



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-14825-TDI/1265

**SIMULAÇÕES DA VARIABILIDADE DO CLIMA PRESENTE
SOBRE A AMÉRICA DO SUL UTILIZANDO UM MODELO
CLIMÁTICO REGIONAL**

Lincoln Muniz Alves

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo
Dr. José Antonio Marengo Orsini, aprovada em 26 de março de 2007.

INPE
São José dos Campos
2007

Publicado por:

esta página é responsabilidade do SID

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

Gabinete do Diretor – (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 – CEP 12.245-970

São José dos Campos – SP – Brasil

Tel.: (012) 3945-6911

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**Solicita-se intercâmbio
We ask for exchange**

Publicação Externa – É permitida sua reprodução para interessados.



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-14825-TDI/1265

**SIMULAÇÕES DA VARIABILIDADE DO CLIMA PRESENTE
SOBRE A AMÉRICA DO SUL UTILIZANDO UM MODELO
CLIMÁTICO REGIONAL**

Lincoln Muniz Alves

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo
Dr. José Antonio Marengo Orsini, aprovada em 26 de março de 2007.

INPE
São José dos Campos
2007

551.58

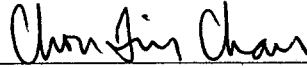
Alves, L. M.

Simulações da variabilidade do clima presente sobre a América do Sul utilizando um modelo climático regional / Lincoln Muniz Alves. - São José dos Campos: INPE, 2007. 92 p. ; (INPE-14825-TDI/1265)

1. Modelo climático regional. 2. Downscaling. 3. Climatologia. 4. Previsibilidade. 5. Meteorologia tropical. I. Título.

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

Dra. Chou Sin Chan



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. José Antonio Marengo Orsini



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez



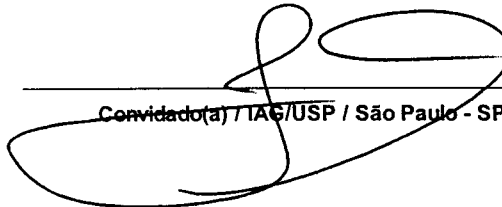
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



Convidado(a) / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



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

Aluno (a): Lincoln Muniz Alves

São José dos Campos, 26 de Março de 2007

“Bom mesmo é ir a luta com determinação, abraçar a vida e viver com paixão, perder com classe e vencer com ousadia, pois o triunfo pertence a quem se atreve. E a vida é muito para ser insignificante.”

CHARLES CHAPLIN

“O erro é produto da realização e a correção do erro é produto da humildade e da inteligência.”

COMANDANTE ROLIM ADOLFO AMARO

*A meus pais,
MANOEL ALVES DE MELO e
CRISTINA MUNIZ ALVES e minha esposa ANA CAROLINA RAMALHO*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por sempre me mostrar a serenidade que preciso todos os dias da minha vida.

A meus pais, Manoel e Cristina, por sempre acreditarem na importância do estudo, além de sempre me ensinar o sentido da força de vontade e o valor da humildade no meu dia-a-dia. Também a minha irmã, que mesmo em silêncio tenho certeza que sempre torceu por mim.

A minha esposa, Ana Carolina, pelo amor, compreensão, paciência, e estímulo todos os momentos deste trabalho. Pode ter certeza, que essa vitória em grande parte deve a sua presença na minha vida. Parabéns e obrigado por estar sempre ao meu lado. Amo-te!!!!

Aos professores do curso de Pós-Graduação em meteorologia pelo conhecimento compartilhado, em particular, ao Dr. José Marengo pela orientação e apoio na realização deste trabalho. Menciono aqui também os professores Dr. Marcos D. Oyama e a Dra. Chou Sin Chan pelas sugestões e críticas construtivas, o que resultou no aperfeiçoamento deste trabalho. À LÍlian Escobar, secretária da Pós-Graduação pela sua simpatia e predisposição em ajudar sempre que precisava.

Além dessas pessoas, um carinho especial aos amigos do Grupo de Previsão Climática do CPTEC, Hélio Camargo, Ana Claudia, Enver Ramirez, Anete Fernandes e Carlos Renato, que sempre estiveram comigo esses anos compartilhando alegrias e tristezas. Ainda na turma dos companheiros é inevitável mencionar o apoio direto e indiretamente da minha turma de mestrado e os colegas de trabalho, Gilvan Sampaio, Pesquero, Kelen, Monica Vaz, Roberto Carlos e Adma, por serem sempre fonte incansável de estímulo e apoio para vencer mais esta etapa de vida. Valeu galera pelas horas de conversa que tivemos.

Aos colegas do *Met Office – United Kingdom*, David Hein e David Hassell que nunca hesitaram quando solicitados em ajudar no apoio técnico que foi indispensável para este trabalho.

Bem, sugiro então escolher um bom CD e realizar uma ótima leitura!

RESUMO

O principal objetivo deste trabalho foi avaliar a destreza do modelo regional, HadRM3P do Hadley Centre, em simular a variabilidade sazonal dos principais padrões climatológicos sobre a região da América do Sul e oceanos adjacentes, através de simulações numéricas de longo prazo (1961-1990). Foram utilizados dados médios sazonais climatológicos simulados e observados de precipitação, temperatura do ar, pressão ao nível do mar e vento nos níveis de 850 e 200hPa. Foram feitas análises da sensibilidade do clima simulado às condições de fronteira e a diferentes condições de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), em que os casos selecionados são considerados extremos e contrastantes, 1983 (El Niño-Oscilação Sul) e 1985 (Lã Niña), como também da habilidade do modelo na simulação da variabilidade sazonal e interanual através da análise subjetiva dos campos médios sazonais e da aplicação de escores para uma verificação quantitativa. Através destas análises foi possível concluir que o modelo simula razoavelmente bem não somente o padrão espacial e temporal da precipitação e temperatura, mas também as principais características da circulação atmosférica, revelando inclusive um ganho de detalhes da informação. Contudo, regionalmente, há erros sistemáticos que podem estar relacionados à física interna do modelo (esquema de convecção, de superfície e topografia) e/ou das condições de fronteira herdadas do modelo global.

PRESENT-DAY CLIMATE VARIABILITY SIMULATIONS OVER SOUTH AMERICA USING A CLIMATE REGIONAL MODEL

ABSTRACT

The purpose of this work was to evaluate the accuracy of The Hadley Centre Regional Climate Model (HadRM3P) in describing the seasonal variability of the main climatological features over South America and adjacent (surrounding) oceans by using long-term simulations (30 years, 1961-1990). The analysis was performed using seasonal averages from observed and simulated precipitation, temperature, sea level pressure and wind (850 and 200 hPa). The impact of lateral boundary conditions and two different sea surface temperature (SST) conditions (1983 El Niño and 1985 La Niña) on the simulated climate and on the accuracy in simulating both interannual and seasonal variability was studied subjectively and objectively (skill scores). Precipitation and temperature patterns in space and time as well as the main general circulation features, including details captured by the model at finer scales than those resolved by global model were simulated by the model. However, regionally, there are still systematic errors which might be related to the physics of the model (convective schemes, topography and land surface processes) and the lateral boundary conditions inherited from the global model.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SÍMBOLOS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	27
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	29
2.1 Estudos de Modelagem Climática Regional sobre o Clima da América do Sul	29
CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA	39
3.1 O Modelo HadRM3P	39
3.2 Configuração do Modelo	41
3.3 Processamento dos dados do modelo	45
3.4 Dados	45
3.5 Índices de avaliação	46
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS	51
4.1 Sensibilidade do Clima Simulado a Diferentes Condições de TSM	51
4.2 Variabilidade Sazonal do Modelo HadRM3P	58
4.2.1 Precipitação e Temperatura	58
4.2.2 Padrões de circulação	63
4.3 Verificação quantitativa das simulações	68
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES	81
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

LISTA DE FIGURAS

3.1 – Mapa da América do Sul destacando o domínio do modelo (sombreado).....	42
3.2 – Mapa da América do Sul destacando as áreas selecionadas para estudo (linha contínua).....	49
4.1 – Campos médios sazonais de precipitação (mm/dia), temperatura (°C) e vento nos níveis de 850 e 200 hPa (m/s) referentes ao período dezembro-janeiro-fevereiro de 1983 (El Niño) simulado pelo modelo global HadAM3P (coluna da esquerda), HadRM3P (coluna central) e observação (coluna da direita). Os dados de precipitação e temperatura são derivados do CRU e os campos de vento das reanálises do NCEP	54
4.2 – Campos médios sazonais de precipitação (mm/dia), temperatura (°C) e vento nos níveis de 850 e 200 hPa (m/s) referentes ao período dezembro-janeiro-fevereiro de 1985 (La Niña) simulado pelo modelo global HadAM3P (coluna da esquerda), HadRM3P (coluna central) e observação (coluna da direita). Os dados de precipitação e temperatura são derivados do CRU e os campos de vento das reanálises do NCEP	55
4.3 – Viés da precipitação (mm/dia) simulada pelo modelo global HadAM3P (a e c), utilizado como condição de contorno e HadRM3P (b e d), para o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro de 1983 (El Niño) e 1985 (La Niña), respectivamente	57
4.4 – Viés da temperatura (°C) simulada pelo modelo global HadAM3P (a e c), utilizado como condição de contorno e HadRM3P (b e d), para o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro de 1983 (El Niño) e 1985 (La Niña), respectivamente	58
4.5 – Climatologia (1961-1990) de precipitação (mm/dia) nos trimestres: (a) verão (DJF); (b) outono (MAM); (c) inverno (JJA); (d) primavera (SON). Simulada pelo HadRM3P (esquerda) e observado (CRU, centro). Viés (simulação menos observação, direita).....	61
4.6 – Climatologia (1961-1990) de temperatura (°C) nos trimestres: (a) verão (DJF); (b) outono (MAM); (c) inverno (JJA); (d) primavera (SON). Simulada pelo HadRM3P (esquerda) e observado (CRU, centro). Viés (simulação menos observação, direita)	62
4.7 - Campos médios sazonais da pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) simulado pelo modelo (esquerda) e as reanálise do NCPE/NCAR (direita) para os trimestres: (a) verão (DJF); (b) outono (MAM); (c) inverno (JJA); (d) primavera (SON)	64
4.8 – Campos médios sazonais de linhas de corrente e isotacas em 850 hPa simulado pelo modelo (esquerda) e as reanálise do NCPE/NCAR (direita) para os trimestres: (a) verão (DJF); (b) outono (MAM); (c) inverno (JJA); (d) primavera (SON).....	66
4.9 – Campos médios sazonais de linhas de corrente e isotacas em 200 hPa simulado pelo modelo (esquerda) e as reanálise do NCPE/NCAR (direita) para os trimestres: (a) verão (DJF); (b) outono (MAM); (c) inverno (JJA); (d) primavera (SON).....	67
4.10 – Coeficientes de Correlação entre as anomalias de precipitação observada e simulada pelo modelo (média dos três membros) nos trimestres: (a) DJF; (b)	

	MAM; (c) JJA e (d) SON. A escala de cores representa os valores de correlação. As isolinhas azuis indicam áreas com correlações estatisticamente significativas, pelo teste t-Student, ao nível de significância de 95%	69
4.11	– Coeficientes de Correlação entre as anomalias de temperatura observada e simulada pelo modelo (média dos três membros) nos trimestres: (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA e (d) SON. A escala de cores representa os valores de correlação. As isolinhas azuis indicam áreas com correlações estatisticamente significativas, pelo teste t-Student, ao nível de significância de 95%	70
4.12	– Ciclo anual da precipitação (mm/dia) observada e simulada pelo modelo nas regiões indicadas pela Figura 3.2. A linha laranja representa a precipitação observada. A linha preta representa à média do conjunto dos três membros. A linha vermelha, verde e azul representa cada membro do conjunto.....	73
4.13	– Ciclo anual da temperatura (°C) observada e simulada pelo modelo nas regiões indicadas pela Figura 3.2. A linha laranja representa a precipitação observada. A linha preta representa à média do conjunto dos três membros. A linha vermelha, verde e azul representa cada membro do conjunto.....	75
4.14	– Variabilidade interanual da anomalia da precipitação normalizada observada e simulada pelo modelo sobre as regiões destacadas na Figura 3.2, durante o pico da estação chuvosa de cada região. A linha vermelha representa a precipitação observada. A linha preta representa à média do conjunto dos três membros. As linhas azuis representam cada membro do conjunto	77
4.15	– Índice ROC (<i>Relative Operating Characteristics</i>) referente ao pico da estação chuvosa para as áreas ilustradas na Figura 3.2. Os resultados são mostrados para a simulação da precipitação acima da média (linha cinza) e abaixo da média (linha preta). A área sobre a curva ROC é indicada também para precipitações acima da média e abaixo da média	79

LISTA DE TABELAS

3.1 – Principais características do modelo regional HadRM3P, implementado no CPTEC.....	40
3.2 – Sumário das estatísticas utilizadas.....	47
4.1 – Escores estatísticos entre a precipitação média mensal observada e a simulada pelo modelo (média do conjunto) para as áreas: Norte da Amazônia (NAm), Sul da Amazônia (SAm), Norte do Nordeste (NNEB), Sul do Nordeste (SNEB), Sul do Brasil-Uruguai (SBr-U) e Noroeste do Peru-Ecuador (NWP-E)	74
4.2 – Escores estatísticos entre a temperatura média mensal observada e a simulada pelo modelo (média do conjunto) para as áreas: Norte da Amazônia (NAm), Sul da Amazônia (SAm), Norte do Nordeste (NNEB), Sul do Nordeste (SNEB), Sul do Brasil-Uruguai (SBr-U) e Noroeste do Peru-Ecuador (NWP-E)	76
4.3 – Brier Score para o período chuvoso de algumas regiões: Norte da Amazônia (NAm), Sul da Amazônia (SAm), Norte do Nordeste (NNEB), Sul do Nordeste (SNEB), Sul do Brasil-Uruguai (SBr-U) e Noroeste do Peru-Ecuador (NWP-E) .	80

LISTA DE SÍMBOLOS

- σ - Coordenada de pressão
- u - Componente zonal do vento
- v - Componente meridional do vento
- P_c - Valor médio da variável no ponto m
- O_c - Valor médio observado
- M - Quantidade de pontos de grade
- \bar{S} - Média da simulação
- \bar{O} - Média da observação
- S - Valor da simulação
- O - Valor da observação
- N - Tamanho da amostra
- Y_i - Fração dos pontos da área que simulou corretamente o sinal da anomalia
- N_i - Fração dos pontos da área que não simulou corretamente o sinal da anomalia

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	- Alta do Bolívia
AC	- Correlação de anomalia (“anomaly correlation”)
AMIP	- Atmospheric Model Intercomparison Project
AS	- América do Sul
ASAS	- Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	- Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul
BSS	- Brier Score Skill
c.c	- Coeficiente de Correlação
COLA	- Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRU	- Climatic Research Unit
CSM	- Control soil model
DARLAM	- Division of Atmospheric Research limited area model
DEFRA	- Department for Environment, Food and Rural Affairs
DFID	- Department for International Development
DJF	- Dezembro, Janeiro e Fevereiro
ECMWF	- European Center for Medium range Weather Forecasting
ENOS	- El Niño/Oscilação Sul
GISS	- Goddard Institute for Space Studies
GrADS	- Grid Analysis and Display System
IPCC	- Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

JBN	- Jato de Baixos Níveis
JJA	- Junho, Julho e Agosto
LAHM	- Limited Area HIBU Model
LMD-Z	- Laboratoire de Météorologie Dynamique General Circulation Model
MAM	- Março, Abril e Maio
MCG	- Modelos de Circulação Geral
MCGA	- Modelos de Circulação Geral Atmosférico
MCGC	- Modelos de Circulação Geral Acoplado
MCR	- Modelos Climáticos Regionais
MOSES I	- Met Office Surface Exchange
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
NEB	- Nordeste do Brasil
OMM	- Organização Meteorológica Mundial
PNM	- Pressão reduzida ao nível médio do mar
PRECIS	- Providing Regional Climates for Impacts Studies
RAMS	- Regional Atmospheric Modeling System
RegCM3	- Regional Climate Model
RMSE	- Raiz do erro quadrático médio (Root Mean Square Error)
ROC	- Relative Operating Characteristic
ROL	- Radiação de onda longa
RSM	- Regional Spectral Model
SON	- Setembro, Outubro e Novembro
SSiB	- Simplified Simple Biosphere

TSM - Temperatura da Superfície do Mar
UK - United Kingdom
UNDP - United Nations Development Programme
ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Recentemente, não se têm mais dúvidas de que os métodos estatísticos (regressão, métodos multivariados, análise de periodicidade, redes neurais, entre outros), dinâmicos (Modelos de Circulação Geral (MCGs) Atmosférico (MCGAs) e Acoplados oceano-atmosfera (MCGC)), ou combinação deles, são importantes ferramentas para a simulação do clima presente e projeções do clima futuro, possibilitando um aumento significativo na capacidade prognóstica de anomalias climáticas de escala sazonal em diversas partes do globo (Goddard *et al.*, 2000). Ademais, a formulação de políticas de adaptação em resposta as mudanças do clima tem mostrado que o nível de detalhamento fornecido por esses métodos, em particular aos MCGs ainda não estão consolidados, ainda que, forneçam simulações adequadas da circulação atmosférica em escala global (Camargo *et al.*, 2001; Cavalcanti *et al.*, 2002; Marengo *et al.*, 2003).

