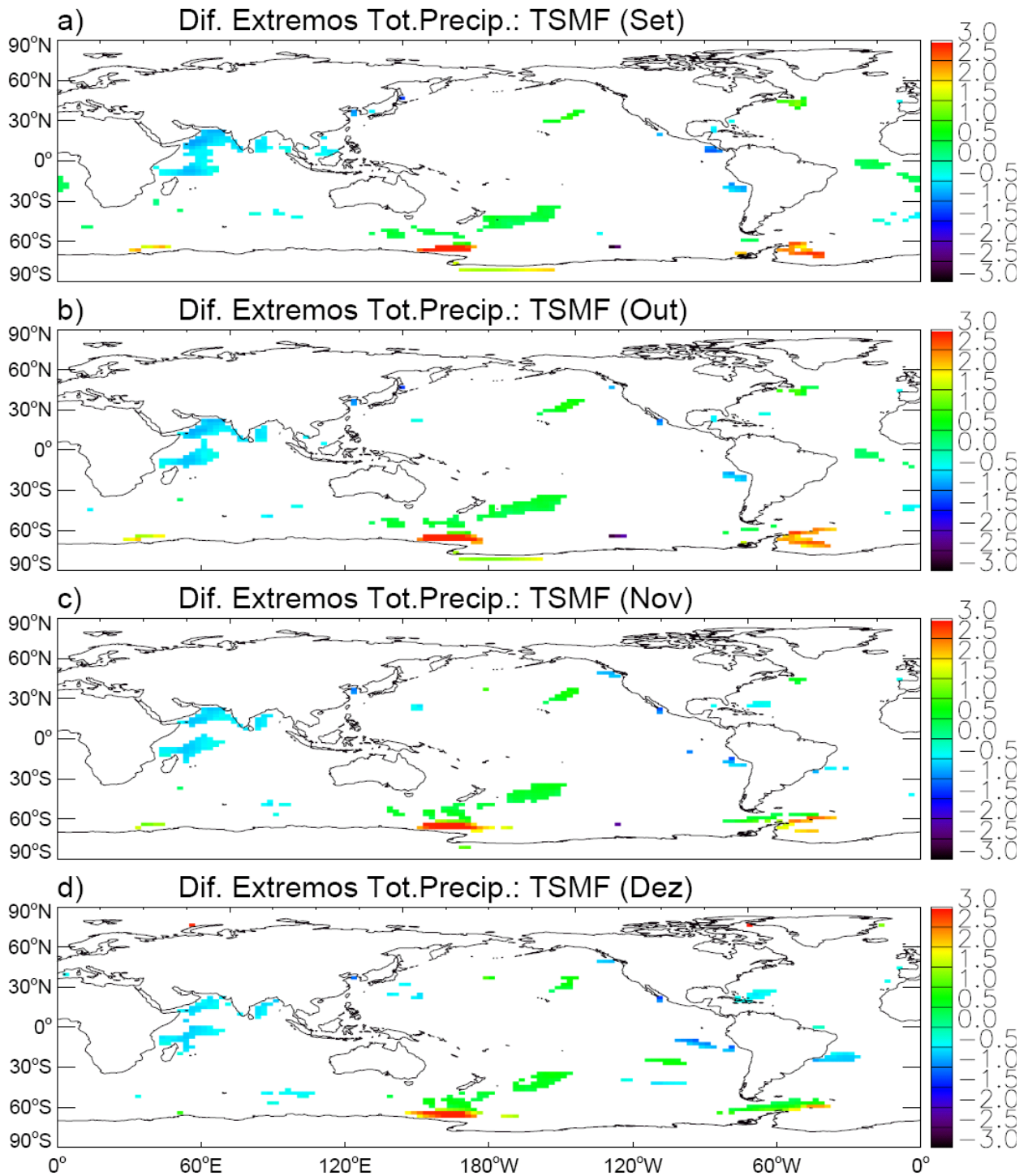


FIGURA 5. 9: Diferença entre as composições de TSMF mensal para extremos chuvosos e secos em relação à precipitação acumulada durante o RMAS para os meses de (a) setembro; (b) outubro; (c) novembro; (d) dezembro; (e) janeiro e (f) fevereiro. Na figura são apresentadas apenas as regiões onde as diferenças são estatisticamente significativas ao nível de 5% para o teste da diferença das médias.

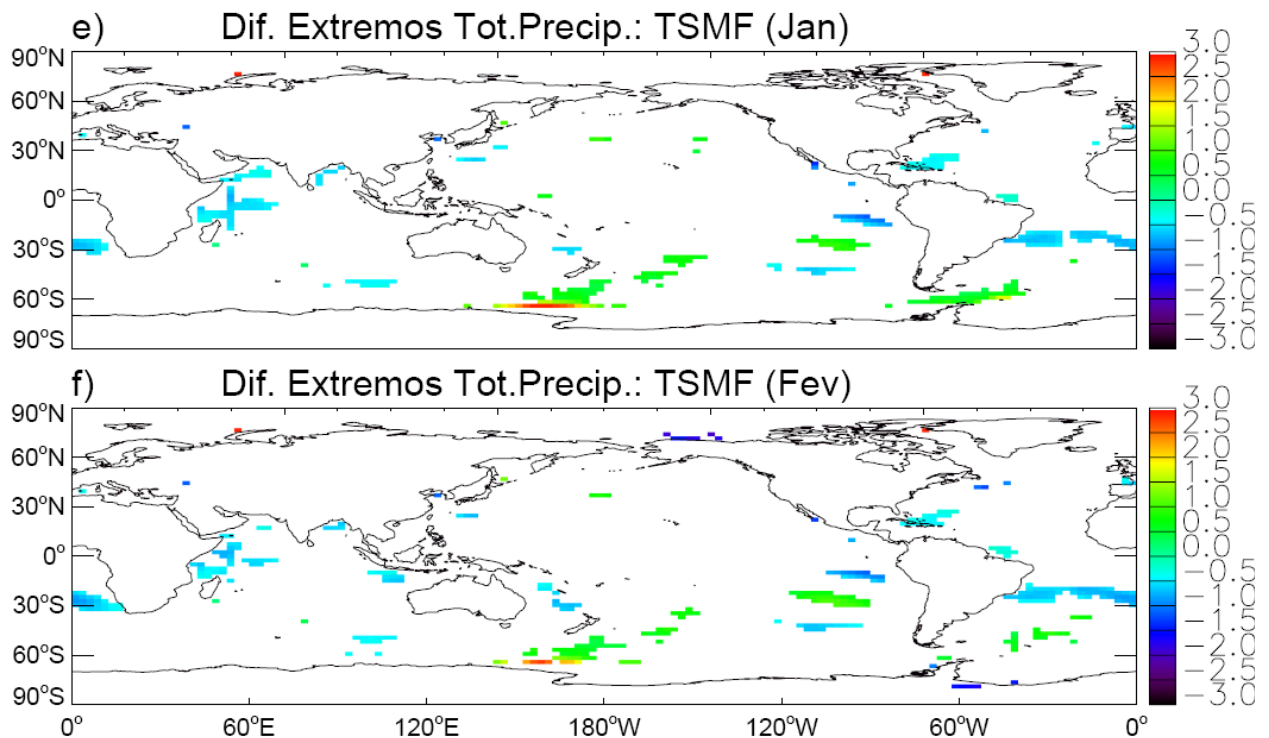


Figura 5.9: (Continuação).

A figura 5.10 mostra a R_C entre a série temporal de total precipitado durante a estação chuvosa, média na região Centro-Sudeste, e a série temporal de TSMF mensal, entre setembro do ano em que a estação chuvosa inicia-se e fevereiro do ano seguinte. Observam-se correlações de aproximadamente -0,6 sobre o Oceano Índico Tropical Leste e sobre o Pacífico Tropical Leste no mês de setembro (Fig. 5.10a). A correlação diminui nos meses seguintes e em novembro (Fig. 5.10c) surge uma região com valores significativos de correlação negativa no Atlântico Sul Subtropical. Esta região estende-se nos meses seguintes, formando uma faixa com aproximadamente -0.6 de R_C em todo o Atlântico Sul Subtropical (Fig. 5.10d-f). Estes resultados são coerentes com as análises de extremos apresentadas na figura 5.8, indicando que anomalias negativas (positivas) de TSM no Atlântico Sul Subtropical durante o verão austral estão associadas a anos chuvosos (secos) na região Centro-Sudeste. Coincidentemente com o surgimento desta região de correlações negativas, há uma região com correlações positivas, que em setembro e outubro (Fig. 5.10a-b) encontrava-se no Oceano Antártico e durante novembro a janeiro (Fig. 5.10c-e) migra para norte, chegando a valores de 0,8 de correlação em fevereiro (Fig. 5.10f), de forma

a configurar um dipolo nas anomalias de TSMF sobre o Oceano Atlântico Sul, com centros em 20°S e 45°S, onde anomalias de TSMF negativas (positivas) sobre o Atlântico Sul Subtropical e positivas (negativas) sobre o Atlântico Sul Extratropical estão associadas a extremos chuvosos (secos) de precipitação acumulada durante a estação chuvosa sobre a região Centro-Sudeste. Robertson e Mechoso (2000) observaram um padrão de dipolo na TSM do Atlântico, com centros em aproximadamente 20°S e 45°S, associado ao primeiro modo da variabilidade interanual do escoamento sobre AS, caracterizado por um escoamento ciclônico equivalente barotrópico com centro ao sul da região da ZCAS. Muza (2005) verificou que este mesmo padrão de dipolo na escala interanual aparece associado a extremos na precipitação sobre o Sudeste e Sul do Brasil, onde anomalias negativas sobre o Atlântico Sul Subtropical e positivas sobre o Atlântico Sul Extratropical estão associadas a extremos de chuva (seca) sobre o Sudeste (Sul) do Brasil. Portanto, a variabilidade da TSM do Oceano Atlântico Sul na escala interanual tem um papel importante na qualidade da estação chuvosa sobre a região Centro-Sudeste, em relação à precipitação total acumulada.

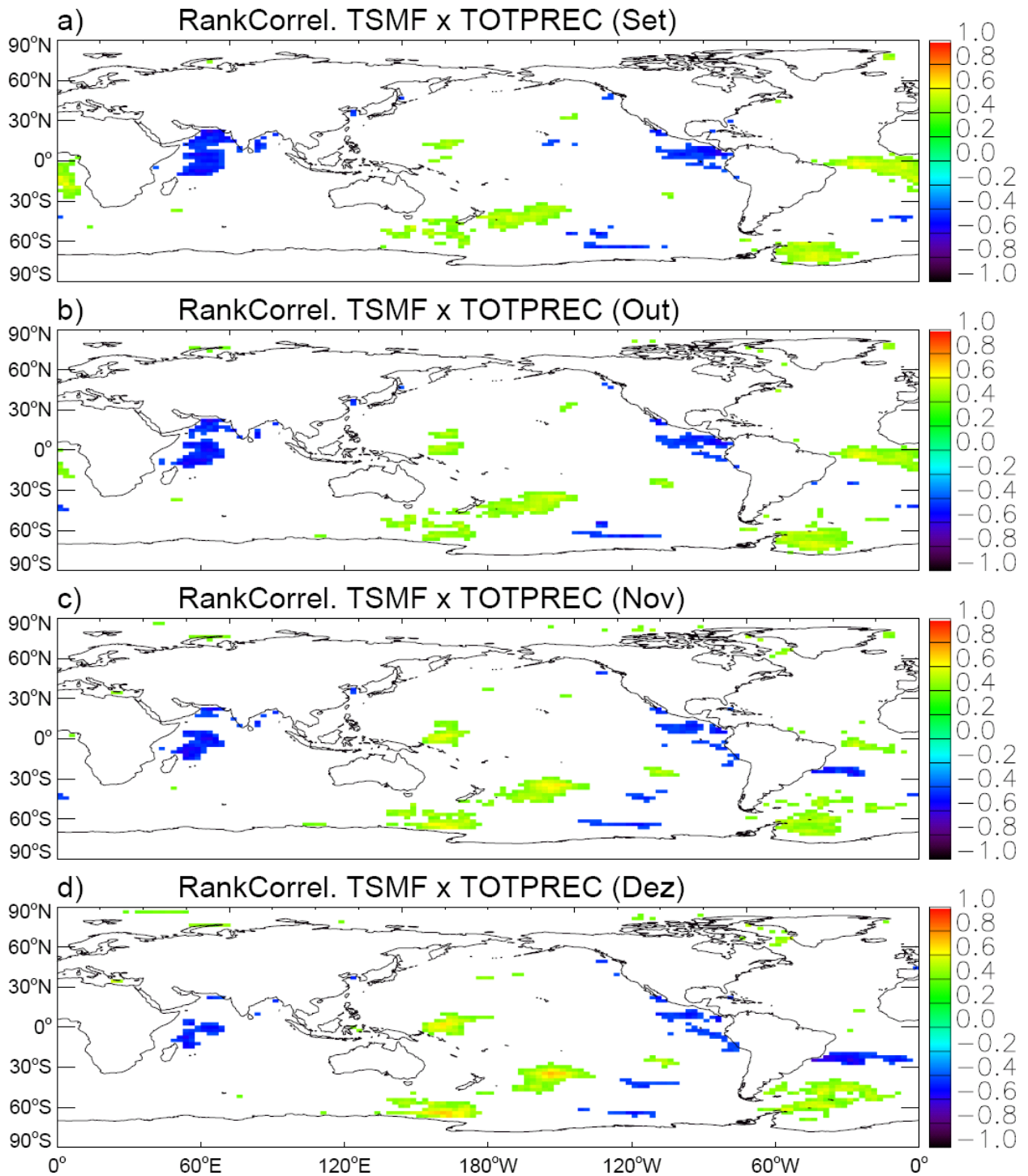


FIGURA 5. 10: R_C entre a série temporal de datas de total precipitado durante o RMAS, média na região Centro-Sudeste, e as séries temporais de TSMF mensal para os meses de (a) setembro; (b) outubro; (c) novembro; (d) dezembro; (e) janeiro e (f) fevereiro. Na figura são apresentadas apenas as regiões em que a correlação é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

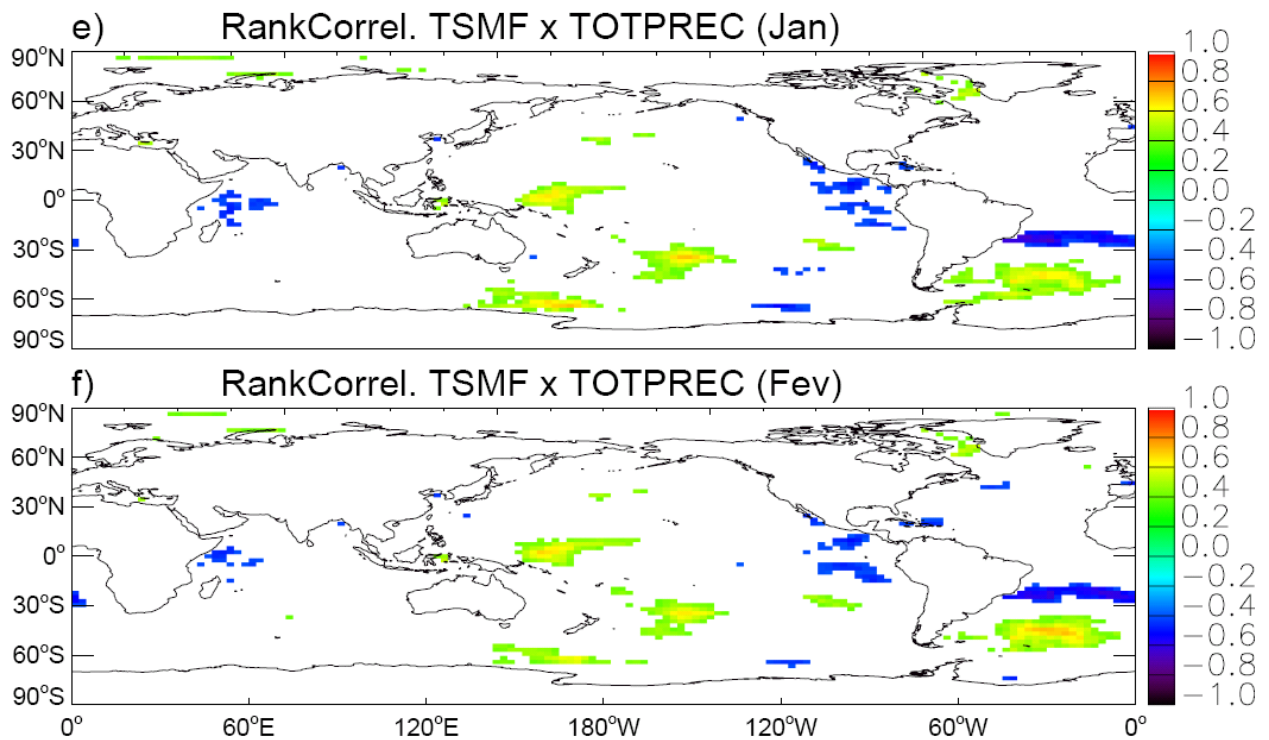


Figura 5.10: (Continuação).