A principal desvantagem destes modelos é a resolução espacial, que por vezes são da ordem de centenas de quilômetros, de forma que, forçantes de mesoescala (topografias complexas, cobertura vegetal, grandes lagos e rios) e alguns processos físicos (radiação, convecção, processos de turbulência) com escala espacial inferior à resolução espacial da “grade” do modelo são mal representados e, assim, limitando a possibilidade de simular/prever com exatidão satisfatória algumas variações, por exemplo, da temperatura ou precipitação, em escala regional.

Com um aumento na resolução espacial dos MCGs pode-se esperar uma melhoria nas previsões em escala regional. Contudo, o custo computacional e a quantidade de espaço para armazenamento dos arquivos muitas vezes dificultam este caminho. Além disso, ajustar as parametrizações, tal como convecção, para a versão de um MCG com alta resolução não é trivial e os resultados podem realmente ser mal representados em alguns lugares (Boyle, 1993).

Deste modo, o desenvolvimento de técnicas de transferência da informação gerada pelos MCGs em larga escala para escalas menores, isto é, as chamadas técnicas de “downscaling dinâmico” utilizando Modelos Climáticos Regionais (MCR) que permitem um maior detalhamento espacial e temporal das variáveis do sistema climático em relação aos MCGs, tornam-se uma ferramenta útil para estudar as mudanças e flutuações climáticas em escala regional. Uma revisão comparando os vários métodos de *downscaling* aplicados à saída dos MCGs é visto em Wilby and Wigley (1997) e Giorgi *et al.* (2001).

Diante das considerações aqui discutidas, este estudo teve como objetivo avaliar a destreza do modelo regional HadRM3P (*Hadley Regional Model 3, with Providing REgional Climates for Impacts Studies – PRECIS mods*) em simular a variabilidade climática dos principais padrões atmosféricos dominantes sobre a região da América do Sul (AS) e oceanos adjacentes, além da identificação de erros sistemáticos na simulação, já que o conhecimento desses erros possibilitam atribuir um grau de incerteza às projeções do clima futuro. Previamente, é de suma importância ressaltar que embora os modelos climáticos regionais tenham sido amplamente utilizados para simular os principais sistemas atmosféricos, que atuam sobre a região da América do Sul no âmbito climático, nenhum deles utilizou o modelo que foi utilizado neste trabalho.

Para atingir os objetivos propostos, no Capítulo 2, revisa-se o estado-da-arte em modelagem climática regional mostrando as características gerais e estudos que abordam o tema sobre a América do Sul. A metodologia empregada no trabalho é descrita em detalhes no Capítulo 3: a justificativa da utilização do modelo HadRM3P, a região da AS escolhida para estudo, os dados utilizados, os métodos selecionados dentre os existentes e os critérios de avaliação das simulações. O Capítulo 4 apresenta e discute os resultados. Finalmente, no Capítulo 5 são sumarizados os resultados e apresentados às recomendações para estudos futuros.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Estudos de Modelagem Climática Regional sobre o Clima da América do Sul

A utilização da técnica de *downscaling* na América do Sul é abordada de diversas formas e tem permitido compreender melhor desde o ponto de vista científico dos processos dinâmicos e físicos da atmosfera e dos oceanos, bem como suas interações com outros componentes do sistema terrestre. Como consequência, uma revisão bibliográfica de vários estudos abordando a modelagem climática regional na AS enfatizam o estado-da-arte das previsões de tempo e clima.

A idéia de utilizar-se um modelo de área limitada para estudos climáticos regionais foi originalmente proposta por Dickinson *et al.* (1989) e Giorgi (1990). Tal idéia tem como base a utilização de um MCGA para simular a circulação geral da atmosfera e, com as saídas desse modelo obter uma distribuição detalhada das variáveis climáticas com um MCR capaz de descrever os efeitos locais.

Durante a década de 90, diversos trabalhos foram realizados buscando o ajuste e a validação de modelos climáticos regionais. Para tanto, foram realizados testes de sensibilidade para parametrizações físicas (Bougeault, 1997; Giorgi e Shields, 1999) e condições de contorno (Giorgi e Marinucci, 1991). A habilidade dos modelos em reproduzir características regionais do clima foi amplamente testada, mediante simulações em várias regiões do mundo, com diferentes regimes climáticos (Liu *et al.*, 1994; Kato *et al.*, 1999; Sun *et al.*, 1999; Small *et al.*, 1999; Hudson *et al.*, 2002; Jones *et al.*, 2004). De maneira geral, os resultados mostraram que o desempenho do modelo varia conforme a estação do ano, topografia e localização da região de estudo em relação às circulações que determinam as variáveis prognósticas.

Sobre a região da América do Sul Horel *et al.* (1994) com uma versão modificada do modelo regional MM4 do National Center for Atmospheric Research (NCAR), realizaram simulações climáticas para investigação dos processos, que controlam as características da circulação de grande escala sobre a bacia amazônica, com particular atenção dada à habilidade do modelo em reproduzir o ciclo diurno e os sistemas de escala sinótica. Os resultados deste trabalho revelaram erros, devido problemas na circulação interna do modelo próximo a montanhas (condição de contorno) e na parametrização física do modelo, principalmente, no que diz respeito à precipitação excessiva em regiões próximas aos Andes. Segundo os autores, mesmo com melhorias nas parametrizações, tal como no transporte vertical de umidade, as simulações continuaram apresentando características não reais.

Utilizando o MM5, desenvolvido conjuntamente pela *Pennsylvania State University* (PSU) e pelo NCAR, Oyama (2006) realizou simulações climáticas de 13 meses em baixa resolução (250 km), a fim de verificar se o modelo consegue representar realisticamente o clima da região tropical da AS. Seus resultados mostraram que em média anual, o MM5 consegue representar o padrão geral de precipitação da região tropical da América do Sul, a exemplo do gradiente de precipitação entre o leste da Amazônia e Nordeste brasileiro. No entanto, regionalmente o modelo superestimou (subestimou) a precipitação no nordeste, noroeste e oeste (sudeste) da AS. O autor conclui também que os esquemas de convecção (microfísica e/ou convecção profunda) adotados, o posicionamento dos centros de convecção, o transporte de umidade e os erros da própria circulação atmosférica do MM5 parecem explicar os erros sistemáticos gerados.

Tanajura (1996), utilizando o modelo ETA do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), desenvolveu experimentos para estações de verão (DJF) para analisar os principais aspectos sobre a AS. Os resultados mostraram que o modelo simulou bem a Alta da Bolívia (AB), o jato subtropical e a variabilidade da precipitação de larga escala. Entretanto, tende a superestimar a intensidade da circulação, resultado da dependência em relação à condição de contorno e de suas próprias parametrizações físicas. Por outro lado, de maneira geral, verificou-se uma melhoria na simulação na

distribuição espacial da precipitação, exceto na região Amazônica, onde se observou uma superestimativa quando comparado às observações. O autor realizou também experimentos com e sem a presença dos Andes, e os resultados indicaram que os Andes é fundamental na organização, em baixos níveis, da distribuição de calor latente da AB. Na ausência dos Andes não foram produzidas precipitações sobre o sul do continente e não houve transporte de umidade da Amazônia para as latitudes altas. A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) foi simulada independentemente da presença dos Andes.

Analisando também a ZCAS através de simulações numéricas com duração de um mês (janeiro de 1997) utilizando o modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) Teixeira *et al.* (2002) não mostraram uma clara ligação entre a convecção tropical da Amazônia e a ZCAS. Além do mais, a convecção na Amazônia esteve abaixo da observada, o que atribuíram às deficiências nas parametrizações do modelo.

Utilizando os modelos Eta do CPTEC e o RegCM3 (Regional Climate Model – versão 3) com resolução de 80 km numa simulação de 10 anos, Fernandez (2004) explorou as circulações quase-estacionárias (Alta da Bolívia) que se desenvolvem sobre a AS, durante o verão e os efeitos das anomalias de grande escala (El Niño 97/98 e La Niña 98/99). Os resultados mostraram que ambos os modelos têm desempenhos similares, apesar de apresentarem diferenças significativas com respeito à física e a dinâmica. As simulações da circulação de altos e baixos níveis do Eta foram ligeiramente superiores aos do RegCM3. Entretanto, o vórtice do NEB ficou mais intenso e deslocado para o interior do continente que o observado. Já o RegCM3, simula a AB ao sul e menos intensa que o observado e posiciona corretamente o vórtice no leste do NEB. Essas características causam um efeito direto em ambas as simulações na distribuição da precipitação. Ambos os modelos conseguiram simular a variabilidade interanual durante os eventos extremos. De maneira geral, os dois modelos tendem a subestimar a precipitação sobre grande parte da América do Sul e superestimar na região dos Andes. Com relação à temperatura o Eta tende a superestimar e o RegCM3 subestimar. Segundo o autor, as deficiências encontradas podem ser atribuídas aos parâmetros de convecção e processos de superfície e radiação.

Chou *et al.* (2002) realizaram simulações de um mês com o modelo Eta, acoplado ao esquema de superfície *Simplified Simple Biosphere* (SSiB), para os meses de agosto (seco) e novembro (úmido) de 1997. Seus resultados mostraram um significativo ganho na simulação da temperatura superficial e o aumento da precipitação sobre o continente no mês úmido. Entretanto, comparações com o esquema "bucket" na versão anterior do modelo Eta, revelaram deficiências na simulação da precipitação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Também, durante os meses secos, o desempenho do modelo foi maior ao de meses úmidos, com respeito à precipitação da América do Sul.

Motivados por vários estudos que mostram um impacto significativo dos processos de superfície na previsão de precipitação sazonal e interanual, Misra *et al.* (2002a), usando o RSM realizaram uma comparação do desempenho de dois esquemas de processos de superfície, o SSiB e o control soil model (CSM), na simulação do clima de verão da América do Sul. De maneira geral, os resultados mostraram que nenhum dos esquemas destacam-se em relação ao outro nas simulações deste caso. Ou seja, as temperaturas médias simuladas pelo RSM SSiB melhoram a simulação sazonal sobre a bacia do rio Amazonas, Platô Boliviano e a parte central da América do Sul relativo ao RSM CSM. A precipitação média de JFM do modelo RSM SSiB mostra uma melhoria sobre as montanhas das Guianas, Venezuela e a bacia do rio Amazônas. Entretanto, a precipitação média de JFM do RSM CSM sobre o mar do Caribe, a América Central e o Oceano Pacífico oriental equatorial é melhor do que o do RSM SSiB.

A dificuldade na previsão sazonal de precipitação sobre a América do Sul, durante o verão foi discutida também por Misra *et al.* (2003), através de análises comparativas de simulações climáticas com um MCGA (T42L28) e o RSM (*Regional Spectral Model*) com 80 km de resolução horizontal. Em geral, o RSM melhora a climatologia do MCGA, e a resolução do RSM foi capaz de resolver as circulações sobre o altiplano andino. No entanto, o RSM não apresenta melhora expressiva da precipitação sobre algumas áreas importantes da região (extremo norte da América do Sul, nordeste do Brasil e a ZCIT).

Alves *et al.* (2000) através de simulações climáticas sazonais com o modelo Eta estudaram o comportamento da precipitação de verão (1998-1999) e inverno (1999). Os resultados mostraram que a distribuição espacial e o número de dias com precipitação de intensidade fraca a moderada foram relativamente bem simulados. No entanto, as simulações não posicionaram a ZCAS sobre o planalto central. Estes resultados são consistente com os resultados apresentados por Chou *et al.* (2005), onde mostraram que a região Amazônica apresentou índices de acerto de previsão de precipitação maiores do que outras regiões do país. Os erros identificados na previsão de precipitação são de pequena magnitude, exceto no Nordeste do Brasil. Eles sugerem que a extensão do domínio de integração do modelo pode resultar em melhorias nas previsões.

Druyan *et al.* (2002) avaliaram quantitativamente simulações de previsão climática sazonal para o período março-maio dos anos 1985 e 1997 com o RCM (Regional Climate Model) da NASA/GISS em vários setores da América do Sul. Eles notaram que, embora o modelo regional apresentasse melhor destreza com relação ao MCGA, a previsão regional climática foi muito dependente da qualidade das condições fornecidas pelo próprio MCGA e da TSM prevista. A região amazônica apresentou os melhores resultados estatísticos para precipitação, o que concorda com os resultados de Chou (2005). Já para o sul do Brasil, as correlações foram em geral inferiores ao valor considerado significativo (0,26).

Misra *et al.* (2002b) realizaram três simulações da variabilidade interanual no verão austral (janeiro-março) durante três fases contrastantes do ENOS (1997, 1998 e 1999) utilizando o RSM. As suas simulações sobre as regiões da Amazônia, ZCIT e Bacias do Pacífico e Atlântico concordaram razoavelmente bem com as observações. Destacou-se na simulação o jato de baixos níveis e que o mesmo é mais intenso em 1998 e menos intenso em 1999. Também a simulação da radiação de onda longa (ROL) foi melhor do que a da reanálise do NCEP.

Vernekar *et al.* (2003), utilizando o modelo Eta (versão NCEP) em modo climático, estudaram os jatos de baixos níveis e seus efeitos no clima de verão da América do Sul em simulações dos verões de 1983, 1985, 1987, 1989 e 1991 (janeiro a março). Seus

resultados mostraram que as simulações foram muito mais refinadas do que as da reanálise. Suas simulações conseguiram reproduzir a variabilidade diurna da precipitação e do JBN, que apresenta máximos à noite.

Resultados semelhantes foram encontrados por Saulo *et al.*, (2000) e Berbery e Collini (2000), também estudando o JBN através de previsões de tempo do modelo regional Eta/CPTEC e ETA/NCEP. Os padrões de convergência de umidade e de precipitação simulados nestes estudos mostraram um ciclo diurno coerente, com máximos noturnos esperados na precipitação, mas com diferenças na magnitude e na altura de máxima velocidade do vento horizontal.

Estudando o impacto do uso de uma maior resolução horizontal em simulações climáticas de 10 anos para os meses de janeiro e julho, Nicolini *et al.* (2002) obtiveram uma melhor representação geral da temperatura e pressão média ao nível do mar com o DARLAM (Division of Atmospheric Research limited area model). Entretanto, na região do planalto brasileiro, que inclui a maior parte da região sudeste, os erros do MCR foram maiores para todas variáveis analisadas. A comparação das simulações de janeiro e julho mostra um desempenho melhor no período de inverno.

Sobre os EUA e Europa as climatologias resultantes dos MCR's mostram que os valores médios sazonais simulados apresentam precisão de $\pm 2K$ para a temperatura do ar e $\pm 25\%$ para precipitação. Em termos de correlação espacial, os componentes de grande escala das simulações com estes modelos têm mostrado precisão semelhante ou melhor, do que os MCGAs utilizados como fronteira (Giorgi e Mearns 1999).

Da mesma forma que Nicolini *et al.* (2002), Menéndez *et al.*, (2001), utilizando uma nova versão do modelo global LMD-Z (*Laboratoire de Météorologie Dynamique General Circulation Model*) e o LAHM (*Limited Area HIBU Model*), também observaram nas simulações de inverno (mês de julho) da América do Sul, que a utilização do MCR resultou freqüentemente em melhorias na simulação dos principais padrões atmosféricos. Contudo, muitos dos erros sistemáticos do modelo global permaneceram, embora com viés de menor intensidade.

Conclusões semelhantes foram obtidas por Alves *et al.* (2004), analisando as previsões sazonais geradas pelo modelo Eta/CPTEC durante ano de 2003. Erros sistemáticos, como subestimativa da precipitação no norte do Pará e estado do Amapá, são associados à condição de contorno (Cavalcanti *et al.*, 2002). Eles também mostraram que os totais pluviométricos gerados pelo modelo nos meses de verão foram subestimados, enquanto nos meses de inverno, superestimados. Apesar destas características ficou evidente que em praticamente todas as regiões de estudo o modelo regional mostrou maior semelhança com as observações do que o modelo global.

Seth e Rojas (2003) investigaram a capacidade do RegCM2 em reproduzir a variabilidade interanual de precipitação e circulação sobre a América do Sul. Comparando simulações para anos de El Niño (1983) e La Niña (1985) o RegCM2 simulou corretamente os diferentes padrões da circulação em grande escala, as anomalias nestes padrões e na precipitação associadas. Investigaram ainda a influência do domínio nos resultados do RegCM2 e notaram que a utilização de um domínio maior, cobrindo a América do Sul tropical e oceanos adjacentes, permite a evolução temporal da precipitação mais semelhante à observada. No domínio maior empregaram resolução horizontal de 100 km contra 60 km do menor.

Similar ao estudo de modelagem conduzido por Seth e Rojas (2003), Rauscher *et al.* (2006) realizaram experimentos para estudar o impacto de diferentes domínios nas simulações de clima na América do Sul durante janeiro a março de 1983 e 1985. Foi utilizado nas simulações o modelo regional RegCM3 alinhando ao modelo global ECHAM e dados da reanálise do NCEP/NCAR para diferentes domínios. Os resultados mostraram que o modelo consegue capturar o padrão de circulação bem como a diferença de precipitação nos dois anos; além disso, verificou-se que o modelo regional forçado por ambas as condições melhorou a representação de alguns sistemas, a exemplo da Zona de Convergência Intertropical se comparado ao modelo global especialmente no ano seco (1983). Entretanto, foram encontrados erros nas simulações devido à influência das condições de contorno, por exemplo, sobre a Amazônia os ventos de nordeste são mais fracos que a observação e conduzem a uma redução do transporte de umidade e precipitação.