5.5 Padrões de TSM associados a extremos de precipitação acumulada durante o RMAS simulados pelos modelos

A diferença entre as composições de TSMF mensal para eventos extremos chuvosos e secos em relação ao total precipitado durante a estação chuvosa, simulada pelos GCCMs para o mês de janeiro, é apresentada na figura 5.11. O modelo CNRM-CM3 não identificou nenhum ano extremo chuvoso para a região Centro-Sudeste pelo critério utilizado. Apenas o modelo MIROC3.2-hires (Fig. 5.11g) mostra as diferenças negativas no Atlântico Sul Subtropical semelhantes às diferenças apresentadas nos dados observados para o mês de janeiro, porém, a região estatisticamente significativa é relativamente pequena. Os modelos CGCM3.1(T63) (Fig. 5.11a), GFDL-CM2.1 (Fig. 5.11f), MIROC3.2-medres (Fig. 5.11h) e MRI-CGCM2.3.2 (Fig. 5.11i) associam anos chuvosos (secos) na região Centro-Sudeste com anomalias positivas (negativas) no Atlântico Tropical, embora dentre estes modelos apenas o MRI-CGCM2.3.2 consiga reproduzir corretamente os padrões de TSM do Atlântico Tropical (Dai, 2006)

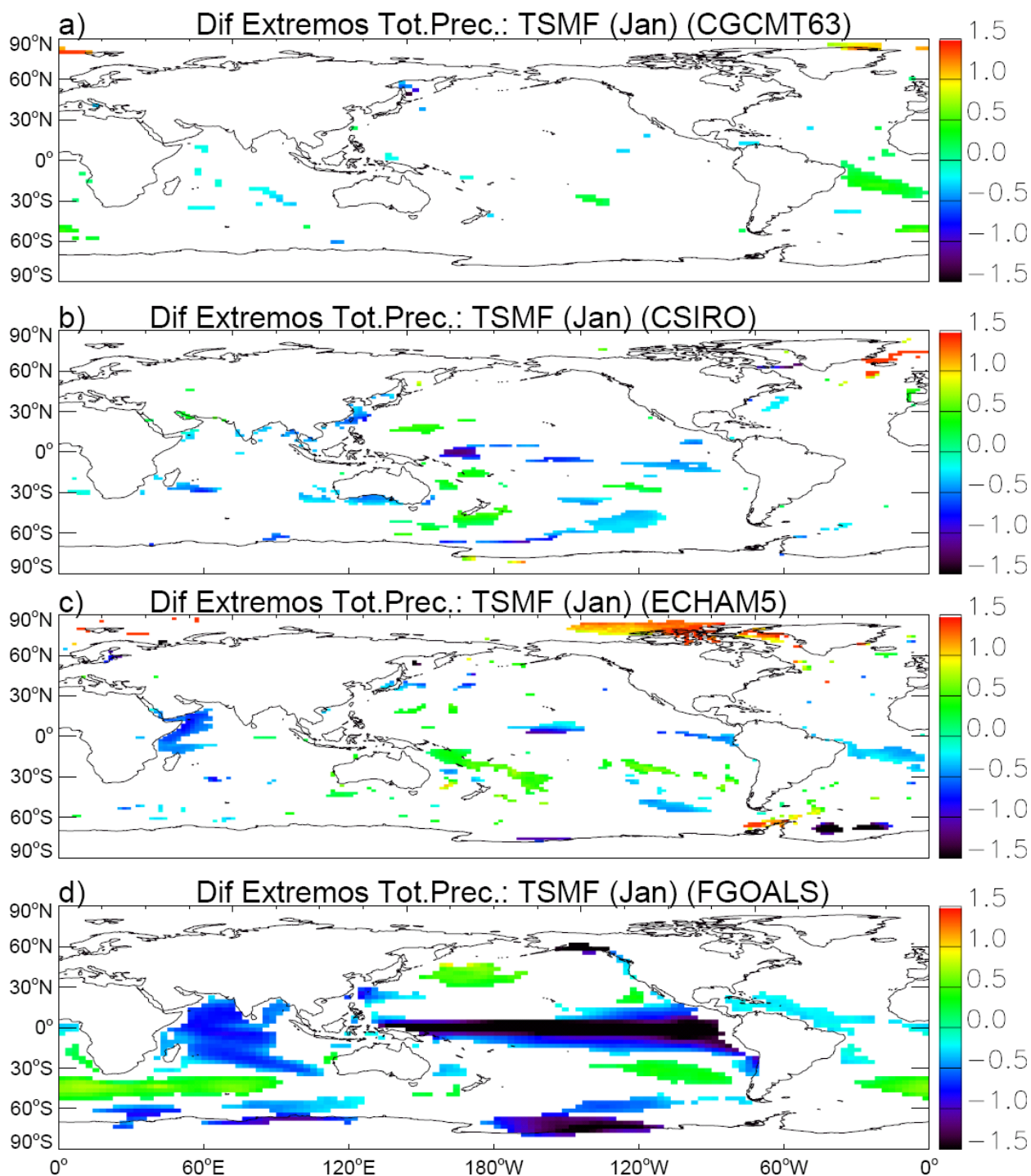


FIGURA 5. 11: Diferença entre as composições de TSMF mensal para extremos chuvosos e secos em relação ao total precipitado durante o RMA, para o mês de janeiro, simulado pelo modelo (a) CGCM3.1(T63); (b) CSIRO-Mk3.0; (c) ECHAM5; (d) FGOALS-g1.0; (e) GFDL-CM2.0; (f) GFDL-CM2.1; (g) MIROC3.2-hires; (h) MIROC3.2-medres e (j) MRI-CGCM2.3.2. Na figura são apresentadas apenas as regiões onde as diferenças são estatisticamente significativas ao nível de 5% para o teste da diferença das médias.

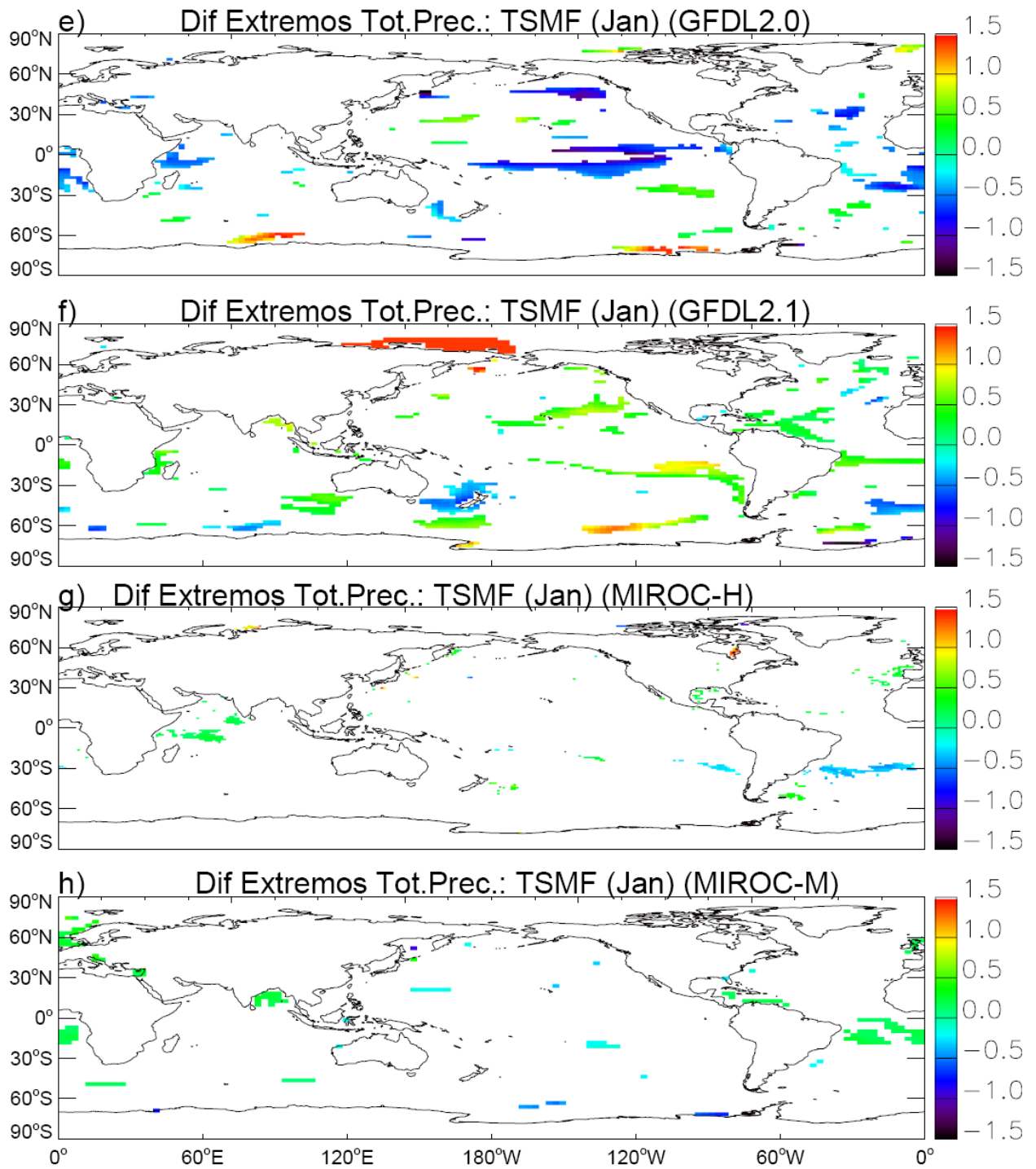


Figura 5.11: (Continuação).

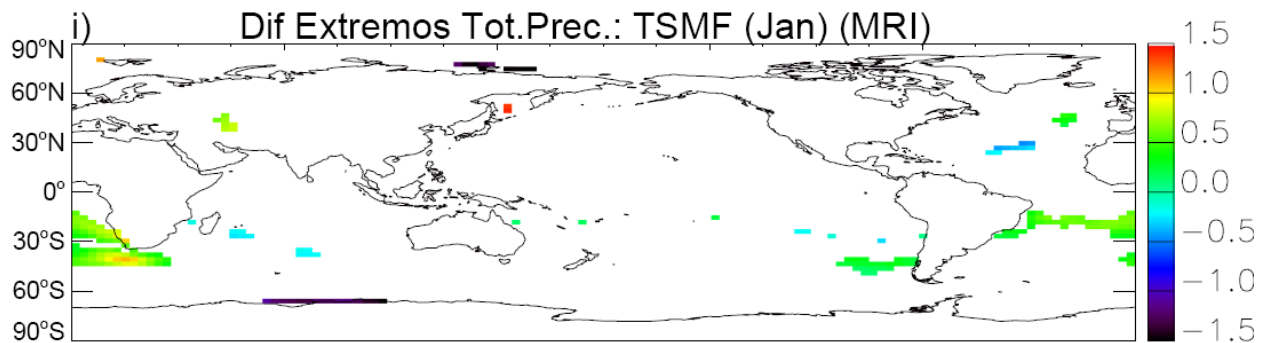


Figura 5.11: (Continuação).

A figura 5.12 mostra a R_C entre a série temporal de TSMF para o mês de janeiro e a série de precipitação total acumulada durante a estação chuvosa, média na região Centro-Sudeste. O modelo MIROC3.2-hires (Fig. 5.12h) apresenta valores negativos de correlação sobre o Oceano Atlântico Sul Subtropical consistentes com as análises de extremos e semelhantes ao padrão apresentado pelos dados de reanálises, entretanto, apesar de mostrar correlações positivas sobre a costa leste do sul da AS, o modelo não representa realisticamente o dipolo observado entre a TSMF sobre o Atlântico Sul Subtropical e o Atlântico Sul Extratropical, ao invés disso, observa-se correlações positivas sobre o Atlântico Tropical associadas a extremos de total precipitado durante o RMAS sobre a região Centro-Sudeste. O modelo CSIRO-Mk3.0 (Fig. 5.12c) também apresenta correlações negativas sobre o Atlântico Sul Subtropical e positivas sobre a costa leste do sul da AS, porém, na análise de extremos (Fig. 5.11b) este padrão não é observado. Os modelos CSIRO-Mk3.0 (Fig. 5.12c) ECHAM5 (Fig. 5.12e) e FGOALS-g1.0 (Fig. 5.12f) associam anos chuvosos (secos) na região Centro-Sudeste a um padrão de La Niña (El Niño). Os modelos CGCM3.1(T63) (Fig. 5.12a), GFDL-CM2.1 (Fig. 5.12f), MIROC3.2-medres (Fig. 5.12h) e MRI-CGCM2.3.2 (Fig. 5.12i) associam anomalias positivas (negativas) no Atlântico Tropical a extremos chuvosos (secos), o que é pouco confiável, uma vez que este padrão não aparece nos dados de reanálises e dentre estes modelos apenas o MRI-CGCM2.3.2 consiga reproduzir corretamente os padrões de TSM do Atlântico Tropical (Dai, 2006), como mencionado anteriormente.

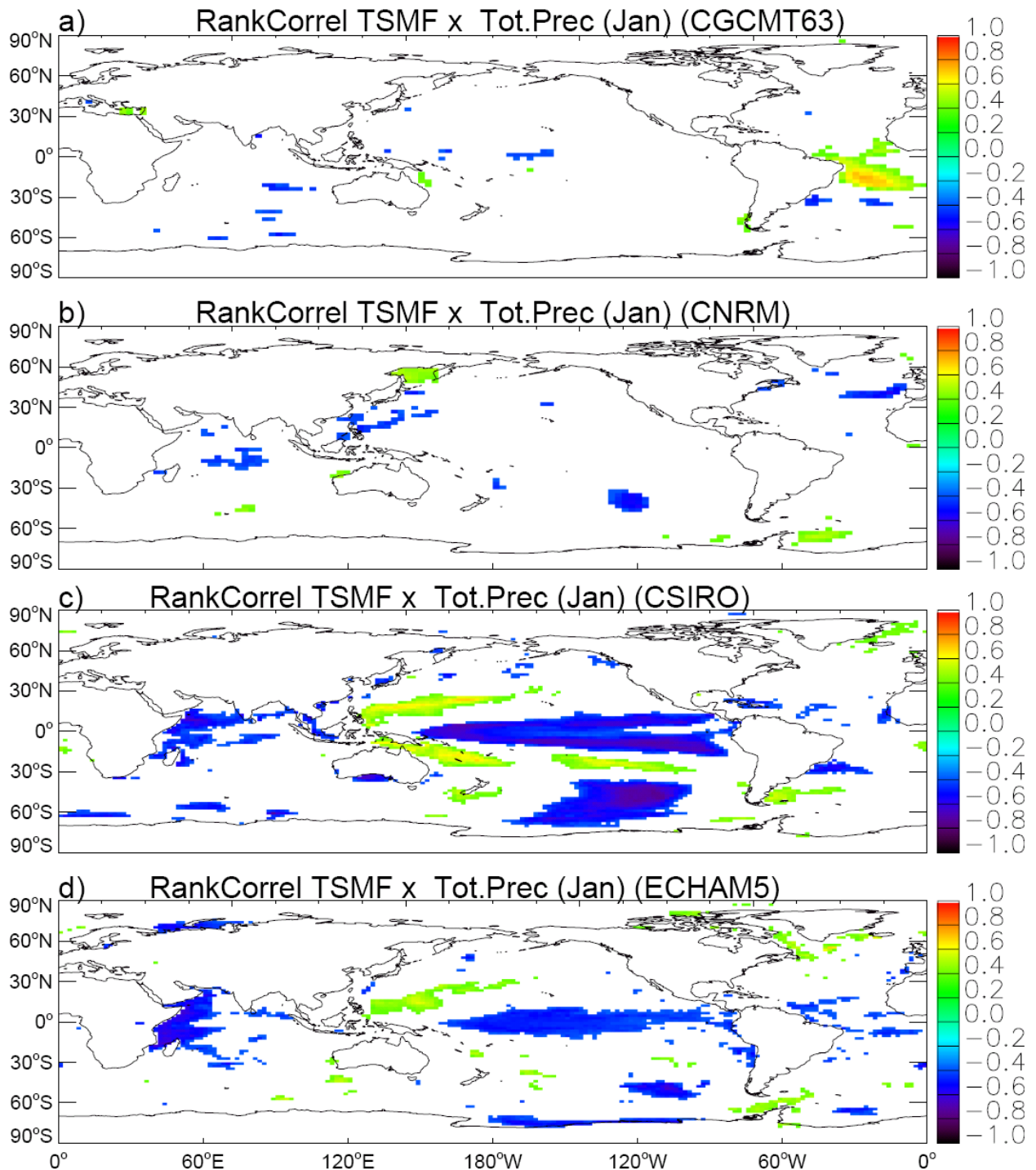


FIGURA 5. 12: R_C entre a série temporal de total precipitado durante o RMAS, média na região Centro-Sudeste, e as séries temporais de TSMF para o mês de janeiro, simulada pelo modelo (a) CGCM3.1(T63); (b) CNRM-CM3; (c) CSIRO-Mk3.0; (d) ECHAM5; (e) FGOALS-g1.0; (f) GFDL-CM2.0; (g) GFDL-CM2.1; (h) MIROC3.2-hires; (i) MIROC3.2-medres e (j) MRI-CGCM2.3.2. Na figura são apresentadas apenas as regiões em que a correlação é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