Nobre *et al.* (2001) utilizando o ECHAM3 e o RSM simularam a estação chuvosa de 1999 sobre o Nordeste do Brasil. Duas resoluções foram empregadas ao RSM, de 80 km e 20 km, sendo a de 20 km forçada pelos prognósticos fornecidos pelo de 80 km. Os resultados mostraram que o modelo RSM consegue simular a precipitação melhor do que o ECHAM3. Entretanto, o RSM com resolução de 80 km, consegue diminuir o viés com respeito às observações. E o RSM, com a resolução de 20 km, os resultados se afastaram mais do observado. Uma sugestão dos autores foi a de ajustar as parametrizações de convecção e dos processos de superfície do modelo, cruciais nessa resolução. Destaca-se também a destreza do modelo em representar razoavelmente bem a curva Função Densidade de Probabilidade (FDP) bem como a distribuição espacial do número de dias sem chuva.

Também sobre o NEB, Fernandes (2003) avaliou o desempenho do modelo RAMS, versão 4.3, em dois anos de anomalias extremas de precipitação e o impacto da TSM na disponibilidade de vapor d'água. Diante dos resultados obtidos verifica-se que apesar do modelo ter respondido, de certa forma, razoavelmente bem aos diferentes conjuntos de TSM utilizados nas simulações, há a necessidade de ajustes nas configurações (condição de contorno) e/ou parametrizações utilizadas nos experimentos, para que se possa simular de forma mais realística o trimestre mais chuvoso do NEB.

Os aspectos característicos regionalizados do clima na região do NEB, utilizando o RSM, no período de 1971-2000, também foram apresentados em Sun *et al.*, (2005). Neste estudo os resultados evidenciam que o modelo foi capaz de resolver o padrão espacial da precipitação sazonal observada, bem como a variabilidade interanual. Características importantes como a FDP das anomalias de precipitação sazonal, o RSM apresentou melhor concordância com a observação do que o MCGA. A principal deficiência é um sistemático viés negativo na simulação da precipitação.

Fazendo uso do modelo regional MM5 para avaliar a influência das altas resoluções horizontais na precipitação sobre regiões de complexa topográfica, a exemplo do sul da América do Sul (Cordilheira dos Andes), Rojas (2006) realizou experimentos com três diferentes domínios e resolução horizontal (135, 45 e 15 Km) durante os inverno (maio-

setembro) de 1997 e 1998, anormalmente chuvoso e seco, respectivamente. Os resultados mostram que de maneira geral o modelo conseguiu capturar razoavelmente bem a diferença de padrão entre os dois anos estudados além de representar bem as características da precipitação. Entretanto, observou-se que o modelo superestima a precipitação (40%-80%). Baseados nestes resultados, os autores sugerem que esse viés pode estar associado ao conteúdo de vapor d'água no modelo sobre o oceano, a representação da topografia bem como os processos físicos do modelo mal representados/parametrizados. Além disso, verificaram um ganho substancial nas simulações quando o modelo passou da resolução de 135 para 45 Km. Já de 45 para 15 Km não se observou informações adicionais e sugerem que para estudos climáticos de longo prazo (exemplo, mudanças climáticas) uma resolução horizontal em torno de 40 Km é suficiente para capturar os principais padrões do clima que controla a região.

Recentemente, Seth *et al.* (2007) utilizou o modelo RegCM3 (resolução horizontal - 80 Km) para analisar características climáticas da América do Sul, tais como, circulação de grande escala, ciclo anual e interanual. Através de várias simulações do modelo regional aninhado ao modelo global ECHAM e aos dados da reanálise do NCEP/NCAR para o período de 1982 a 2002 concluíram que o modelo é capaz de simular razoavelmente bem a variabilidade sazonal e o ciclo anual da precipitação em particular na Região Nordeste e da monção da AS. Já na Amazônia o modelo tem um viés negativo durante o verão. Apesar deste viés a variabilidade interanual no Nordeste, Sudeste e Amazônia é bem simulada pelo modelo. Quando a análise é focalizada sobre a região de monção, onde se tem fraca influência remota e o papel das características fisiográficas da região predomina, o modelo regional apresenta melhores resultados que o modelo global. Entretanto, ressalta-se que mesmo com essa destreza o modelo regional necessita de aperfeiçoamentos das suas parametrizações físicas para simulações em regiões tropicais com alta resolução.

Baseado nos resultados comentados anteriormente nota-se que existe uma ampla gama bibliográfica, na área de modelagem numérica regional em sua maioria, objetivadas a obtenção de uma melhor compreensão do clima da América do Sul. Entretanto, muitos destes trabalhos mostram que os modelos regionais ainda que apresentam melhora

expressiva sobre algumas regiões em outras apresentam erros significativos e muitas vezes não fornecem informações adicionais em relação aos modelos globais. É compreensível que ocorram nos MCR uma ampla variedade de erros sistemáticos, alguns dos quais relacionados com as condições de contornos e as parametrizações de processos na escala de subgrade do modelo, entretanto, pode-se verificar que os estudos mencionados anteriormente reafirmam a importância e a necessidade da utilização de modelos climáticos regionais, particularmente, para estudos de projeções climáticas em escala regional. Neste caso, técnicas de representação dos processos de subgrade necessitam serem desenvolvidas, avaliadas e incorporadas constantemente a fim de melhorar o desempenho desses modelos.

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

Este Capítulo apresenta as principais características do modelo regional, como também os materiais e métodos abordados nas secções 3.2 a 3.5, respectivamente, utilizados no presente trabalho. No item materiais é detalhada a configuração do modelo. Na secção 3.3 está descrita a metodologia usada para o diagnóstico e avaliação das simulações.

3.1 O Modelo HadRM3P

No presente estudo foi utilizado o Modelo Climático Regional (HadRM3P) desenvolvido no Hadley Centre e que faz parte do Sistema integrado de Modelagem Regional PRECIS (*Providing REgional Climates for Impacts Studies*), desenvolvido com financiamento do UK Department for Environment, Food and Rural Affairs (DEFRA), o UK Department for International Development (DFID) e o United Nations Development Programme (UNDP), versão 1.2 e instalado no CPTEC. O sistema PRECIS foi originalmente desenvolvido a partir da crescente demanda dos países que necessitavam gerar cenários climáticos regionais com alta resolução espacial de forma relativamente “barata” e simples. Atualmente, o sistema PRECIS já é utilizado e consolidado como uma importante ferramenta para estudos de vulnerabilidade climática em vários países, a exemplos da Inglaterra, Índia, África do Sul e China. Maiores detalhes acerca do sistema PRECIS pode ser obtido em Jones *et al.*, 2004 e no site <http://www.precis.org.uk/>.

A dinâmica do modelo HadRM3P é baseada no HadAM3P, uma versão melhorada da componente atmosférica do HadCM3 (Gordon *et al.*, 2000; Pope *et al.*, 2000), o modelo acoplado do Hadley Centre. Detalhes do desenvolvimento do HadAM3P são descritos por Jones *et al.* (2001). Uma descrição das principais características do modelo HadRM3P pode ser vista de forma geral na Tabela 3.1.

A idéia principal da utilização desse modelo é o fato dele ser integrado a um sistema de modelagem amigável, ou seja, através de uma interface gráfica o usuário pode integrá-lo sobre qualquer área do globo em um microcomputador relativamente econômico, e obter informações climáticas regionais necessárias para a compreensão do funcionamento do sistema climático, incluindo a geração de cenários de mudanças climáticas.

TABELA 3.1 – Principais características do modelo regional HadRM3P, implementado no CPTEC.

CARACTERÍSTICAS		HadRM3P
Coordenada vertical		σ (Híbrido)
Grade horizontal		B de Arakawa
Dinâmica		Hidrostático
Física	Nuvens	Smith, 1990 e modificado por Gregory e Morris, 1996
	Precipitação	Esquema descrito por Senior e Mitchell (1993) juntamente com a evaporação da precipitação descrita por Gregory (1995)
	Camada superficial	Wilson and Henderson-Sellers, 1985
	Processos de superfície	MOSES I (Cox <i>et al.</i> , 1999)
	Convecção	Fluxo de Massa (Gregory and Rowntree, 1990) com adicional “ <i>downdraft</i> ” (Gregory and Allen, 1991)
	Radiação	Esquema desenvolvido por Edwards e Slingo (1996) e modificado por Cusack <i>et al.</i> , (1999). Este esquema é dividido em 6 bandas de onda curta e 8 de onda longa
Condição de Contorno	Lateral	Método de relaxação Newtoniana (Davies and Turner, 1977)

(continua)

TABELA 3.1 – (conclusão)

Calendário	360 dias
Tempo de Integração	4 meses (31 anos)
ΔT	5 minutos

3.2 Configuração do Modelo

A partir dos objetivos, expostos no Capítulo 1, o trabalho foi conduzido da seguinte forma:

A área escolhida para integração do modelo corresponde à região compreendida entre 40°S a 10°N de latitude (nx: 164 pontos) e 90°W a 25°W de longitude (ny: 127) (FIGURA 3.1). A resolução horizontal utilizada foi de 0.44° x 0.44°, aproximadamente 50 km, com 19 níveis na vertical, sendo o nível mais baixo em aproximadamente 50 m e o mais alto em 0,5 hPa (Cullen, 1993), com a coordenada σ (σ = pressão/pressão à superfície) usada nos quatro primeiros níveis, puramente a coordenada de pressão nos três últimos níveis e uma combinação da coordenada σ e de pressão nos níveis intermediários (Simmons and Burridge, 1981). A especificação de 19 níveis na vertical é determinado por considerar benéfico utilizar o mesmo número de níveis do modelo global, neste caso o HadAM3P, além disso, podemos atribuir possíveis melhorias no sinal no RCM apenas ao aumento da resolução horizontal, embora alguns trabalhos a exemplo de Cavalcanti *et al.*, (1995) demonstrarem uma substancial sensibilidade das simulações a uma combinação da resolução vertical e horizontal nos MCGAs. O HadRM3P está acoplado ao esquema de superfície MOSES I (*Met Office Surface Exchange*, Cox *et al.*, 1999), cujos processos de superfície são tratados considerando quatro camadas (da superfície até 0,1 m, 0,1 até 0,25 m, 0,25 até 0,65 m e 0,65 até 2 m).

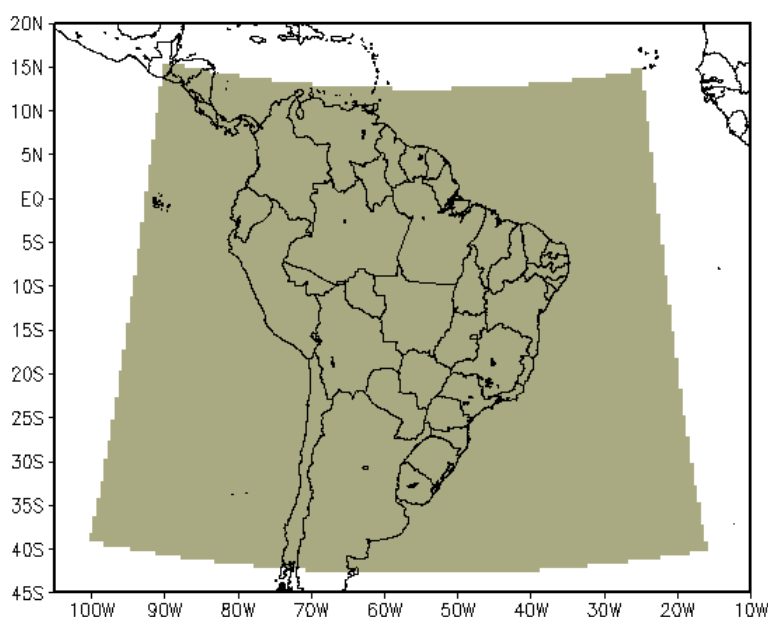


FIGURA 3.1 – Mapa da América do Sul destacando o domínio do modelo (sombreado)

Importante destacar que na escolha do domínio para qualquer MCR, é desejável selecionar um domínio suficientemente grande para que o modelo possa desenvolver sua própria circulação interna na escala regional, mas não demasiadamente grande que o clima do MCR desvie significativamente do MCGA no centro do domínio (Giorgi and Mearns, 1999; Chou *et al.*, 2005). Vannitsem e Chomé (2005) utilizando o modelo regional Eta (versão NCEP) realizaram integrações centrado no oeste da Europa com sete domínios diferentes e verificaram que tanto as parametrizações do modelo quanto o tamanho do domínio é crucial para se obter uma “ótima” simulação e sugere que especialmente sobre os trópicos seja feita uma análise semelhante. Apesar disto, neste trabalho não foi feito teste para a escolha do melhor domínio. A área foi escolhida a fim de se evitar à proximidade com as condições de fronteiras a região de interesse (área continental) e visando englobar os sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul.

Em particular, o HadRM3P tem sido rodado sobre diferentes regiões utilizando diferentes domínios, a exemplo de Jones *et al.* (1995) sobre a Europa e Bhaskaran *et al.* (1996) sobre o subcontinente Indiano.

As principais conclusões de Jones *et al.* (1995) foram que em domínio muito grande, a circulação principal e a variabilidade diária no MCR divergem daquela do MCGA na escala sinótica. Na escala de ponto de grade o RCM gera livremente suas próprias características, ao nível de domínios menores. Somente nos pontos adjacentes ao limite do domínio havia evidência da distorção significativa pela condição de contorno forçada pelo MCGA.

Já os resultados dos experimentos feitos por Bhaskaran *et al.* (1996) sobre o subcontinente indiano, contrasta fortemente com os resultados sobre a Europa. Para a região da Índia, com um domínio relativamente similar, obteve-se a variabilidade e a circulação principal do MCR fortemente correlacionado com aqueles forçados pelo MCGA. Portanto, estes dois estudos ressaltam a importância de considerar inerente à dinâmica da região quando da escolha do domínio do modelo.

Devido à natureza caótica da dinâmica da atmosfera (Brankovic & Palmer, 1997), é fato que cada simulação feita com TSM observada e condições iniciais diferentes exibem resultados diferentes. Todavia, Brankovic & Palmer (1997) evidenciam que a previsão por conjuntos (“*ensemble forecasting*”) principalmente em anos de ENOS com intensidade forte faz com que a previsibilidade climática aumente nos trópicos (Shukla 1998). Já para os extratropicais, os efeitos das condições de contorno precisam competir com a variabilidade caótica interna associada com as instabilidades e não-linearidades do escoamento atmosférico, o que faz com que a previsibilidade climática diminua (Brankovic *et al.*, 1994).

Como a noção de previsibilidade está relacionada à taxa de divergência de previsões inicializadas a partir de estados iniciais quase idênticos, para obtermos a climatologia do modelo foram feitas três simulações climáticas contínuas para os anos de 1960 a 1990, a partir de três condições de contorno laterais do modelo HadAM3P (resolução horizontal 2.5° de latitude x 3.75° de longitude, com intervalo de 6h), fornecidas pelo Hadley Centre, e Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e cobertura de gelo observada obtidas por interpolação temporal dos campos médios mensais do HadISST1 (Rayner *et al.*, 2003), representando assim que cada condição de contorno representa um membro

da simulação do conjunto. O ideal seria que o número de membros fosse infinitamente grande, de modo a representar todos os cenários possíveis. No entanto, neste trabalho, a escolha de apenas três membros deve-se principalmente a disponibilidade das condições de contorno fornecidas pelo Hadley Centre (Sistema PRECIS) e as dificuldades computacionais para rodar um grande número de membros. As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura, componentes zonal e meridional do vento, umidade específica e pressão à superfície.

Neste trabalho foi utilizado o período 1961-1990 para climatologia do modelo. Isto se deve ao padrão climatológico adotado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM), pela maioria dos centros de pesquisas meteorológicas para validação de modelos climáticos e pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, sigla em inglês) como período base em projeções de mudanças climáticas futuras.

Jones *et al.* (1997), com uma versão prévia do MCR do Hadley Centre, mostraram que em 10 anos de simulação o modelo captou apenas metade da variância da variabilidade climática regional para aquele período. Para capturar 75% da variância do sinal verdadeiro, uma simulação com no mínimo 30 anos é desejável. Em um estudo mais recente, mostraram que com 20-30 anos de simulação, mudanças estatisticamente significativas nos extremos de precipitação poderiam ser obtidas.

Como sugerido no manual técnico do modelo as simulações foram iniciadas um ano antes do primeiro ano de interesse, estendendo-se até o término do último ano. Com este início prévio das simulações espera-se que o modelo ultrapasse o período de "*spin-up*", que para a atmosfera é de poucos dias, mas para os processos no solo (umidade) podem atingir algumas estações (Giorgi e Mearns, 1999) ou até mesmo alguns anos (Robock *et al.*, 1998).

Segundo Giorgi e Mearns (1999) com esta inicialização anterior é possível obter um melhor equilíbrio entre a climatologia do modelo e o ciclo hidrológico em superfície. Este procedimento também permite que o modelo desenvolva mais livremente as circulações induzidas por fatores fisiográficos.

3.3 Processamento dos resultados do modelo

O Sistema PRECIS permite ao usuário vários formatos de saída dos dados (PP, GRIB ou NetCDF), entretanto, devido ao grande volume de dados gerado pelo modelo foi decidido configurar o sistema com saídas no formato PP, específico do Met Office's, uma vez que este formato ocuparia menor espaço em disco se comparado aos demais. A priori, a única desvantagem da utilização deste formato para obtenção das informações necessárias está nas limitações dos softwares gráficos de análises deste formato.

Neste sentido, foi desenvolvidos programas em linguagem Shell e FORTRAN, para transformar as variáveis do formato PP, que seria utilizada neste trabalho para o formato GRIB. Em seguida, as informações processadas anteriormente foram renomeadas, uma vez que o sistema utiliza como padrão para representação da data uma seqüência de letras e número, e isto dificultaria posteriormente o trabalho, já que se utilizou o software GrADS (*Grid Analysis and Display System*) para visualização e análise dos dados.

A partir do processamento dos dados de saída do modelo a análise das simulações foi realizada considerando apenas as variáveis de interesse neste trabalho, são elas: componente u e v do vento nos níveis de 850 e 200 hPa; temperatura a 1.5 metros (calculado a partir da interpolação da temperatura a superfície e o primeiro nível do modelo); Pressão reduzida ao nível médio do mar (PNM).

3.4 Dados

Para validação das simulações e caracterização dos principais padrões atmosféricos dominantes sobre a AS foram utilizados dados mensais da PNM e componentes zonal e meridional do vento em 850 e 200 hPa provenientes da reanálise do NCEP/NCAR (*National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research*), com resolução horizontal de 2.5° latitude x 2.5° longitude (Kalnay *et al.*, 1996), e dados mensais de precipitação e temperatura do *Climatic Research Unit* - CRU (New *et al.*, 1999), com resolução horizontal de 0.5° x 0.5°, para o mesmo período da simulação. Neste trabalho os dados oriundos do NCEP/NCAR e CRU são utilizados

para a avaliação da variabilidade climática nas diferentes escalas de tempo (sazonal e interanual). Os dados da reanálise do NCEP/NCAR são os resultados do estado-da-arte, fixo, da assimilação de dados global (Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001). Por isto, estes dados são livres de inconsistências devidas às mudanças nos sistemas de assimilação, Sendo, portanto, úteis para os estudos de variabilidade climática como o proposto. Porém, os dados da reanálise podem apresentar resultados espúrios, devido a graduais mudanças na rede de observações no período de estudo compreendido.

3.5 Índices de avaliação

A primeira parte desta avaliação envolveu uma análise detalhada das principais características observacionais do clima na escala de tempo sazonal sobre a AS e descritas em Satyamurty *et al.* (1998), Lima (1996), Cavalcanti *et al.*, (2002), e Marengo *et al.*, (2003). Para tanto, foram analisados campos médios sazonais climatológicos (DJF, MAM, JJA, SON) da precipitação, temperatura, vento em baixos e altos níveis (850 e 200 hPa) e PNM do MCR (média do conjunto) comparando-os com os dados observados (CRU e Reanálise). Esta avaliação teve por objetivo analisar a capacidade do MCR em reproduzir os principais padrões sazonais do clima da AS, tais como: o jato subtropical, no oceano Atlântico tropical, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a Alta do Bolívia (AB), a Baixa do Chaco no verão e o Anticiclone subtropical do Atlântico Sul.

Além disso, foi obtido mapas do erro médio da precipitação e temperatura, ou seja, a diferença dos campos médios das variáveis prognósticas em relação à seus valores médios climatológicos observados. O objetivo deste cálculo é avaliar e identificar os erros sistemáticos do modelo nos campos médios sazonais das variáveis representadas pelo MCR.

A quantificação das incertezas (erros sistemáticos) combinada a outros fatores como a análise da variância é importante quando se pensa na avaliação das simulações. Baseado nesta hipótese, diversos métodos de avaliação têm sido adotados, utilizando diferentes abordagens. Neste trabalho, a avaliação quantitativa da destreza do MCR foi realizada através de mapas de correlação espacial de anomalias (“*anomaly correlation*”), ou

simplesmente AC, entre as simulações e os dados observados (precipitação e temperatura), no qual permitiram determinar as áreas do domínio, cujo desempenho em capturar o sinal das anomalias e sua variabilidade (diferentes estações do ano) é considerado satisfatório (Wilks, 1995). Uma consideração também importante a ser feita nesta avaliação objetiva é o estímulo no aperfeiçoamento do modelo em regiões que apresentam baixa previsibilidade.

Para calcular o AC é necessário calcular a anomalia da simulação e a anomalia da observação. O AC sobre os M pontos de grade é calculado de acordo com:

$$AC = \frac{\sum_{m=1}^M [(P_m - P_c) - (O_m - O_c)]}{\left[\sum_{m=1}^M (P_m - P_c)^2 + \sum_{m=1}^M (O_m - O_c)^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (3.1)$$

Na equação acima, P_c representa o valor médio da variável no ponto m obtido pelo modelo e O_c o valor médio observado (climatológico) da variável no ponto m . Caso as anomalias simuladas e observadas sejam ambas positivas ou negativas, o numerador na equação acima será positivo. Já quando as anomalias são opostas em sinal, o numerador contribuirá negativamente. Dessa forma, quanto mais positivo (negativo) for o valor de AC, maior (menor) será a semelhança entre as anomalias simuladas e observadas. O valor de AC sempre estará entre -1 e 1 .

Outro aspecto analisado foi o ciclo anual da precipitação e temperatura sobre algumas regiões da AS. Essa análise foi feita através das seguintes estatísticas: desvio padrão (σ), viés, erro quadrático médio (RMSE) e coeficiente de correlação ($c.c$), apresentadas na Tabela 3.2 e sendo N o tamanho da amostra, \bar{S} e \bar{O} as médias da simulação e observação, respectivamente, e S representa a simulação e O a observação de uma variável meteorológica. A Figura 3.2 mostra a localização das áreas que serão estudadas.

Diversas regiões em torno do globo têm sido escolhidas para avaliações de simulação e previsibilidade de modelos climáticos (Marengo *et al.*, 2003). Para este estudo selecionaram-se regiões como norte e sul do Nordeste Brasileiro, norte e sul da Amazônia, NW Peru-Ecuador, sul do Brasil-Uruguai, por apresentarem extremos climáticos (variações interanuais da precipitação e temperatura) bem definidos (associados à fenômenos como ENOS ou dipolo do Atlântico), bem como estudos regionais na AS, desenvolvidos nos diversos centros de pesquisa durante os últimos anos.

TABELA 3.2 – Sumário das estatísticas utilizadas

Medidas de Verificação	Expressões
Desvio Padrão	$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N (S_n - \bar{S})^2}$
Viés	$Viés = S - O$
Coef. Correlação	$c.c = \frac{\sum_{n=1}^N (S_n - \bar{S})(O_n - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{n=1}^N (S_n - \bar{S})^2 \sum_{n=1}^N (O_n - \bar{O})^2}}$
RMSE	$RMSE = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (S_n - O_n)^2 \right)}$

FONTE: Spiegel (1993); Wilks (1995)

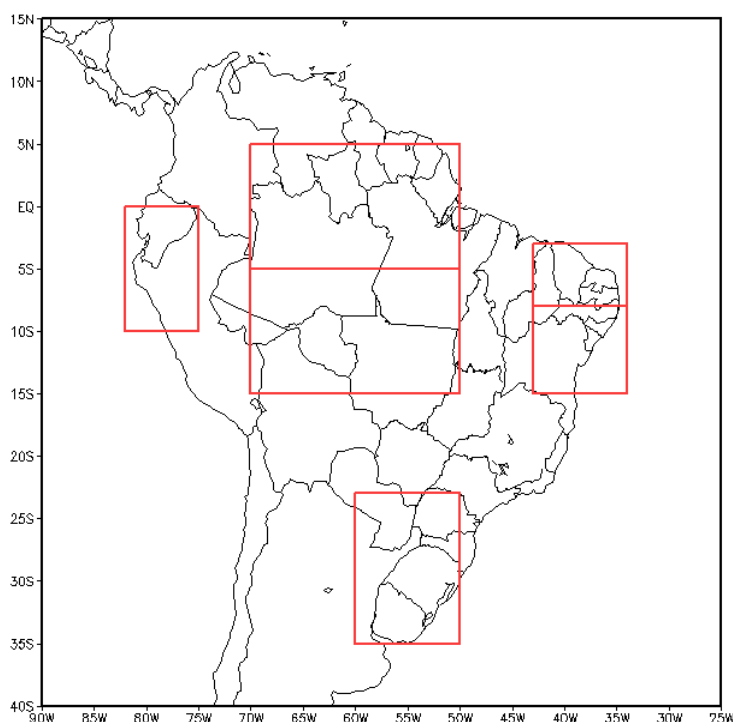


FIGURA 3.2 – Mapa da América do Sul destacando as áreas selecionadas para estudo (linha contínua).

A destreza do modelo (*skill*) também foi verificada utilizando o *Brier Score* - BS e o *Relative Operating Characteristic* - ROC (Sperber *et al.*, 1999a; Sperber and Palmer, 1996; Wilks, 1995). Em estudos anteriores, estas técnicas têm sido utilizadas na análise das previsões de médio prazo do ECMWF e nas simulações do *multi-model ensemble* do AMIP (Sperber *et al.*, 1999a). Avaliamos apenas as anomalias de precipitação para regiões discutidas acima.

O Brier score foi implementado como em Panofsky e Brier (1968). O índice tem sido utilizado como uma medida de avaliação do desempenho de previsões numéricas. Este é um *score* binário e é calculado como em Sperber *et al.* (1999a):

$$B_s = \frac{1}{n_y} \sum_{i=1}^{n_y} [(1.0 - Y_i)^2 + (0.0 - N_i)^2] \quad (3.2)$$

Onde Y_i é a fração dos pontos da área que simulou corretamente o sinal da anomalia, e N_i é a fração dos pontos da área que não simulou corretamente o sinal da anomalia.

Requer-se que a partir da observação normalizada dada para um ano i exceda ± 0.25 a ser incluídos no cálculo do Brier score, que no caso do número de anos n_y sobre o qual o Brier score é calculado pode ser menor que 10. O Brier score pode variar entre 0.0 (*score* perfeito) e 2.0 (totalmente discordando da observação). O Brier score de uma previsão climatológica é de 0.5 (Sperber *et al.*, 1999a). Espera-se obter bons *score* para médias sazonais do que para média de meses individuais (Marengo *et al.*, 2003). Desta forma, a avaliação da simulação utilizando o BS será feita para o período chuvoso de cada região.

Semelhante ao BS, o índice ROC foi aplicado para o período chuvoso de cada região, ilustrada na Figura 3.2. A média na área das observações e das simulações foram agrupadas dentro de tercies equiprováveis. As três categorias são definidas como, “abaixo da média”, “próximo da média” e “acima da média” para as observações e posteriormente para a média do conjunto simulado. As taxas *hit* (taxa de acerto) e *false-alarme* (taxa de alarme falso), respectivamente indicam a proporção de eventos para o qual um alarme foi acertado e as proporções de não eventos para o qual um alarme foi fornecido incorretamente. A procedência do ROC é baseada na tabela de contingência dada pelas taxas *hit* e *false-alarme* para previsões determinísticas e probabilísticas. Maiores detalhes sobre o ROC, podem ser encontrado em Mason e Graham (1999).

A área abaixo da curva é geralmente usada como um índice de destreza do modelo, conhecido como curva ROC. A existência de *skill* é definida quando a taxa de acerto excede a taxa de *false-alarme*, e a curva ROC fica acima da diagonal com área total da curva maior que 0.5. Quando a curva ROC se aproxima do topo da figura, é um indicativo que o modelo tem um bom *skill*. Quando a curva ROC se aproxima da diagonal, o modelo não fornecerá mais informação do que a climatologia. Já se a curva ficar abaixo da linha diagonal, é um indicativo que o modelo não tem destreza em simular os eventos.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

Neste capítulo serão discutidos os resultados das simulações feitas com o modelo regional, HadRM3P para o período de 1961 a 1990 sobre a América do Sul, através da comparação entre os campos sazonais climatológicos simulados e os dados observacionais (CRU e reanálises do NCPE/NCAR). As discussões destes resultados serão feitas com o intuito de examinar a destreza do modelo em simular os principais aspectos climatológicos sobre a América do Sul, dando ênfase à análise estatística da variabilidade temporal dos regimes de precipitação e temperatura simuladas sobre a mesma área.

A apresentação e discussão dos resultados são precedidas por uma breve discussão sobre a influência da condição de contorno nas simulações do modelo regional para os anos de 1983 e 1985, visando identificar mudanças significativas em relação ao padrão apresentado pelo modelo global e melhorias no detalhamento regional.

4.1 Sensibilidade do Clima Simulado a Diferentes Condições de TSM

No contexto da modelagem regional, as condições de fronteira fornecem as estruturas atmosféricas que guiam os sistemas sinóticos representados pelo MCR. A partir desta informação, o modelo simula as circulações induzidas pelas forçantes locais, sobrepostas ou embutidas nos sistemas de grande escala. Portanto, as condições de fronteira devem ser fornecidas de forma que, as circulações geradas pelo MRC sejam consistentes com as condições laterais e que o modelo tenha habilidade para produzir informação de alta resolução baseada em sua física interna (Giorgi *et al.*, 1993b).

Importante ressaltar que as medidas de desvio entre o modelo e os campos guia não são necessariamente uma indicação de erro, mas um indício da capacidade do modelo em produzir informação de alta resolução.

A verificação da influência/consistência das condições de fronteira na solução do modelo foi realizada através da habilidade do modelo em reproduzir as características climáticas de verão (DJF) da América do Sul em dois anos considerados extremos e contrastantes: 1983 com episódio do fenômeno El Niño-Oscilação do Sul, classificado como um dos mais intensos deste século e 1985 influenciado por um episódio de La Niña no Oceano Pacífico Equatorial e pelo Dipolo do Atlântico positivo.

Em anos como estes as regiões tropicais e subtropicais da AS sofrem influência direta destes fenômenos, já que as interações oceano-atmosfera de grande escala, que se processam no Oceano Pacífico Tropical, provocam modificações na circulação geral da atmosfera, e conseqüentemente, mudanças nos padrões da circulação e da precipitação, que podem desencadear adversidades climáticas (secas, enchentes, temperaturas altas, etc.) em diversas regiões (Trenberth,1997).

Comparou-se campos médios sazonais de precipitação, temperatura e vento nos níveis de 850 e 200 hPa (média do conjunto) do modelo global (HadAM3P), utilizado como condição lateral, regional (HadRM3P) e dados observacionais para o trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro (Verão) dos anos de 1983 (Figura 4.1) e 1985 (Figura 4.2).

De maneira geral, os resultados da distribuição espacial dos campos médios sazonais para os verões de 1983 e 1985 (Figura 4.1 e 4.2), mostraram uma consistência entre o HadAM3P e a simulação do HadRM3P, além de um ganho nos detalhes fornecidos pelo modelo regional. No caso da precipitação, notou-se que o modelo regional tem uma maior coerência com as observações, enquanto o modelo global tende a subestimar o padrão das chuvas de verão sobre a América do Sul, que climatologicamente são afetadas pela atividade convectiva associada à passagem de frentes frias e ao fenômeno da ZCAS, que é mais intensa nesta época do ano. Na Amazônia e em Belém, os modelos tendem a subestimar a precipitação, apesar de o modelo regional apresentar um padrão um pouco mais de chuva. Um dos fatores que contribui para essa subestimativa é

a formação incorreta da ZCAS e pode ser resultado de ajustes na parametrização da convecção profunda sobre a região tropical.

Além disso, sobre a região dos Andes, o modelo regional tende a superestimar a precipitação bem mais do que nas demais áreas da AS. Esse comportamento também é notado no modelo global, e pode ser resposta do modelo a erros numéricos na representação severa da topografia (Figuroa, 1999) ou na parametrização do esquema de convecção (Oyama, 2006). Os resultados mencionados anteriormente concordam com os obtidos por Seth and Rojas (2003), Quian *et al.* (2003), e Fernandez *et al.* (2006) realizando simulações climáticas regionais durante o verão da América do Sul.

Nos campos de temperatura, vale destacar que nos dois anos (1983 – El Niño e 1985 – La Niña) o padrão espacial é razoavelmente bem representado tanto no modelo global, quanto no regional. Entretanto, foi notável uma subestimativa com relação aos valores observados. Vale mencionar ainda que no ano de 1985 os modelos apresentaram uma subestimativa bem maior do que em 1983.

Sabe-se que a circulação na baixa e alta troposfera durante o verão é fundamentalmente a resposta à liberação de calor latente, portanto, a precipitação, a temperatura e a circulação têm que ser consistentes. Neste sentido, comparando as simulações do modelo global e regional com os dados de reanálises, podemos observar que ambos os modelos conseguem reproduzir a circulação típica de verão, isto é, a Alta da Bolívia, o Jato de baixos Níveis, o Jato Subtropical e o cavado bem pronunciado no Atlântico, próximo ao Nordeste do Brasil.

Em resumo, apesar de analisarmos dois anos extremos e contrastantes conclui-se que as deficiências observadas nos modelos para os dois anos analisados estão associadas à subestimação da precipitação sobre a Amazônia e sobre a área de atuação da ZCAS, bem como o posicionamento e intensidade da Alta da Bolívia e do Jato subtropical.