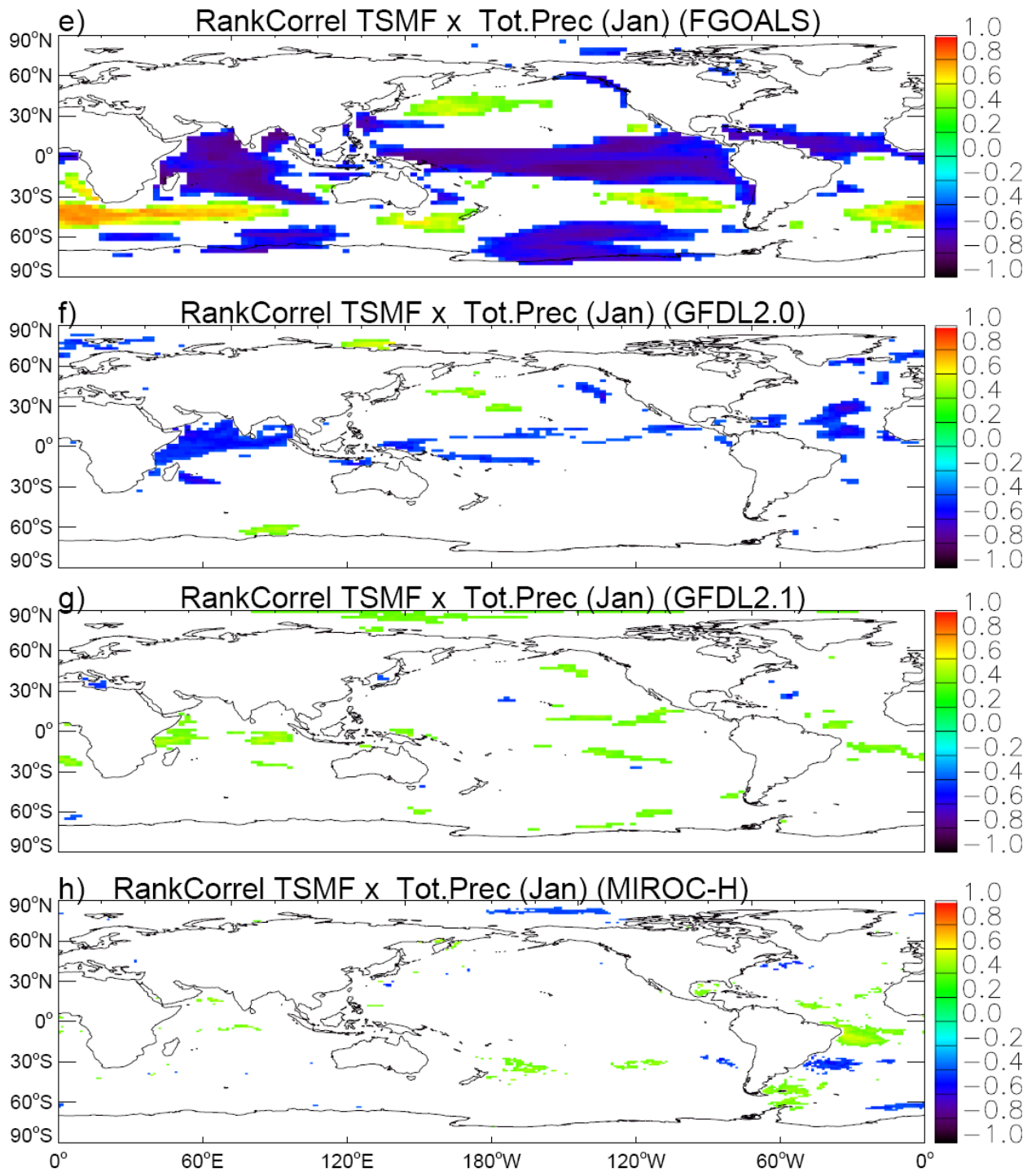


Figura 5.12: (Continuação)

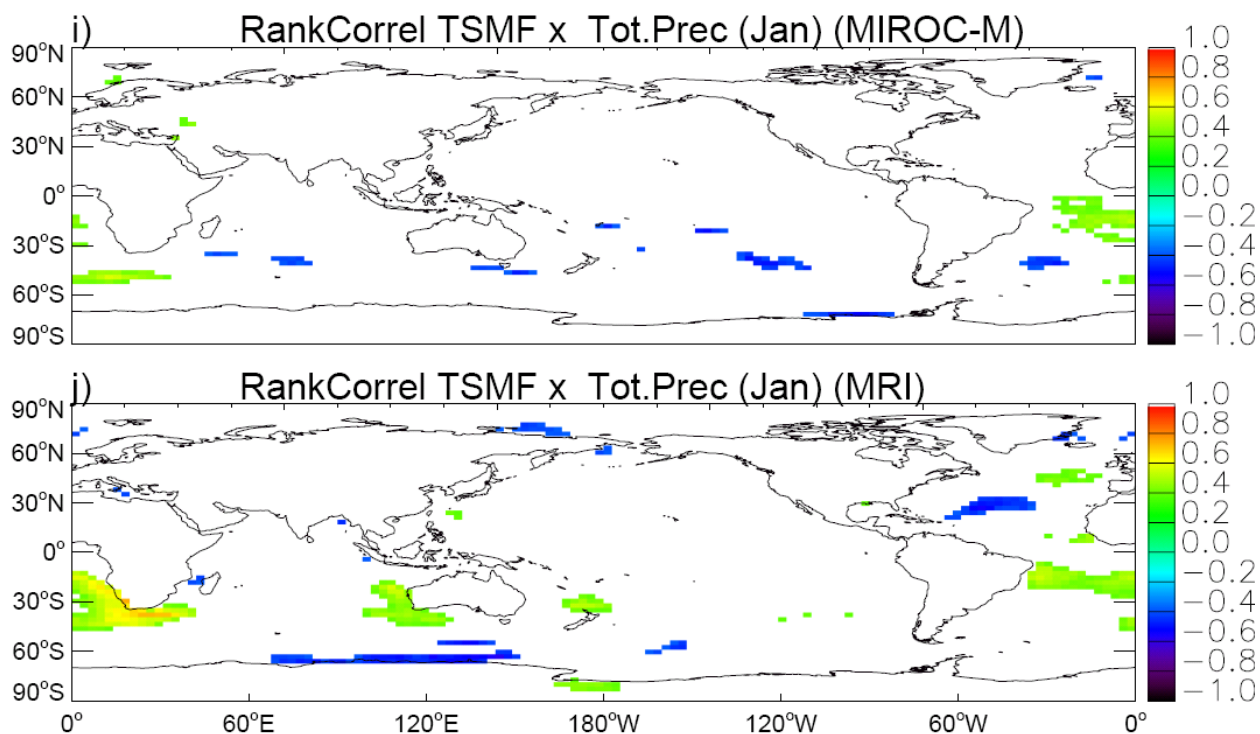


Figura 5.12: (Continuação).

5.7 Padrões de TSM associados a extremos de fim e duração do RMAS

A diferença entre as composições mensais de TSMF em relação a extremos de fim do RMAS mostram diferenças negativas sobre o Pacífico Noroeste, persistentes de fevereiro a maio. Entretanto, os mapas de correlação mostram significância estatística num padrão de correlações negativas sobre o Atlântico Sul Subtropical e correlações positivas entre o Atlântico Extratropical e Oceano Antártico, semelhante ao observado para os extremos de total precipitado, porém com significância estatística em uma região menor (não mostrado). Já a diferença entre as composições mensais de TSMF em relação aos extremos de duração da estação chuvosa não mostram padrões persistentes, enquanto a R_C entre a série de duração do RMAS, média para a região Centro-Sudeste, e as séries mensais de TSMF mostram também valores estatisticamente significativos de R_C sobre o Atlântico Sul Subtropical e valores positivos de R_C entre o Atlântico Sul Extratropical e Oceano Antártico em uma região menor em relação àquela observada para a correlação com o total precipitado (não mostrado). Portanto, não houve coerência entre os padrões de TSMF encontrados para a análise de eventos extremos e os padrões de TSMF encontrados utilizando-se a R_C ,

tanto para os dados de fim como para os dados de duração do RMAS. Entretanto, os padrões de TSMF obtidos com a R_C podem indicar que anomalias negativas (positivas) sobre o Oceano Atlântico Sul Subtropical e positivas (negativas) entre o Atlântico Sul Extratropical e o Oceano Antártico estão associadas ao aumento (à diminuição) da precipitação sobre a região Centro-Sudeste. Assim, a configuração deste padrão no período maduro das monções de verão da AS poderia influenciar a quantidade de precipitação durante a estação chuvosa, enquanto sua configuração no período de decaimento do RMAS poderia influenciar a data em que as chuvas na região Centro-Sudeste deixam de ser regulares, ou seja, o fim da estação chuvosa, e conseqüentemente influenciando a duração da estação chuvosa.

6. CONCLUSÕES

O presente estudo mostrou uma análise observacional da precipitação de verão sobre a AS e da variabilidade espacial e interanual das características das monções de verão da AS, tais como datas de início e fim, duração e precipitação total acumulada. Foi analisado o desempenho de dez GCCMs do IPCC em simular as características do regime de precipitação de verão sobre a AS para o cenário do século XX, comparativamente ao observado, e verificaram-se as projeções destes GCCMs para o final do século XXI, considerando um cenário futuro de mudanças globais. Além disso, este estudo examinou as relações entre a TSM global e variações extremas dessas características do RMAS e a habilidade dos GCCMs em reproduzir estas relações.

O método para a determinação das datas de início e término das monções de verão empregado no presente estudo foi o proposto por Liebmann e Marengo (2001) o qual utiliza apenas as séries de precipitação e é bastante eficiente em caracterizar o período em que as chuvas tornam-se mais regulares.