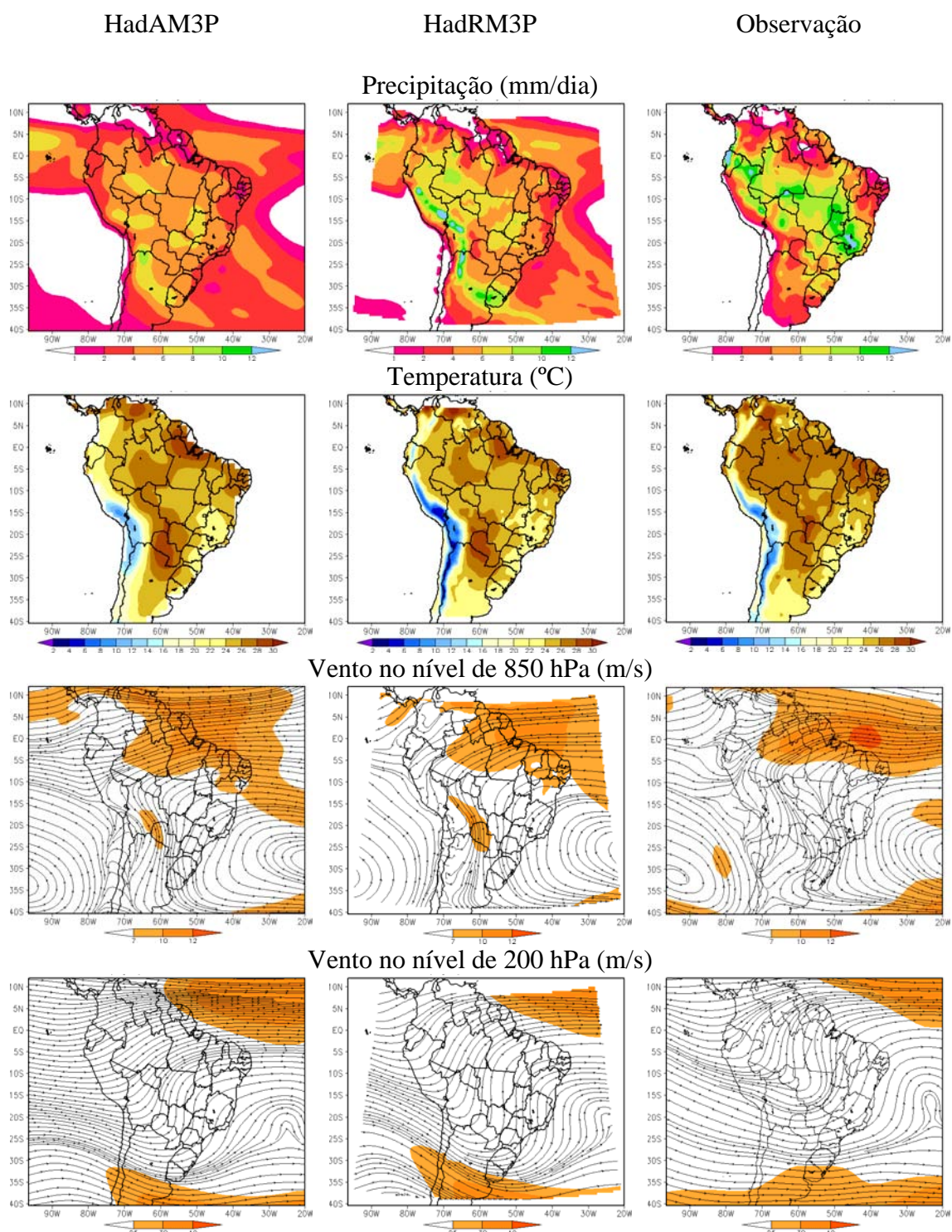


FIGURA 4.1 – Campos médios sazonais de precipitação (mm/dia), temperatura (°C) e vento nos níveis de 850 e 200 hPa (m/s) referentes ao período dezembro-janeiro-fevereiro de 1983 (El Niño) simulado pelo modelo global HadAM3P (coluna da esquerda), HadRM3P (coluna central) e observação (coluna da direita). Os dados de precipitação e temperatura são derivados do CRU e os campos de vento das reanálises do NCEP

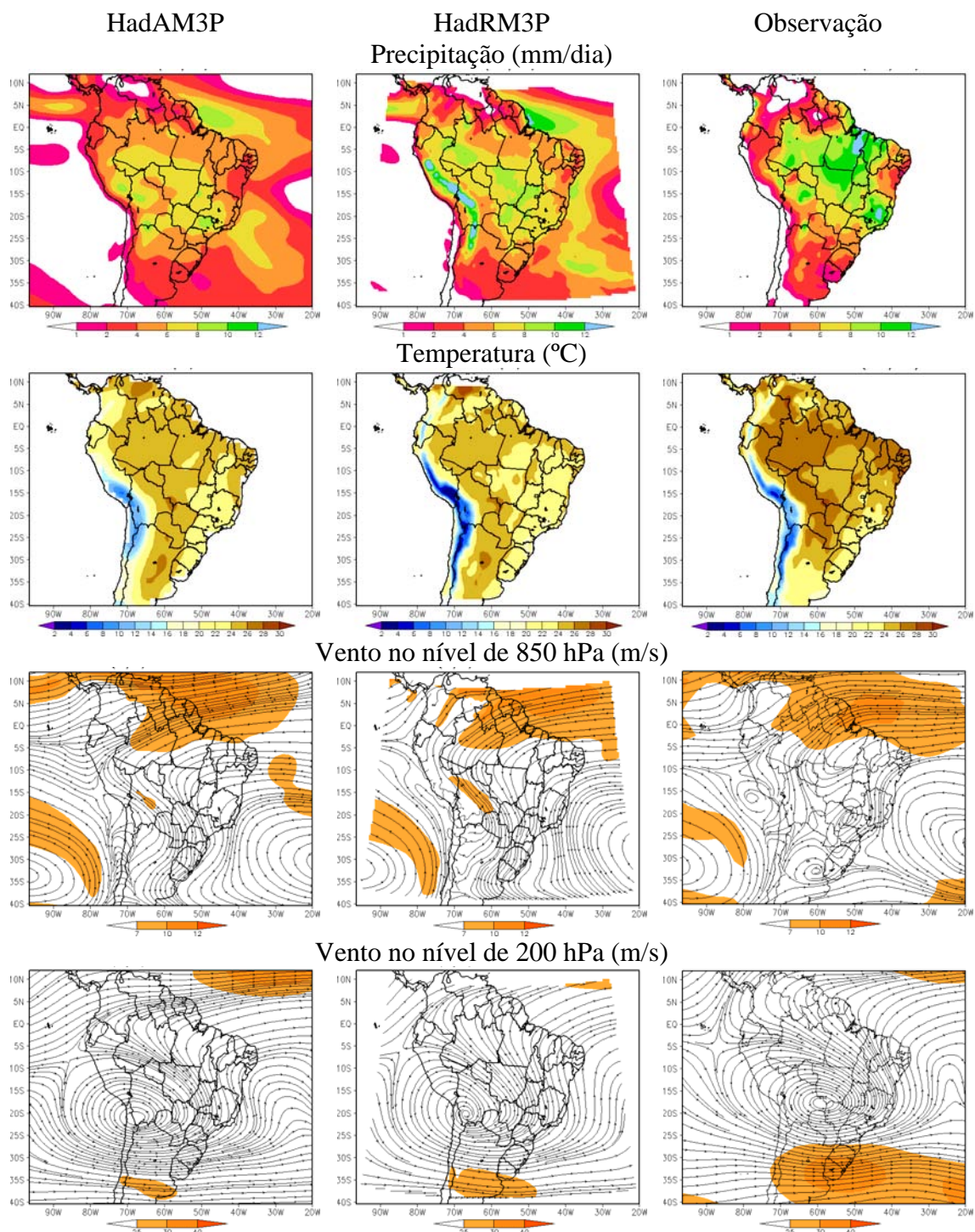


FIGURA 4.2 – Campos médios sazonais de precipitação (mm/dia), temperatura (°C) e vento nos níveis de 850 e 200 hPa (m/s) referentes ao período dezembro-janeiro-fevereiro de 1985 (La Niña) simulado pelo modelo global HadAM3P (coluna da esquerda), HadRM3P (coluna central) e observação (coluna da direita). Os dados de precipitação e temperatura são derivados do CRU e os campos de vento das reanálises do NCEP

Para análise da incerteza das simulações, foi calculado o viés (diferença entre a simulação, média do conjunto, e as observações) de cada modelo em relação aos dados observados para precipitação (Figuras 4.3) e temperatura (Figuras 4.4) para os anos de 1983 e 1985, respectivamente. Analisando primeiramente o viés da precipitação, observamos uma pequena dispersão das simulações do modelo global em relação ao MCR e que ambos capturam o sinal do padrão da forçante de grande escala (El Niño e La Niña). Contudo, como esperado de um MCR, notou-se um detalhamento representativo, a exemplo das regiões sul e nordeste do Brasil. Nota-se também que o HadRM3P, em geral, tende a superestimar os máximos e mínimos de precipitação, com desvios da ordem de até dois mm/dia se comparado com o viés do modelo global. Em suma, as regiões com menores discrepância são as Regiões Sul e Nordeste do Brasil.

A análise do viés da temperatura (Figuras 4.4) indicou comportamento semelhante ao da precipitação, isto é, o modelo regional tem uma consistência com o global na subestimativa de temperatura em particular no ano de 1985 (La Niña). Já para o ano de 1983 (El Niño) apesar da consistência do padrão, o modelo global apresenta menores desvios, principalmente sobre as Regiões Sudeste e Centro-Oeste. Este resultado sugere que o modelo é mais sensível a episódios quentes no oceano Pacífico Equatorial.

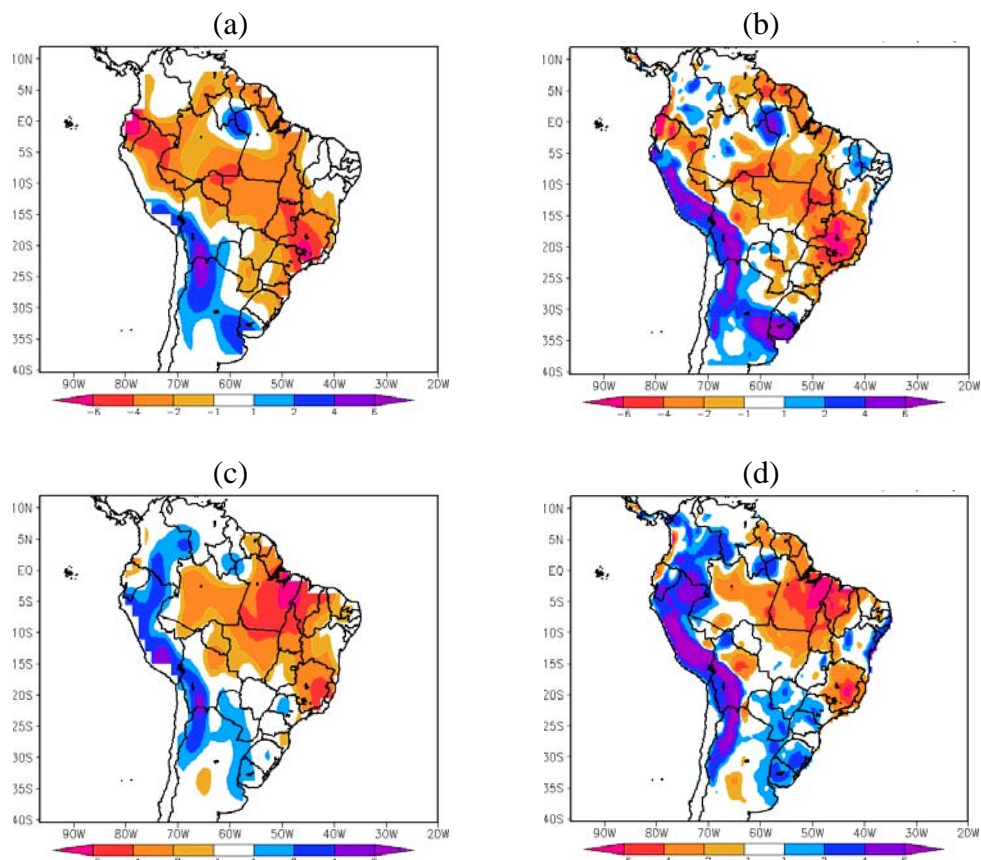


FIGURA 4.3 – Viés da precipitação (mm/dia) simulada pelo modelo global HadAM3P (a e c), utilizado como condição de contorno e HadRM3P (b e d), para o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro de 1983 (El Niño) e 1985 (La Niña), respectivamente.

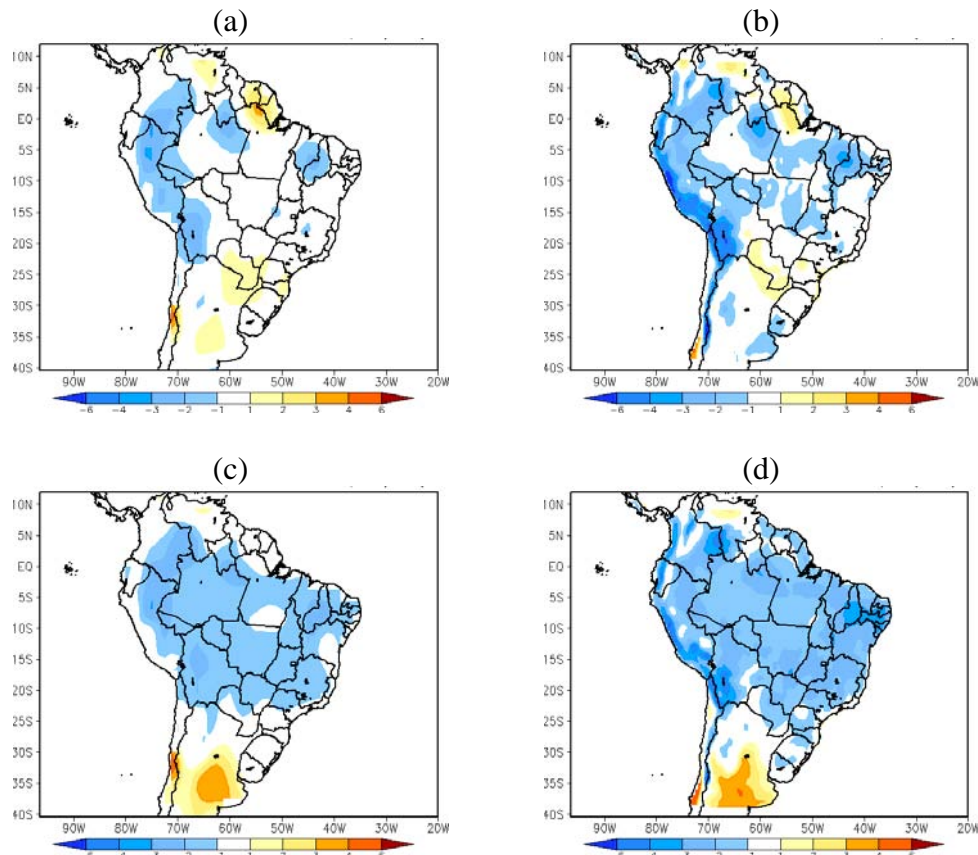


FIGURA 4.4 – Viés da temperatura (°C) simulada pelo modelo global HadAM3P (a e c), utilizado como condição de contorno e HadRM3P (b e d), para o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro de 1983 (El Niño) e 1985 (La Niña), respectivamente.

4.2 Variabilidade Sazonal do Modelo HadRM3P

4.2.1 Precipitação e Temperatura

A principal característica do regime de precipitação, na maior parte da AS, é o ciclo anual bem definido, com máximo no verão (DJF) e mínimo durante o inverno (JJA) (Rao e Hada, 1990), associado à variação anual da circulação atmosférica sobre AS e adjacências (Satyamurty *et al.* 1998; Grimm *et al.*, 2004a), fortemente relacionada com o aquecimento solar sazonal.

A variabilidade sazonal da precipitação sobre a AS simulada pelo modelo foi comparada com os dados observados e pode ser vista na Figura 4.5. De maneira geral, a

distribuição espacial e temporal simulada pelo modelo se aproxima do padrão climatológico, ou seja, permite identificar os diferentes regimes pluviométricos observados durante as estações do ano. Neste caso, merece destaque: i) os baixos índices pluviométricos sobre o semi-árido do Nordeste; ii) altos valores pluviométricos sobre o Noroeste da América do Sul e sobre a Região Sul; iii) estação seca e chuvosa bem definida na parte central da AS; iv) uniformidade da distribuição espacial e temporal das chuvas sobre o sul do Brasil, Paraguai e nordeste da Argentina.

Por outro lado, apesar do modelo capturar o padrão de precipitação associada à ZCAS durante a estação chuvosa (DJF), sobre parte da região central da América do Sul, observa-se uma subestimativa do total pluviométrico. Essa imperfeição na parte central da banda da ZCAS e em grande parte da Amazônia foi identificada em vários estudos (Figuerola, 1999; Fernandez *et al.*, 2006; Souza, 2006; Oyama, 2006), nos quais relacionam estes erros a má representação de alguns componentes do ciclo hidrológico (cobertura vegetal, umidade do solo, fluxos de superfície) e a parametrização de convecção não ajustada corretamente. Neste mesmo período apesar do modelo simular corretamente o posicionamento da ZCIT, a precipitação associada a este sistema não consegue adentrar ao continente, resultando em elevados desvios negativos de precipitação no extremo norte da AS. Esse erro sistemático do modelo foi verificado em todas as estações do ano. Outro importante erro sistemático foi observado sobre a divisa dos Estados do Amazonas, Pará, Roraima e Guianas, onde nos trimestres DJF e SON, o modelo coloca um núcleo de precipitação, discrepante com os dados observados. Em particular, sobre a região dos Andes, verificam-se superestimativas de precipitação, com desvios superiores a seis mm/dia.

Durante o outono (MAM), a distribuição da precipitação associada à ZCAS se desloca em direção ao norte do país representando o fim da estação chuvosa sobre o Sudeste e Centro-Oeste do Brasil e o início da estação chuvosa na costa leste do Nordeste do Brasil continuando até o mês de julho. No inverno (JJA), tanto quanto o outono, observou-se uma concordância na localização das regiões com totais elevados (Noroeste e Norte da América do Sul, Sul do Brasil e leste do Nordeste) e baixos de precipitações (Sudeste e Centro-Oeste do Brasil e semi-árido do Nordeste). Todavia, permanece a

subestimativa da precipitação em grande parte do Brasil Central e Noroeste da América do Sul.