A maioria dos modelos consegue representar a média e o desvio padrão da precipitação de verão sobre a AS. Os modelos CSIRO-Mk3.0 e MIROC3.2-hires são os que melhor simulam a ZCAS considerando a média diária da precipitação de verão e sua variabilidade. Por outro lado, a média e desvio padrão da precipitação simulada pelos modelos FGOALS-g1.0 e ECHAM5 mostram que estes falham em reproduzir a

ZCAS e a ZCIT. Apesar do modelo MIROC3.2-hires superestimar a variabilidade da precipitação sobre o continente é o modelo que melhor representa a precipitação de verão sobre a AS, considerando os padrões espaciais, as características médias da precipitação de verão e a variabilidade sobre as regiões das zonas de convergência.

O ciclo anual da precipitação é mais bem representado pelos GCCMs sobre a região central da AS (Sul da Amazônia e Brasil Central), considerando a intensidade e a fase dos dados observados, e é a região em que há menor dispersão entre as simulações dos GCCMs. Sobre o norte da AS, o ciclo anual da precipitação não é tão bem representado pelos modelos do IPCC e há uma grande dispersão entre suas simulações, o que provavelmente está associado a erros na representação da ZCIT e de sua variabilidade pela maioria dos modelos estudados neste trabalho.

Sobre a região central do Brasil, a mediana da precipitação durante a estação chuvosa encontra-se entre 1000 e 1400 mm. A estação chuvosa sobre esta região mostra medianas de início entre o começo e fim de outubro, medianas de fim entre final de março e meados de abril e duração de 32 a 36 pênadas.

A maioria dos modelos simula as características climatológicas observadas do RMAS, tais como início, fim e precipitação total acumulada, principalmente sobre a região central da AS, para o cenário 20CM. A representação da duração da estação chuvosa pelos GCCMs é menos realística, pois depende dos erros associados tanto à correta simulação das datas de início como das datas de fim do RMAS. Considerando estas características, o modelo estudado aqui que apresentou o melhor desempenho em simular o RMAS foi o MIROC3.2-hires. Os modelos CNRM-CM3, CSIRO-Mk3.0, FGOALS-g1.0, e MIROC3.2-medres também simulam bem as características do RMAS. Já o MPI_ECHAM5, o GFDL-CM2.0 e GFDL-CM2.1 são os que tiveram o pior desempenho em simular as monções de verão da AS. O CSIRO-Mk3.0 é o modelo que melhor simula a evolução do início e fim da estação chuvosa sobre a região amazônica.

A maior variabilidade das características do RMAS nos dados observados, tais como datas de início, duração e precipitação total acumulada, ocorrem sobre noroeste da AS, nordeste do Brasil e sobre o nordeste da Argentina, Uruguai e Sul do Brasil, coincidente com as regiões onde o sinal da influência do fenômeno ENOS é mais coerente (e.g. Coelho et al, 2002; Magaña e Ambrizzi, 2005; Grimm et al, 2000).

A menor dispersão entre as simulações dos modelos para o início, fim e duração da estação chuvosa ocorre sobre o continente, principalmente sobre a região Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. Já para a precipitação acumulada, a menor dispersão ocorre no Sul e Sudeste do Brasil e oceano adjacente. Grande dispersão entre as simulações dos GCCMs é observada sobre o norte da Amazônia em todas as variáveis e, portanto, as projeções destes modelos para cenários futuros de mudanças globais nesta região não são confiáveis.

Não foram observadas diferenças estatisticamente significativas nas datas de início e fim do RMAS, assim como sua duração, para o cenário A1B em relação ao cenário 20CM. Entretanto, as simulações para o cenário A1B indicam uma diminuição da precipitação na região centro-leste do Brasil, região em que estes modelos apresentaram uma maior habilidade em simular as características observadas do RMAS. Estes resultados são coerentes com Meehl et al (2005) e Tebaldi et al (2006), e aumento da precipitação sobre o Sul do Brasil, Uruguai e nordeste da Argentina, coerente com o observado por Vera et al (2006b). Apenas o modelo MIROC3.2-hires indica uma diminuição significativa da variabilidade interanual da precipitação acumulada durante o RMAS.

Alguns estudos indicam que a região do núcleo das monções apresenta uma baixa previsibilidade em escalas de tempo sazonal a interanual, devido ao fato de que a variabilidade da circulação e da precipitação nesta região depende tanto de forçantes locais como remotas e as forçantes locais são de difícil previsibilidade (p.ex. Marengo et al. 2003; Vera et al. 2006a). Entretanto, os resultados encontrados neste trabalho indicam que o fenômeno ENOS exerce uma influência remota significativa sobre o início das monções de verão da AS, pois os eventos El Niño (La Niña) tendem a atrasar (adiantar) o início das monções de verão sobre o norte e oeste da Amazônia e sobre o centro-sudeste do Brasil. Além disso, observou-se uma relação entre o ENOS e a AAO, indicando que há uma interação trópicos-extratropicais que pode ser importante para precipitação das monções da AS. Porém, seria necessário separar a influência do ENOS sobre a AAO para se obter resultados mais confiáveis em relação ao papel da AAO sobre a precipitação no Brasil. Assim, estes resultados são de extrema importância, uma vez que estes padrões climáticos podem ser identificados com

antecedência em relação ao período de início das monções de verão da AS, podendo assim contribuir para o planejamento agrícola, manejo de recursos hídricos e para preservação de biomas naturais da região.

Apenas os modelos CSIRO-Mk3.0, FGOALS-g1.0 e MIROC3.2-hires apresentam padrões de TSMF semelhantes aos observados para os eventos extremos de início do RMAS, porém, estes padrões não são consistentes com as análises de correlação para o modelo MIROC3.2-hires, provavelmente devido ao fato de que este modelo apresenta baixa variabilidade sobre o Pacífico Tropical (AchutaRao e Sperber, 2006).

Anomalias negativas (positivas) de TSMF sobre o Atlântico Sul Subtropical e anomalias positivas (negativas) sobre o Atlântico Sul Extratropical, durante a fase madura do RMAS, estão associadas ao aumento (à diminuição) da precipitação sobre a região Centro-Sudeste. A configuração deste padrão de dipolo durante a fase de decaimento do RMAS pode estar associada à variabilidade das datas de fim do RMAS e, indiretamente, à variabilidade da duração do RMAS.

Nenhum dos modelos estudados simula o padrão de dipolo na TSMF do Atlântico Sul associado a extremos de total precipitado durante a estação chuvosa. Porém, os modelos CSIRO-Mk3.0 e MIROC3.2-hires simulam a correlação negativa entre precipitação acumulada durante o RMAS e TSMF sobre o Atlântico Sul Subtropical. Portanto, dentre os modelos estudados o CSIRO-Mk3.0 e o MIROC3.2-hires são os que melhor representam as relações entre variabilidade em baixa frequência da TSM e extremos da precipitação sazonal sobre a região Centro-Sudeste.

6.1 Sugestões para trabalhos futuros

O presente estudo mostrou a complexidade envolvida na identificação das características da estação chuvosa sobre a AS tropical, sua variabilidade espacial e temporal e padrões de TSM associados a esta variabilidade, bem como a dificuldade em validar as projeções dos atuais GCCMs para um cenário de mudanças globais baseando-se no desempenho destes modelos em simular o clima presente. A baixa resolução espacial e temporal dos dados observados impede a verificação de fenômenos de escala sinótica e meso-escala associados à variabilidade da estação chuvosa sobre a AS, assim como a baixa resolução espacial dos modelos dos modelos

globais faz necessária a utilização de muitas parametrizações por estes modelos, que podem gerar erros.

Portanto, propõem-se estudar as características das monções de verão da AS, para o clima presente e em cenários futuros de mudanças globais, em escala regional utilizando “regionalização dinâmica” (em inglês, *dynamical downscaling*) e “regionalização estatística” (em inglês, *statistical downscaling*). Ambas as técnicas poderiam ser aplicadas em dados observados e nas simulações dos modelos estudados neste trabalho, tanto para o cenário do clima presente como em cenários de mudanças globais. Desta forma seria possível verificar o papel local da topografia e do uso do solo sobre a variabilidade das monções nos diferentes cenários. Por exemplo, a regionalização dinâmica poderia ser feita utilizando-se as saídas do modelo MIROC3.2-hires em diferentes cenários como condição inicial e contorno do modelo regional BRAMS. Diferentes cenários também podem ser avaliados em escala regional aplicando-se técnicas de regionalização estatística sobre as simulações do modelo MIROC3.2-hires.

Este trabalho mostrou, também, que existe uma relação entre o ENOS e a AAO, como observado por Carvalho et al (2005), indicando que há uma interação trópicos-extratrópicos que pode ser importante para precipitação das monções da AS. Porém, é necessário separar a influência do ENOS sobre a AAO para a relação entre estes modos seja mais bem entendida. Talvez uma série de experimentos com modelos numéricos possam ajudar a entender a dinâmica destas relações trópicos-extratrópicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACHUTARAO, K.; SPERBER K. R. ENSO Simulation in Coupled Ocean-Atmosphere Models: Are the Current Models Better? *Climate Dynamics*, v.19, p.1 – 15, 2006.
- ACOSTA, R., Um Modelo Biosfera-Hidrosfera para a Bacia do Tocantins- Araguaia. 2007. 189 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto de Astronomia e Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. 2007.
- ADLER, R. F. et al. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *Journal of Hydrometeorology*, v. 4, p. 1147-1167, 2003.