Na primavera (SON), tem-se o início do período chuvoso nas Regiões Sudeste, Centro-Oeste, sul das Regiões Norte e Nordeste devido a maior frequência de sistemas frontais. Neste período os maiores totais de precipitação simulados têm início na Amazônia equatorial e se propagam rapidamente para leste e sudeste, coerente com a climatologia observada. O período de estiagem sobre grande parte da Região Nordeste, caracterizado pelos baixos totais pluviométricos, também foi capturado na simulação. Neste período observa-se (Figura 4.5d) as maiores superestimativas de precipitação sobre a região Amazônica, norte da Argentina e Paraguai.

A Figura 4.6 ilustra as climatologias de temperatura simulada pelo modelo, as observações e o viés. Deve-se lembrar, de que a distribuição espacial dos dados de temperatura do CRU evidencia que a confiança em áreas como a região Amazônica, com baixa densidade de observações é reduzida.

De maneira geral, o modelo reproduz razoavelmente bem a variabilidade espacial e temporal da temperatura, em particular nas médias latitudes, onde se tem uma maior variabilidade térmica ao longo das estações do ano, resultante do deslocamento das massas de ar frias de altas latitudes, principalmente no inverno. Apesar da uniformidade da temperatura na região equatorial ao longo do ano, o modelo subestima os valores de temperatura em todas as estações, como visto nos mapas do viés. Sobre os Andes são registrados também ao longo de todas as estações desvios negativos significativos. Essa tendência deve-se basicamente a incorreta representação da vegetação pelo modelo em algumas regiões, resultando num alto albedo em regiões como a Amazônia, onde alguns pontos estão definidos como pastagem. Desta forma, espera-se que haja uma mudança na energia à superfície e no balanço hídrico, levando a um resfriamento pela redução da quantidade de radiação solar absorvida.

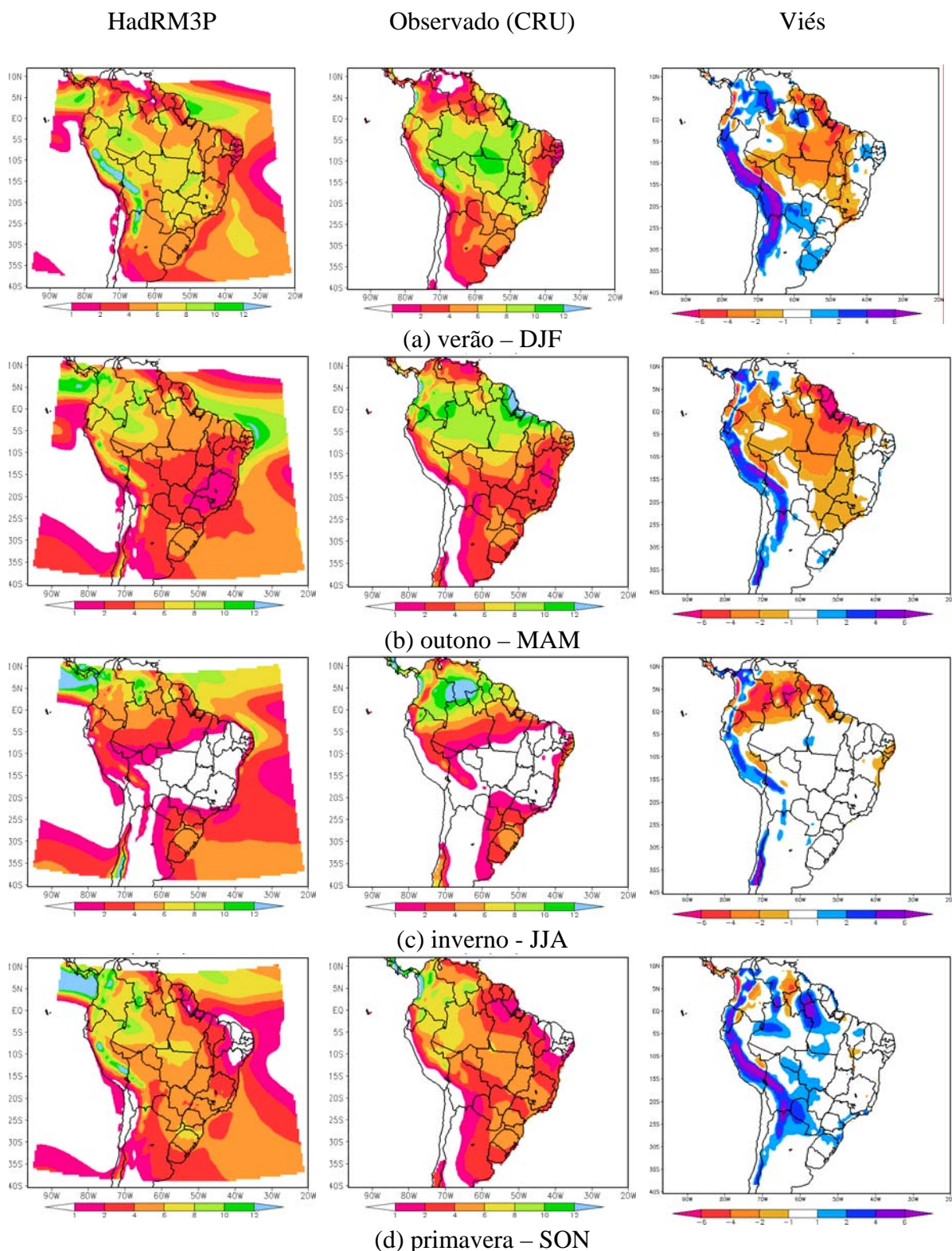


FIGURA 4.5 – Climatologia (1961-1990) de precipitação (mm/dia) nos trimestres: (a) verão (DJF); (b) outono (MAM); (c) inverno (JJA); (d) primavera (SON). Simulada pelo HadRM3P (esquerda) e observado (CRU, centro). Viés (simulação menos observação, direita)

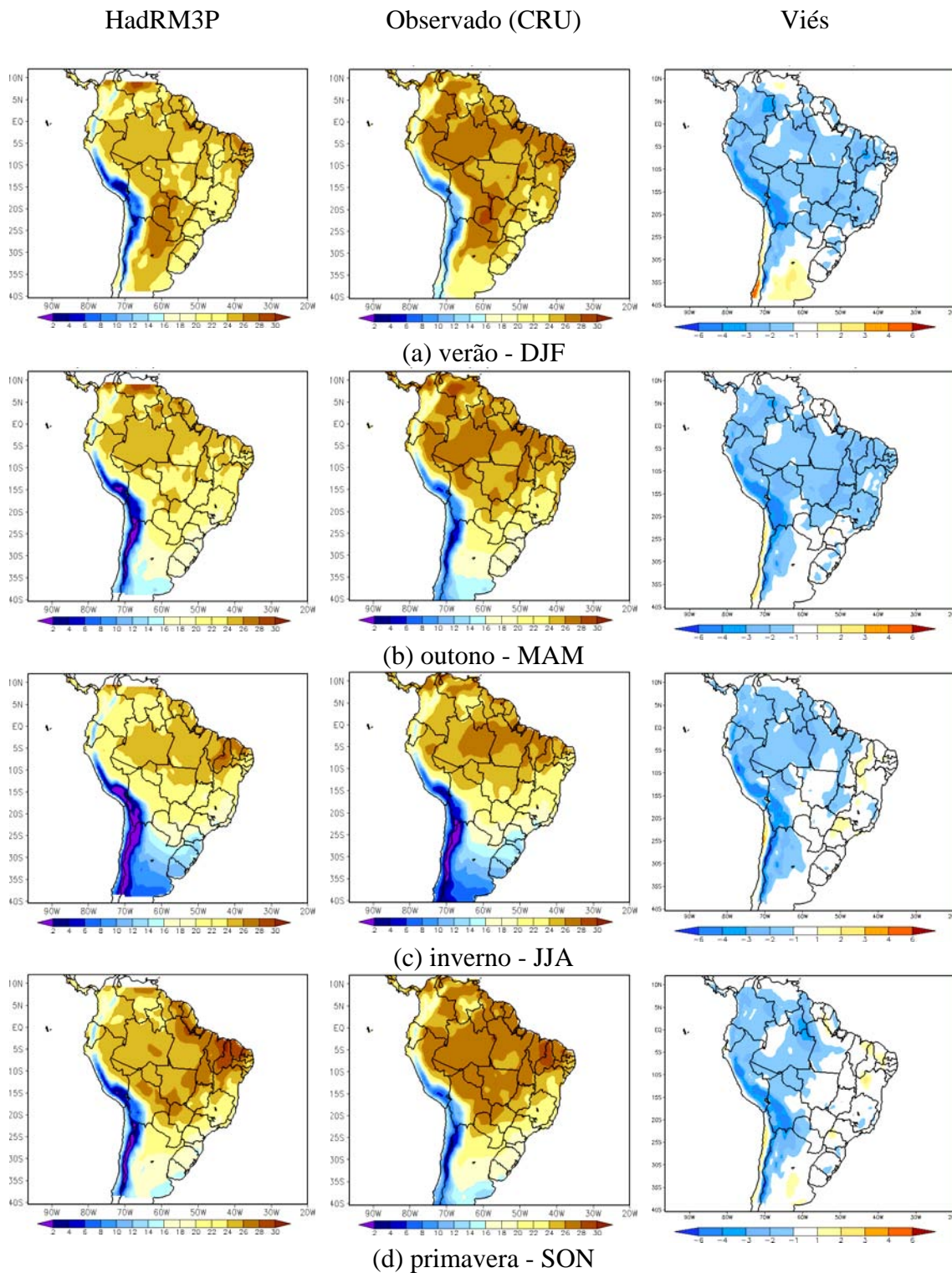


FIGURA 4.6 – Climatologia (1961-1990) de temperatura (°C) nos trimestres: (a) verão (DJF); (b) outono (MAM); (c) inverno (JJA); (d) primavera (SON). Simulada pelo HadRM3P (esquerda) e observado (CRU, centro). Viés (simulação menos observação, direita)

4.2.2 Padrões de circulação

São apresentados a seguir os campos sazonais da Pressão ao Nível Médio do Mar simulada pelo modelo e as observações com base nos dados de reanálise do NCEP (Figura 4.7). Nota-se que a sazonalidade é bem representada pelo modelo, com os centros de Alta Pressão dos Oceanos Pacífico (APS) e Atlântico (AAS) subtropical bem reproduzida em termos de posicionamento, embora a intensidade verificada no modelo tenha sido menor do que os dados da reanálise, principalmente a do APS. As maiores diferenças observadas entre a simulação e a reanálise ocorrem sobre os Andes e sul da América do Sul em todas as estações do ano, subestimando a pressão, principalmente durante o inverno (JJA). O centro de baixa pressão em baixos níveis (Baixa do Chaco) observado na região do Paraguai, durante o verão, associada ao aquecimento, é notado mais intenso do que os dados da reanálise. No verão, verifica-se que a Alta subtropical do Atlântico Norte (AAN) está deslocada ao sul de sua posição e menos intensa quando comparada aos dados de reanálise. A circulação anticiclônica associada às altas subtropicais será mostrada na análise do escoamento atmosférico na baixa troposfera (850 hPa).

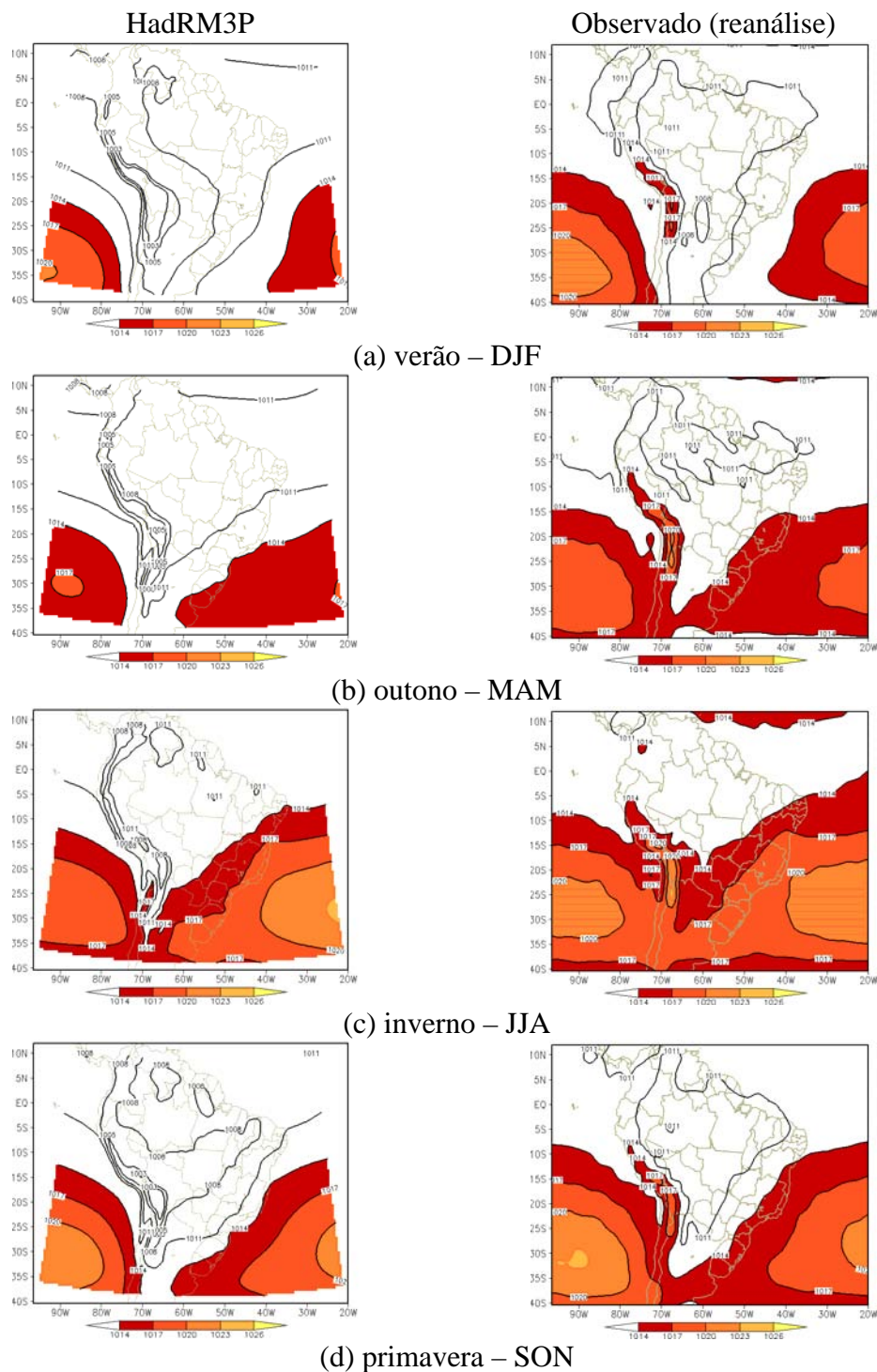


FIGURA 4.7 - Campos médios sazonais da pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) simulado pelo modelo (esquerda) e as reanálise do NCPE/NCAR (direita) para os trimestres: (a) verão (DJF); (b) outono (MAM); (c) inverno (JJA); (d) primavera (SON)

O escoamento próximo à superfície (850 hPa) mostrou a circulação associada às altas subtropicais (Figura 4.8), bem representadas sazonalmente pelo modelo, em concordância com os campos de pressão (Figura 4.7). O posicionamento da ZCIT mais ao sul durante o período de MAM é visível no campo do escoamento em baixos níveis e responde pelo deslocamento em direção ao sul do máximo da precipitação no litoral norte do Brasil.

Este posicionamento pode estar associado à Alta subtropical do Atlântico Norte ao sul, juntamente com proximidade da Alta do Atlântico Sul mais ao norte, que contribuem para o surgimento de um componente de norte do vento sobre a costa norte do país, o que altera a zona de confluência dos ventos alísios que se mostra mais intensa do que os dados de reanálise. Uma intensificação do fluxo (maior transporte de umidade) ao longo do leste dos Andes, associado ao o Jato de Baixos Níveis, foi observado sobre a Bolívia/Paraguai tanto no verão quanto no inverno e pode explicar o viés de precipitação na região do Uruguai e sul do Brasil.

Nos altos níveis (Figura 4.9) o modelo consegue representar razoavelmente bem as principais características da circulação, no inverno o padrão do escoamento zonal e a corrente de jato subtropical bastante intensa. No verão o cavado do Nordeste associado à circulação anticiclônica (Alta da Bolívia), entretanto, de forma mais inclinada do que os dados da reanálise, e a circulação sobre o noroeste do continente, devido ao posicionamento mais ao sul da AB. O posicionamento do jato subtropical da América do Sul foi bem simulado pelo modelo, principalmente no inverno, contudo, verificou-se uma subestimativa da intensidade nas regiões em torno das latitudes próximas a 25°S. Outra diferença clara é a presença da Alta da Bolívia sobre o sul da região Amazônica durante a primavera (SON) mostrada pelos dados da reanálise e que o modelo não conseguiu capturar.

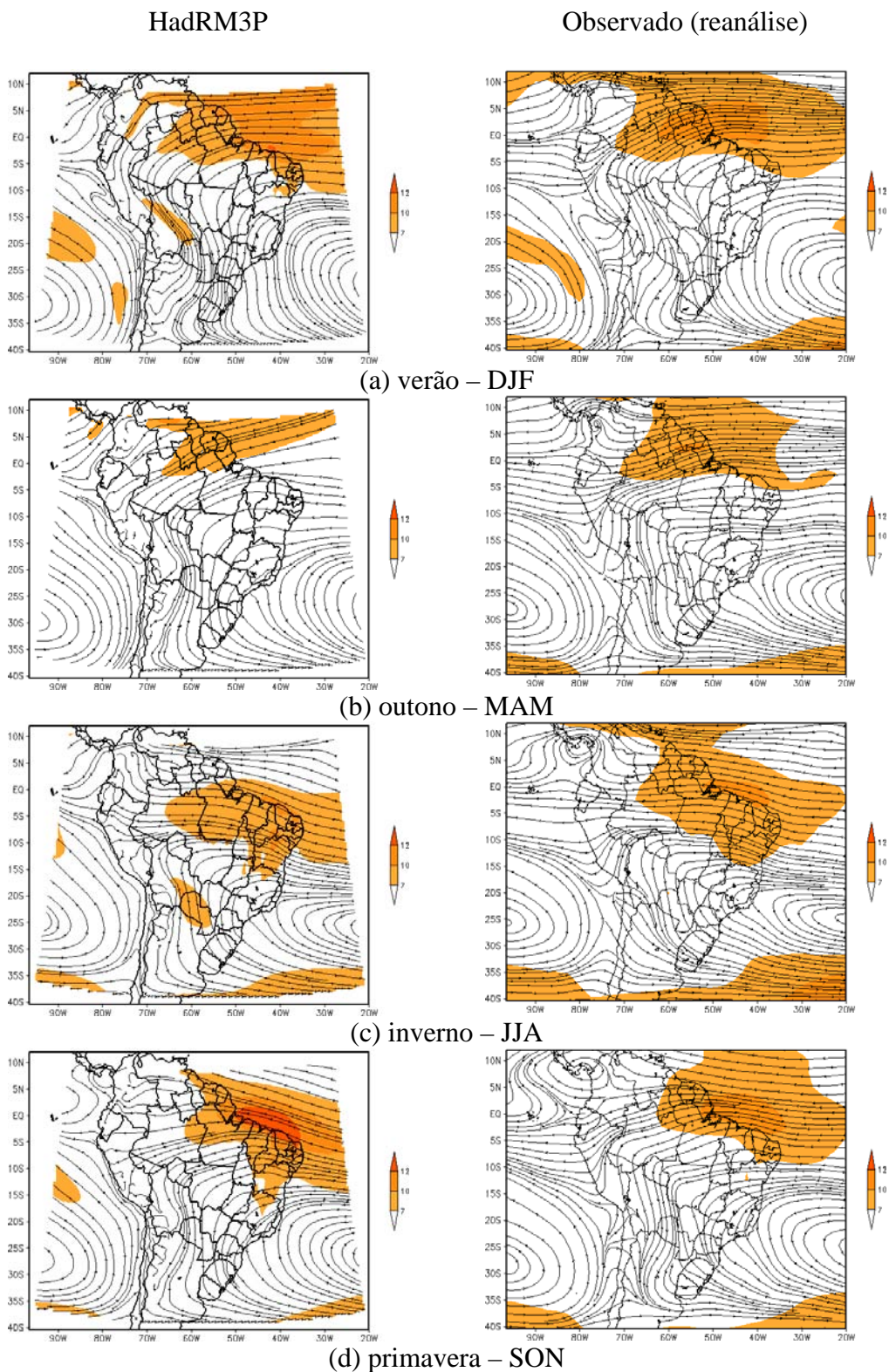
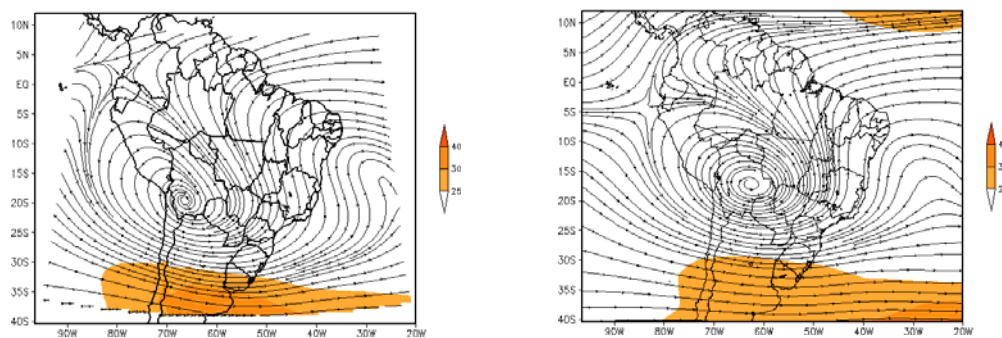


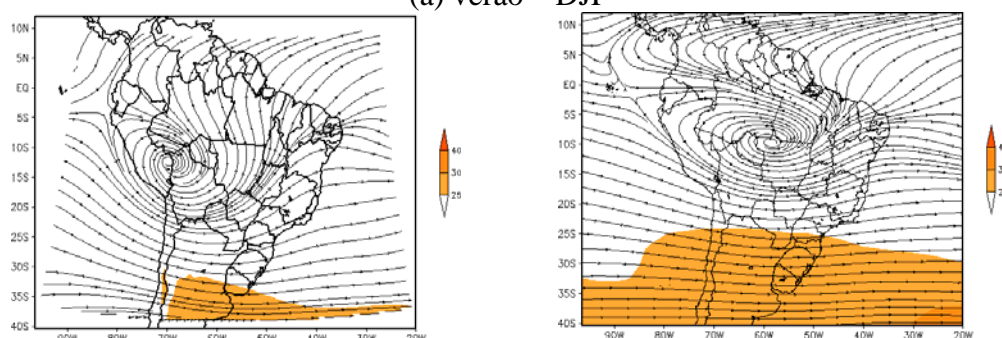
FIGURA 4.8 – Campos médios sazonais de linhas de corrente e isotacas em 850 hPa simulado pelo modelo (esquerda) e as reanálise do NCPE/NCAR (direita) para os trimestres: (a) verão (DJF); (b) outono (MAM); (c) inverno (JJA); (d) primavera (SON)

HadRM3P

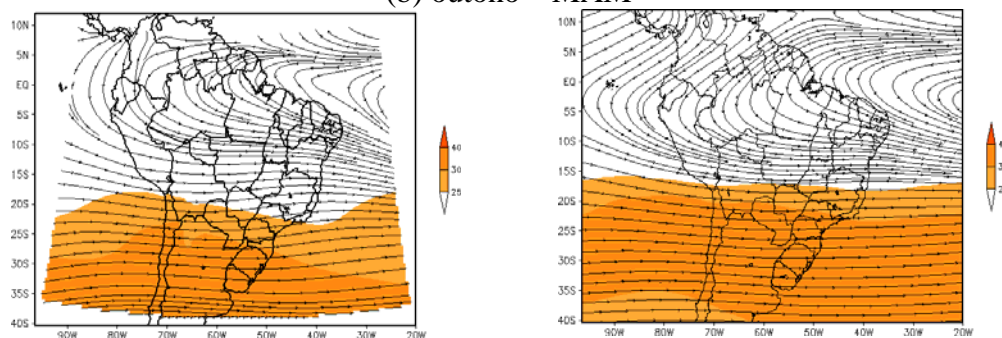
Observado (reanálise)



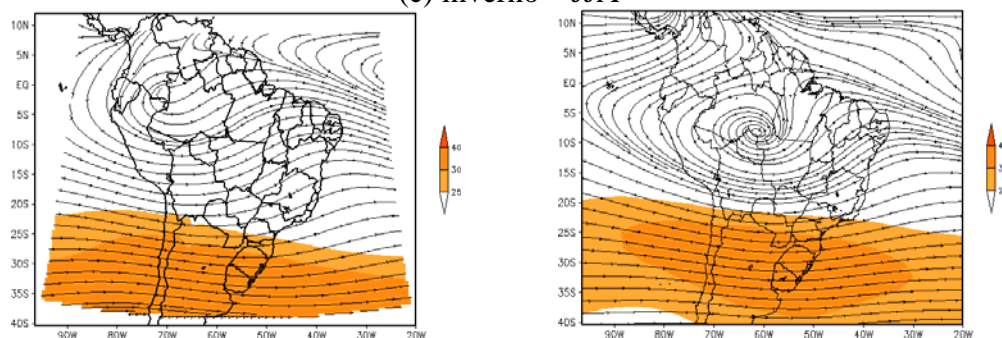
(a) verão – DJF



(b) outono – MAM



(c) inverno – JJA



(d) primavera – SON

FIGURA 4.9 – Campos médios sazonais de linhas de corrente e isotacas em 200 hPa simulado pelo modelo (esquerda) e as reanálise do NCPE/NCAR (direita) para os trimestres: (a) verão (DJF); (b) outono (MAM); (c) inverno (JJA); (d) primavera (SON)

4.3 Verificação quantitativa das simulações

A verificação quantitativa das simulações foi obtida inicialmente a partir do cálculo da variação sazonal das correlações de anomalias entre a simulação (média do conjunto) e os dados observados de precipitação (Figura 4.10) e temperatura (Figura 4.11), respectivamente. O objetivo destes mapas é determinar as áreas do domínio, cujo desempenho do modelo em capturar o sinal das anomalias e sua variabilidade é satisfatório.

Ao analisar as correlações de anomalias de precipitação verifica-se valores positivos e significativos (>0.6) em todos os trimestres, sobre todo o extremo norte da América do Sul (entre a Venezuela e o norte do Nordeste do Brasil) e em grande parte da Região Sul do Brasil, Uruguai, nordeste da Argentina e Paraguai, indicando que nessas regiões as simulações conseguiram capturar razoavelmente bem o sinal da anomalia. Durante o verão (DJF) e a primavera (SON) foram encontrados valores negativos e não significativos nas regiões, que se estendem desde o sul da região Amazônica até a Região Sudeste, ressaltando que o modelo não consegue representar a distribuição espacial da chuva sobre o continente particularmente aquela associada à ZCAS. De forma contrária, nos períodos onde climatologicamente observa-se os menores totais pluviométricos, outono (MAM) e inverno (JJA), as anomalias de correlação mostram valores positivos e estatisticamente significativos em praticamente todas as regiões.

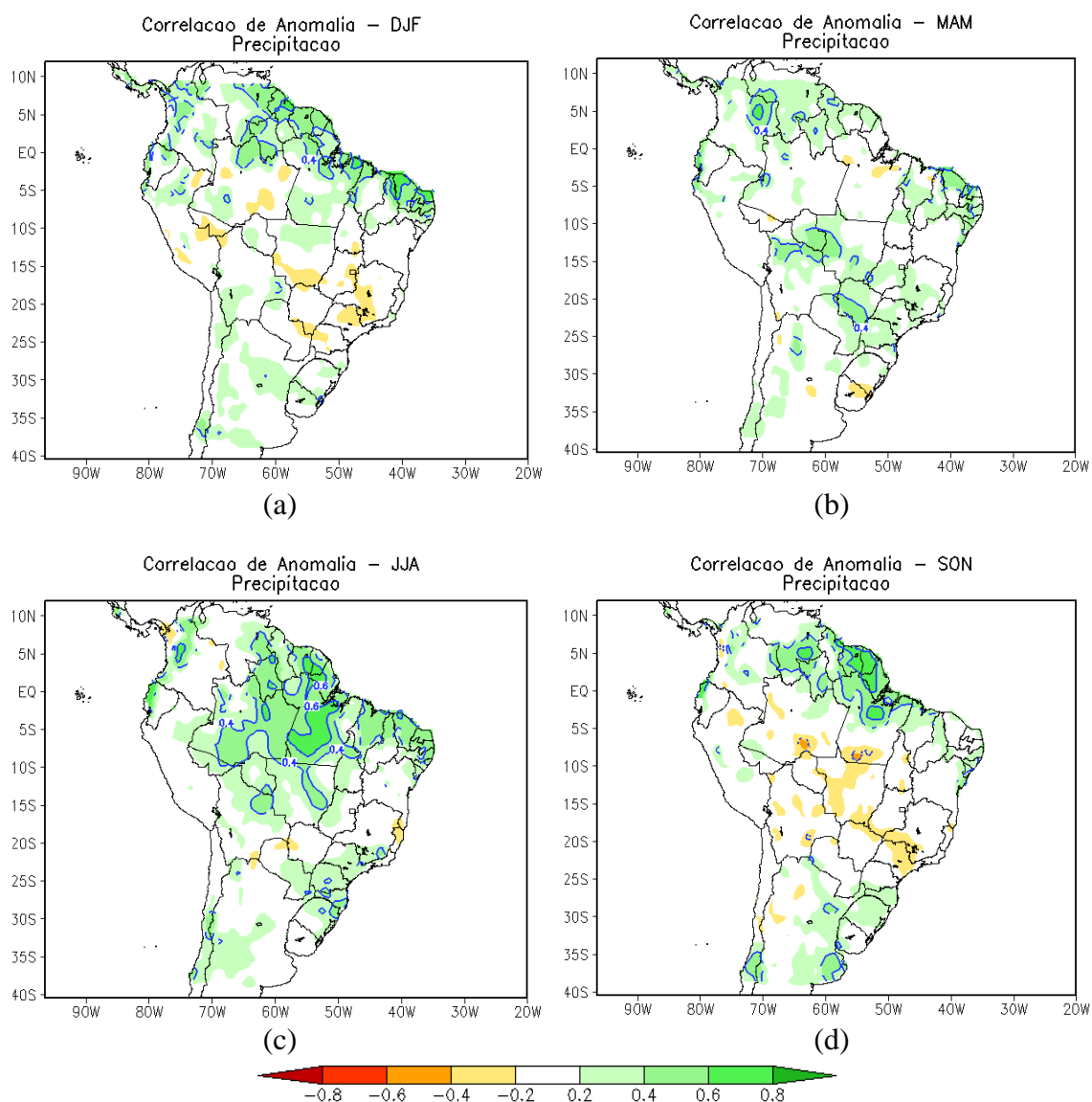


FIGURA 4.10 – Coeficientes de Correlação entre as anomalias de precipitação observada e simulada pelo modelo (média dos três membros) nos trimestres: (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA e (d) SON. A escala de cores representa os valores de correlação. As isolinhas azuis indicam áreas com correlações estatisticamente significativas, pelo teste t-Student, ao nível de significância de 95%

As correlações entre as anomalias de temperatura observada e simulada pelo modelo (Figura 4.11) evidenciaram uma uniformidade temporal nos resultados, ou seja, praticamente todas as regiões apresentaram correlações positivas e significativas (>0.6) em todas as estações do ano. Em SON, o padrão se mantém, entretanto, observa-se uma diminuição da magnitude e extensão espacial das correlações positivas, principalmente na parte Central da América do Sul. Os maiores valores de correlação foram observados

na região tropical, subtropical e podem estar ligados a pouca variabilidade temporal e espacial da temperatura nestas regiões. Para latitudes mais altas, situadas em torno do norte da Argentina, Uruguai, Paraguai, e região Sul do Brasil, cabe ressaltar que o modelo conseguiu simular corretamente as anomalias de temperatura, principalmente no outono e inverno, onde se observa uma maior variabilidade espacial e temporal.