- Anderson T. W.; Finn J. D. The new statistical analysis of data. Spring-Verlang: New York, 1996. 712 p.
- ASHRIT, R. G.; DOUVILLE, H.; KUMAR, K. R. Response of the Indian Monsoon and ENSO-Monsoon Teleconnection to Enhanced Greenhouse Effect in the CNRM Coupled Model. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 81, p. 779–803, 2003.
- BOMBARDI, R. J., CARVALHO, L. M. V. Variabilidade do Regime de Monções sobre o Brasil: o Clima Presente e Projeções para um Cenário com 2xCO₂ usando o modelo MIROC. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, p. 58-72, 2008.
- BOUGEAULT, P. A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection, *Monthly Weather Review*, 113, 2108-2121, 1985.
- CARRIL, A. F.; MENÉNDEZ C. G.; NUÑEZ M. N. Climate change scenarios over the South American region: An intercomparison of coupled general atmosphere-ocean circulation models, *International Journal of Climatology*, v. 17, p. 1613– 1633, 1997.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES C.; LIEBMANN B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate.*, v. 15, p. 2377-2394, 2002a.
- _____; JONES C.; SILVA DIAS M. A. F. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in Tropical South America during the TRMM-LBA campaign. *Journal of Geophysical Research*, v. 29, 10.102/2001JD000745, 2002b.
- _____; JONES C.; LIEBMANN B. The South Atlantic Convergence Zone: persistence, intensity, form, extreme precipitation and relationships with intraseasonal activity. *Journal of Climate*, v. 17, p. 88-108, 2004.
- _____; JONES C.; AMRBIZZI 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, p. 702 – 718, 2005.
- CARIOLLE D.; DÉQUÉ M. Southern hemisphere medium-scale waves and total ozone disturbances in a spectral general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, v. 91: p. 10825-10846, 1986.
- _____ et al. A general circulation model simulation of the springtime Antarctic ozone decrease and its impact on mid-latitudes, *Journal Geophysical Research-Atmosphere*, v. 95: p. 1883-1898, 1990.
- Chatfield C. *The Analysis of Time Series: An introduction*. Chapman & Hall: New York, 5ed., 1996, 283 pp.
- COELHO, C.A.S.; UVO C. B.; AMBRIZZI T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. *Theoretical Applied Climatology*, v. 71, p. 185 – 197, 2002.
- DAI, A.; Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. *Journal of Climate*, v. 19, p. 4605–4630, 2006.

- DELOWORTH T. L. et al. GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part I: Formulation and Simulation Characteristics. *Journal of Climate*, v. 19, p. 643-674, 2006.
- DRUMON, A. R. M. Anomalias de TSM no Hemisfério Sul e seu Impacto na Monção Sul Americana. 2005. 94 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia e Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. 2005.
- EMORI, S. et al. Importance of cumulus parameterization for precipitation simulation over East Asia in June, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 79, p. 939-947, 2001.
- FLATO, G. M. et al. The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis Global Coupled Model and its climate. *Climate. Dynamics.*, v. 16, p. 451–467, 2000.
- 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, p. 47 – 66, 2004.
- GREGORY, D.; ROWNTREE P.R. A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability dependent closure. *Monthly Weather Review*, v. 118, p. 1483-1506, 1990.
- GIORGI, F.; FRANCISCO R. Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change. *Geophysical Research Letters*, v. 27, p. 1295– 1298, 2000.
- GRIMM, A. M.; BARROS V. R.; DOYLE M. E. Precipitation Anomalies in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, v. 11, p. 2863-2880, 1998.
- _____; BARROS V. R.; DOYLE M. E. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, 13, 35 – 58, 2000.
- _____. The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. *Journal of Climate*, v. 16, p. 263-280, 2003.
- GHIL, M., MO K. C. Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 48, p. 480–490, 1991.
- GONG, D.-Y.; WANG S.-W. Definition of Antarctic oscillation index. *Geophysical Research Letters*, v. 26, p. 459–462, 1999.
- Gordon HB, et al. (2002) The CSIRO Mk3 Climate System Model. CSIRO Atmospheric Research Tech. Paper 60, 130 p. Disponível em: <http://www.dar.csiro.au/publications/gordon_2002a.pdf> Acesso em: 20 Set. 2006.
- HACK J. J. Parameterization of moist convection in the National Center for Atmospheric Research community climate model (CCM2). *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 5551-5568, 1994.
- HARTMANN D. L.; MICHELSEN M. L. Intraseasonal Periodicities in Indian Rainfall. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 46, p. 2838-2862, 1989.

- HASUMI H.; EMORI S. K-1 Coupled GCM (MIROC) Description. 2006. Disponível em: <<http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/kyosei/hasumi/MIROC/tech-repo.pdf>>. Acesso em: 20 Set. 2006.
- HOREL, J. D.; WALLACE J. M. Planetary-Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 109, p. 813 – 829, 1981.
- HOSKINGS, B. J.; AMBRIZZI T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 50, p. 1661 – 1671, 1993.
- HUFFMAN G.J., et al. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, p. 5-19, 1997.
- IPCC, 2001. *Climate change 2001. Impacts, Adaptation, and Vulnerability – Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, editores J.J. MCCARTHY; O.F. CANZIANI; N.A. LEARY; D.J. DOKKEN; K.S. WHITE; Cambridge University Press: Cambridge, UK e New York, N.Y.,USA.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- JONES, C.; CARVALHO L.M.V. Active and Break phases in the South American Monsoon System. *Journal of Climate*, v. 15, p. 905-914, 2002.
- KALNAY E, et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, p. 437 – 462, 1996.
- KANAMITSU, M., et al. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 83, p. 1631-1643, 2002.
- KAYANO, M. T., KOUSKY V. E. Sobre o monitoramento das oscilações intrasazonais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 7, p. 593-602, 1992.
- KHARIN, V.V. et al. Changes in Temperature and Precipitation Extremes in the IPCC Ensemble of Global Coupled Model Simulations. *Journal of Climate*, v. 20, p. 1419–1444, 2007.
- KODAMA, Y.-M., Large-scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 70, p. 813–835, 1992.
- _____. Large-scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the Circulations for Generating the STCZs. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 71, p. 581–610, 1993.
- KOUSKY, V.E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 3, p. 217 – 231, 1988.

- LABRAGA, L. C.; LOPEZ M. A comparison of the climate response to increased carbon dioxide simulated by general circulation models with mixed-layer and dynamic ocean representations in the region of South America, *International Journal of Climatology*, v. 17, p. 1635–1650, 1997.
- LAMBERT, S.J.; BOER G.J. CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Climate Dynamics*, v. 17, p. 83-106, 2001.
- LEVITUS, S., *Climatological Atlas of the World Ocean*, NOAA/ERL GFDL Professional Paper 13, Princeton: N.J., 1982.173 p. (NTIS PB83-184093),
- LIEBMANN, B. et al. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, v. 12, p. 1877–1891, 1999.
- _____; MARENGO J. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, v. 14, p. 4308-4318, 2001.
- _____ et al. Subseasonal variations of rainfall in the vicinity of the South American low-level jet stream and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, v. 17, p. 3829–3842, 2004a.
- _____ et al. An Observed Trend in Central South American Precipitation. *Journal of Climate*, v. 17, p. 4357-4367, 2004b.
- _____, et al. Onset and End of the Rainy Season in South America in Observations and the ECHAM 4.5 Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Climate*, v. 20, p. 2037 – 2050, 2007.
- LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 54, p. 656-677, 1997.
- _____; COOK K.H. Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, v. 127, p. 409-431, 1999.
- LINCOLN, M. A. et al Início da Estação Chuvosa na Região Sudeste do Brasil Parte 1 – Estudos Observacionais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 20, p. 385-394, 2005.
- MAGAÑA, V.; AMBRIZZI T. Dynamics of Subtropical Vertical Motions over the Americas During El Niño Boreal Winters. *Atmosfera*, v. 18, p. 211 – 235, 2005.
- MARENGO, J. A. et al. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, v. 14, p. 833 – 852, 2001.
- _____. Ensemble simulation of regional rainfall features in the CPTEC/COLA atmospheric GCM. Skill and Predictability assessment and applications to climate predictions. *Climate Dynamics*, v. 21, p. 459–475, 2003.
- _____ et al. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability, *Journal of Climate*, v. 17, p. 2261-2280, 2004.

- _____. Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos sobre a Biodiversidade: Caracterização do Clima Atual e Definição das Alterações Climáticas para o Território Brasileiro ao Longo do Século XXI. MMA, 2006. 212 p.
- MARRIS, E. The Forgotten Ecosystem. *Nature*, v. 437, p. 944 – 945, 2005.
- MEEHL, G. A.; ARBLASTER J. M.; TEBALDI, C. Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. *Geophysical Research Letters*, v. 32, L18719, doi:10.1029/2005GL023680, 2005.
- MO K. C. Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, v. 13, p. 3599 – 3610, 2000.
- MUZA, M. N.; CARVALHO L.M.V. Variabilidade Intra-sazonal e inter-anual de Extremos na Precipitação sobre o Centro-Sul da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, p. 29-41, 2006.
- _____ et al. Intraseasonal and Interannual variability of Extreme Dry and Wet Events over Southeastern South America and Subtropical Atlantic during the Austral Summer. Submitted to *Journal of Climate*, 2007.
- NOGUÉS-PAEGLE J.; MO, K. C. Alternating Wet and Dry Conditions over South America during Summer, *Monthly Weather Review*, v. 125, p. 279-291, 1997.
- _____ et al. Progress in pan American CLIVAR research: Understanding the South American monsoon. *Meteorologica*, v. 27, p. 3-32, 2002.
- NOILHAN, J.; PLANTON, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Monthly Weather Review*, v. 117, p. 536-549, 1989.
- NORDENG, T. E. Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. Technical Memorandum, n. 206, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, United Kingdom. 1994.
- PAN, D.-M.; D. A. RANDALL. A cumulus parameterization with a prognostic closure, *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, v. 124, p. 949-981, 1998.
- RANDALL, D.; PAN D.-M. Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. In: *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, K.A. Emanuel and D.J. Raymond, Meteorological Monographs, v. 24, n. 46, American Meteorological Society, Boston, MA, p. 137-144, 1993.
- RAO, V. B.; LIMA M.; FRANCHITO S. H. Seasonal and Interannual Variations of Rainfall over Eastern Northeast Brazil. *Journal of Climate*, v. 6, p. 1754-1763, 1993.
- ROECKNER, E. et al. The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description. 2003. 127 p. Disponível em:
<http://www.mpimet.mpg.de/fileadmin/publikationen/Reports/max_scirep_349.pdf>
Acesso em: Acesso em: 20 Set. 2006.

- RASMUSSEN E. M.; CARPENTER T. M. Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Winds Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, v. 110, p. 354 – 384, 1982.
- ROBERTSON, A.W.; MECHOSO C.R. Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Monthly Weather Review*, 128, 2947-2957, 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, p. 1606–1626, 1987.
- SALAS-MÉLIA, D., F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, J.F. Guérémy, P. Marquet, S. Planton, J.F. Royer and S. Tyteca. 2005. Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model, CNRM working note 103 [Disponível em: <http://www.cnrm.meteo.fr/scenario2004/paper_cm3.pdf>. Acesso em: 8 Jan. 2008.
- SATO, N. et al. Effects of implementing the simple biosphere model in a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences.*, v. 46, p. 2757–2782, 1989.
- SELLERS, P.J. et al. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, 505–531, 1986.
- SETH, A. et al. RegCM3 regional climatologies for South America using reanalysis and ECHAM global model driving fields. *Climate Dynamics*, v. 28, p. 461-480, 2007.
- SILVA, A. E.; CARVALHO L. M. V. Large-scale Index for South America Monsoon (LISAM). *Atmospheric Science Letters*, DOI: 10.1002/asl.150, 2007
- SILVA, M. E. S. et al. Complexity and Predictability of Daily Precipitation in a Semi-Arid Region: an application to Ceará, Brazil , *Nonlinear Processes in Geophysics*, v. 13, p. 651-659, 2006.
- SILVA DIAS, P.; MARENGO J. A. Águas Atmosféricas. In: IEA/USP. (Org.). Águas doces no Brasil - capital ecológico, usos múltiplos, exploração racional e conservação. CNPq, Brasília, Brasil/IEA,-US: IEA-USP, SP-Brasil, 2002, v. , p. 65-116.
- SUN, Y. et al. How often does it rain? *Journal of Climate*, v. 19, p. 916–934, 2005
- Tannus, R.N 2004: Funcionalidade e Sazonalidade sobre o Cerrado e sobre o Ecótono Floresta-Cerrado: uma Investigação com Dados Micrometeorológicos de Energia e CO₂. 2004. 92 f. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agroecossistemas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”. Universidade de São Paulo. 2004.
- Tatsch 2006: Uma Análise dos Fluxos de Superfície e do Microclima sobre o Cerrado, Cana-de-Açúcar e Eucalipto, com implicações para Mudanças Climáticas Regionais. 2006. 112 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto de Astronomia e Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. 2006.
- TEBALDI, C. et al. Going to the extremes An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Climatic Change*, v. 79, p. 185–211 DOI: 10.1007/s10584-006-9051-4, 2006.

- THOMPSON, D. W. J.; J. M. WALLACE. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, v. 13, p. 1000–1016, 2000.
- TIEDTKE, M., A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review*, v. 117, p. 1779-1800, 1989.
- VERA, C., W. et al. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate*, v. 19, p. 4977-5000, 2006a.
- _____ et al. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophysical Research Letters*, v. 33, L13707, doi:10.1029/2006GL025759, 2006b
- VIRJI, H. A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds. *Monthly Weather Review*, v. 109, p. 599-610, 1981.
- WILKS, D. S. *Statistical methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press: New York, 2ed, 2006, 627 p.
- XIE P. et al. GPCP Pentad Precipitation Analyses: An Experimental Dataset Based on Gauge Observations and Satellite Estimates. *Journal of Climate*, v. 16, p. 2197-2214, 2003.
- YAMAZAKI, Y.; RAO V. B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 55, p. 205-207, 1977.
- YU Y.; ZHANG X.; GUO Y. Global coupled ocean atmosphere general circulation models in LASG/IAP. *Advances in Atmospheric Sciences*, v. 21: p. 444–455, 2004.
- YUKIMOTO S. et al. Present-day climate and climate sensitivity in the Meteorological Research Institute Coupled GCM, Version 2.3 (MRI-CGCM2.3). *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 84: p. 333–363, 2006.
- ZHANG G. J.; MCFARLANE N. A. Sensitivity of Climate Simulations to the Parameterization of Cumulus Convection in the Canadian Climate Centre General Circulation Model. *Atmosphere-Ocean*, v. 33, p. 407-446, 1995.
- ZHOU, J.; LAU K. M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? *Journal of Climate*, v. 11, p. 1020 – 1040, 1998.

APÊNDICE A: TESTES ESTATÍSTICOS

O teste para diferença das medianas é obtido da seguinte forma:

Calcula-se a mediana comum entre os dois conjuntos de dados que se pretende comparar. Em seguida, calcula-se a proporção dos elementos do primeiro e segundo grupo que são maiores que a mediana comum, “ p_1 ” e “ p_2 ” respectivamente. O teste estatístico é dado pela padronização de $p_1 - p_2$, tal que:

$$z = \frac{p_1 - p_2}{\sqrt{p \cdot q \cdot \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)}}, \quad (\text{A.1})$$

Onde p é a proporção combinada dos elementos que são maiores que a mediana comum e $q = 1 - p$. Como a diferença de interesse é a diferença entre as medianas, então $p=1/2$ e $q=1/2$. Portanto a equação A.1 fica:

$$z = \frac{p_1 - p_2}{\sqrt{\frac{1}{2} \cdot \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)}} \Rightarrow z = 2 \cdot \sqrt{\frac{n_1 \cdot n_2}{n_1 + n_2}} (p_1 - p_2) \quad (\text{A.2})$$

Assim, a diferença entre as medianas é estatisticamente significativa ao nível de 5%, para um teste bi-caudal, se o módulo de z (Eq. A.2) é maior que o valor de 1,96 (Anderson e Finn, 1996).

O teste da diferença entre médias de duas amostras independentes “ X_1 ” e “ X_2 ” é dada por:

$$z = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\left[\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2} \right]^{1/2}} \quad (\text{A.3})$$

Onde a barra representa a média de uma amostra, “ S ” indica o desvio padrão e “ n ” o número de elementos desta amostra. A diferença entre as médias é estatisticamente significativa ao nível de 5%, para um teste bi-caudal, se o módulo de z (Eq. A.3) é maior que o valor de 1,96 (Anderson e Finn, 1996).

O teste de hipótese do coeficiente de correlação linear entre duas séries de “n” dados é dado pela equação A.4.

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (\text{A.4})$$

Onde “r” é o coeficiente de correlação linear entre duas séries de dados. Assim, se a correlação entre duas séries de dados é positiva (negativa), “t” também é positivo (negativo). Da mesma forma, um alto valor de correlação vai produzir um grande valor para “t”. O valor de “t” é comparado à distribuição t-Student para n-2 graus de liberdade para um determinado nível de significância. Se o módulo de “t” excede o ponto de significância a conclusão é que existe uma correlação diferente de zero entre as duas séries de dados (Anderson e Finn, 1996).