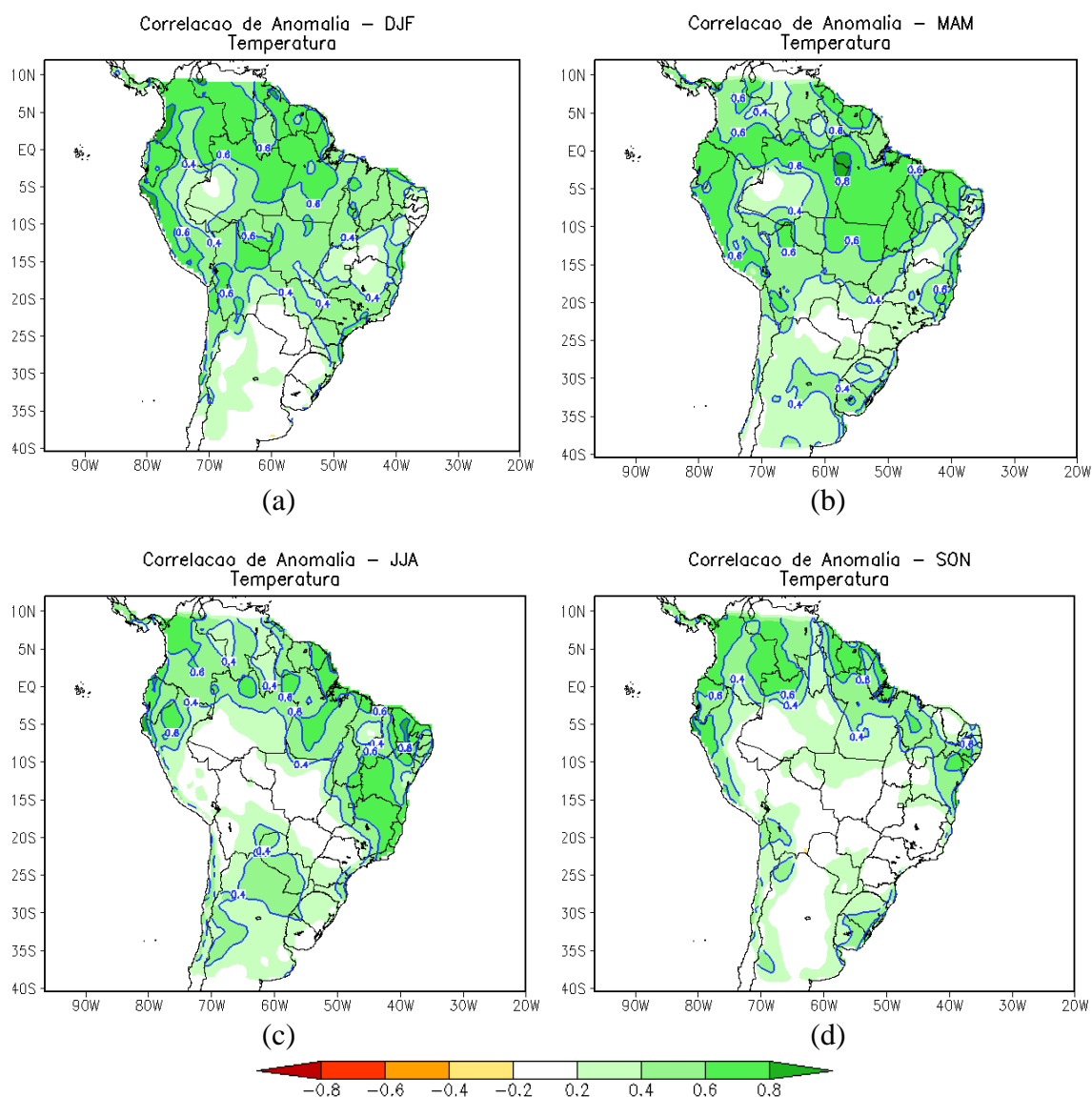


FIGURA 4.11 – Coeficientes de Correlação entre as anomalias de temperatura observada e simulada pelo modelo (média dos três membros) nos trimestres: (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA e (d) SON. A escala de cores representa os valores de correlação. As isolinhas azuis indicam áreas com correlações estatisticamente significativas, pelo teste t-Student, ao nível de significância de 95%

A análise anterior tratou da relação entre as correlações das anomalias da precipitação e temperatura simulada pelo modelo e as observadas. A seguir descreveremos as séries temporais do ciclo anual climatológico da precipitação (Figura 4.12) observada e simulada pelo modelo, cada membro individualmente e a média do conjunto, sobre as regiões indicadas pela Figura 3.2 (Norte da Amazônia (NAm), Sul da Amazônia (SAm), Norte do Nordeste (NNEB), Sul do Nordeste (SNEB), Sul do Brasil-Uruguai (SBr-U) e Noroeste do Peru-Ecuador (NWP-E)).

Analisando primeiramente a simulação dos membros individualmente verifica-se pouca e/ou quase nenhuma dispersão entre eles. Logo, a variabilidade gerada por processos no interior do domínio deve ser pequena, o que permite reduzir o número de membros em estudos climáticos utilizando modelos regionais e assim reduzindo o custo computacional. Essa hipótese é reforçada por Oyama (2006), que encontrou pequena variabilidade inter-membros nas suas simulações.

Uma característica marcante nas séries temporais simuladas pelo modelo, considerando as características locais de cada região, é uma concordância com o ciclo climatológico em praticamente todas as regiões, isto é, não há erros grosseiros na representação da precipitação, tanto em média quanto a variação sazonal estão bem representadas (pouca precipitação durante os meses secos e totais elevados durante os meses chuvosos, exceto para as regiões sul do Brasil-Uruguai, noroeste do Peru-Ecuador e sul do Nordeste que não apresentam um ciclo anual climatológico bem definido).

Com base na variabilidade temporal das observações verifica-se para a área NAm, que o modelo tende a subestimar a precipitação em praticamente todos os meses, exceto nos meses de novembro e dezembro. Porém, para o SAm nota-se que o modelo consegue simular razoavelmente bem o ciclo anual, apesar de subestimar a precipitação durante os meses mais chuvosos.

Para a Região Nordeste (NNEB e SNEB) o modelo apresenta uma tendência de superestimativa de precipitação em praticamente todos os meses. O que mais se destaca nesta região é que a curva simulada mostra-se deslocada para direita em relação ao ciclo anual.

As curvas que representam a área SBr-U tanto observado quanto simulado, evidência que o modelo consegue simular corretamente a uniformidade do ciclo anual da precipitação nesta região, ou seja, não é observado um período chuvoso ou seco bem definido. Este comportamento está associado à variação sazonal da circulação atmosférica sobre a região e adjacências. O mesmo não ocorre no noroeste do Peru-Ecuador, onde o modelo apresenta uma grande flutuação, caracterizado por um ciclo mais definido, com máximo no outono e mínimo no inverno diferente das observações.

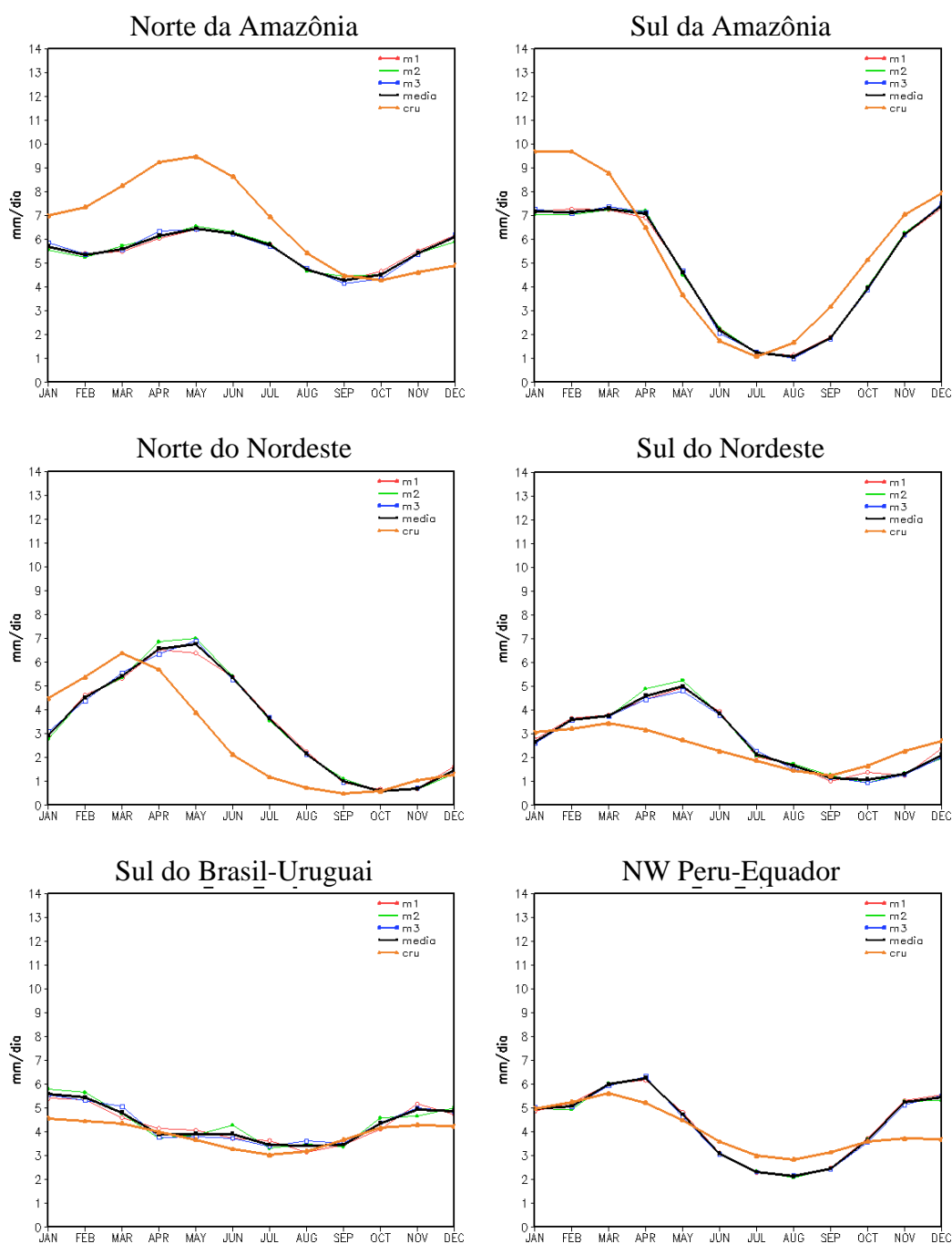


FIGURA 4.12 – Ciclo anual da precipitação (mm/dia) observada e simulada pelo modelo nas regiões indicadas pela Figura 3.2. A linha laranja representa a precipitação observada. A linha preta representa à média do conjunto dos três membros. A linha vermelha, verde e azul representa cada membro do conjunto

A Tabela 4.1 que apresenta um sumário dos escores estatísticos (viés, desvio padrão, RMSE e Coeficiente de correlação – *c.c*) para o ciclo anual da precipitação para as mesmas áreas da Figura 3.2. Observou-se resultados bastante expressivos em

praticamente todas as áreas, isto é, elevados *c.c.*, superiores a 0,7, exceto para o noroeste do Peru-Ecuador que apresentou um *c.c.* da ordem de 0,1 e desvios e RMSE relativamente baixos, da ordem de 0,6 a 1,5, em termos médios. Em termos gerais, o modelo apresenta um viés seco (negativo) com desvios de até -1,2 mm sobre a Amazônia e -0,7 mm sobre o noroeste do Peru-Ecuador. No entanto, percebe-se que para a região Nordeste e sul do Brasil-Uruguai o modelo tem uma pequena tendência a um viés úmido.

TABELA 4.1 – Escores estatísticos entre a precipitação média mensal observada e a simulada pelo modelo (média do conjunto) para as áreas: Norte da Amazônia (NAm), Sul da Amazônia (SAm), Norte do Nordeste (NNEB), Sul do Nordeste (SNEB), Sul do Brasil-Uruguai (SBr-U) e Noroeste do Peru-Ecuador (NWP-E)

Áreas	Viés	Desvio Padrão	RMSE	<i>c.c.</i>
NAm	-1,2	0,70	1,94	0,79
SAm	-0,3	2,59	2,03	0,85
NNEB	0,7	2,27	1,77	0,74
SNEB	0,3	1,37	1,02	0,68
SBr-U	0,4	0,78	0,60	0,83
NWP-E	-0,7	1,47	1,83	0,11

A Figura 4.13 apresenta a evolução temporal da temperatura simulada por cada membro individualmente, a média do conjunto e a temperatura observada, para as regiões indicadas pela Figura 3.2. Sistemáticamente, observa-se uma tendência do modelo em subestimar as temperaturas em todas as regiões e em praticamente todos os meses. Contudo, o modelo consegue capturar os máximos e mínimos, associados às estações de inverno e verão, principalmente na região Nordeste e Sul do Brasil-Uruguai, onde a variabilidade temporal é mais evidente. Nestas regiões observam-se que o coeficiente de correlação é bastante alto, da ordem de 0,8, e que os erros (desvio padrão e RMSE) são relativamente baixos (Tabela 4.2), indicando que o modelo consegue simular bem o ciclo sazonal. Sobre a região Amazônica e noroeste do Peru-Ecuador, onde se observa claramente uma pequena variabilidade temporal, o modelo tende a subestimar as temperaturas todos os meses, com valores em torno de 1,5°C em média e apresenta RMSE e desvio padrão relativamente alto. Importante considerar que nestas regiões devido a uma cobertura inadequada de informações esses valores são analisados com

cautela. Similar às séries de precipitação (Figura 4.12) observou-se uma pequena dispersão entre os membros e uma defasagem de um mês no ciclo anual simulado pelo modelo sobre o sul do Brasil-Uruguai.

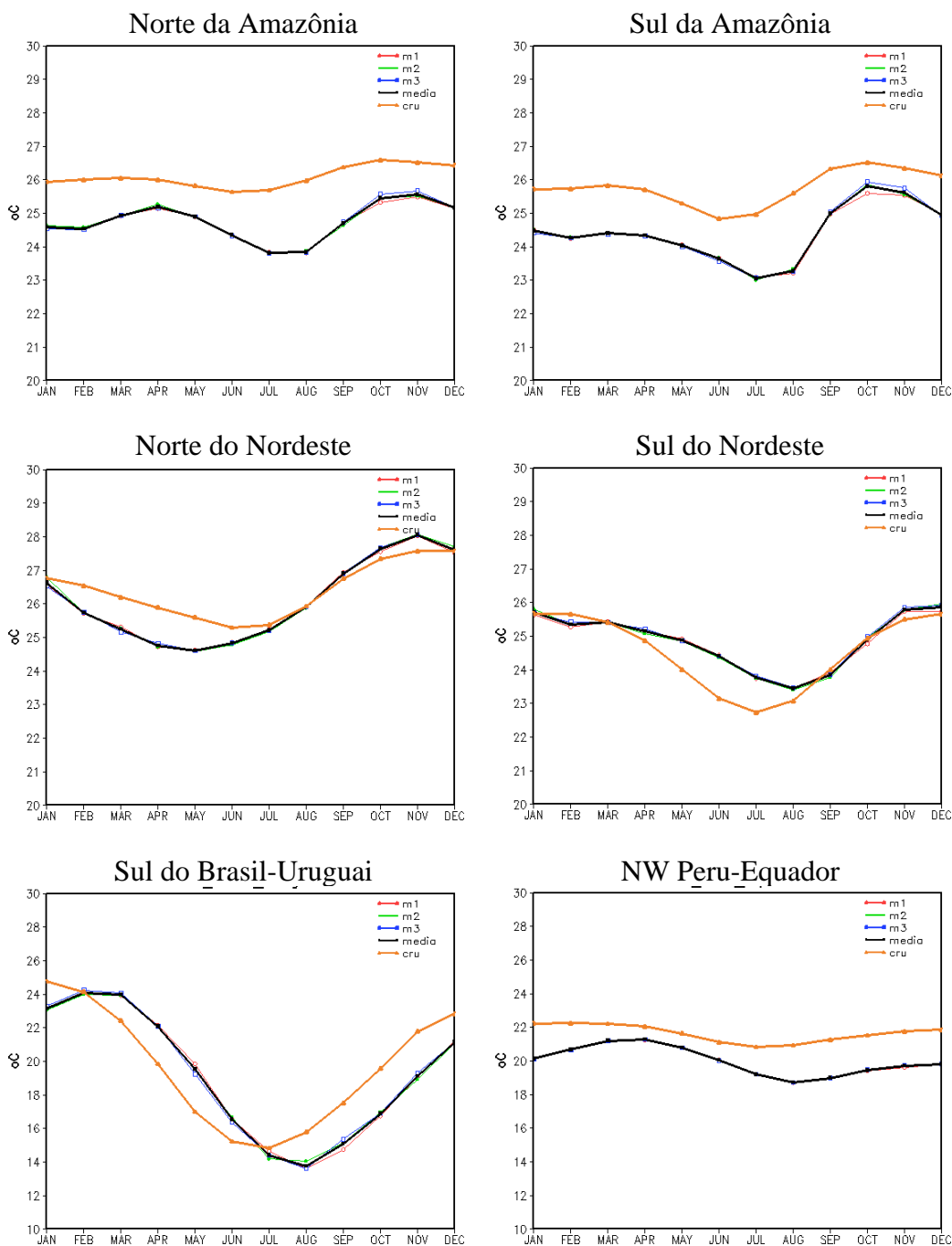


FIGURA 4.13 – Ciclo anual da temperatura (°C) observada e simulada pelo modelo nas regiões indicadas pela Figura 3.2. A linha laranja representa a precipitação observada. A linha preta representa a média do conjunto dos três membros. A linha vermelha, verde e azul representa cada membro do conjunto

TABELA 4.2 – Escores estatísticos entre a temperatura média mensal observada e a simulada pelo modelo (média do conjunto) para as áreas: Norte da Amazônia (NAm), Sul da Amazônia (SAm), Norte do Nordeste (NNEB), Sul do Nordeste (SNEB), Sul do Brasil-Uruguai (SBr-U) e Noroeste do Peru-Ecuador (NWP-E)

Áreas	Viés	Desvio Padrão	RMSE	<i>c.c</i>
NAm	-1,2	0,56	1,33	0,28
SAm	-1,8	0,85	1,96	0,36
NNEB	0,1	1,23	0,69	0,89
SNEB	1,0	0,84	1,10	0,94
SBr-U	-0,3	3,77	2,21	0,81
NWP-E	-1,0	0,84	1,20	0,57

As séries temporais da anomalia normalizada da precipitação observada e simulada pelo modelo para o período de 1961 a 1990, durante o período chuvoso das mesmas regiões citadas acima (Tabela 4.2), são mostradas na Figura 4.14. Semelhante às figuras do ciclo anual da precipitação e temperatura, as séries temporais da variabilidade climática interanual nas regiões selecionadas mostram uma dispersão relativamente pequena entre os membros do conjunto, e de maneira geral, consistente com as anomalias observadas. Notou-se que o modelo exibiu menor destreza quando reproduz a variabilidade interanual da precipitação nas regiões sul do Nordeste, do Brasil-Uruguai e noroeste do Peru-Ecuador, indicando que as simulações das variações interanuais do clima nestas regiões são problemáticas, possivelmente por não terem um padrão bem definidos dos sistemas que afeta a variabilidade climática interna nestas regiões. Como salientado anteriormente na seção 4.1, o modelo captura o sinal das anomalias de precipitação durante os eventos extremos El Niño (1983) e La Niña (1985), indicando sua sensibilidade a uma forte forçante externa.

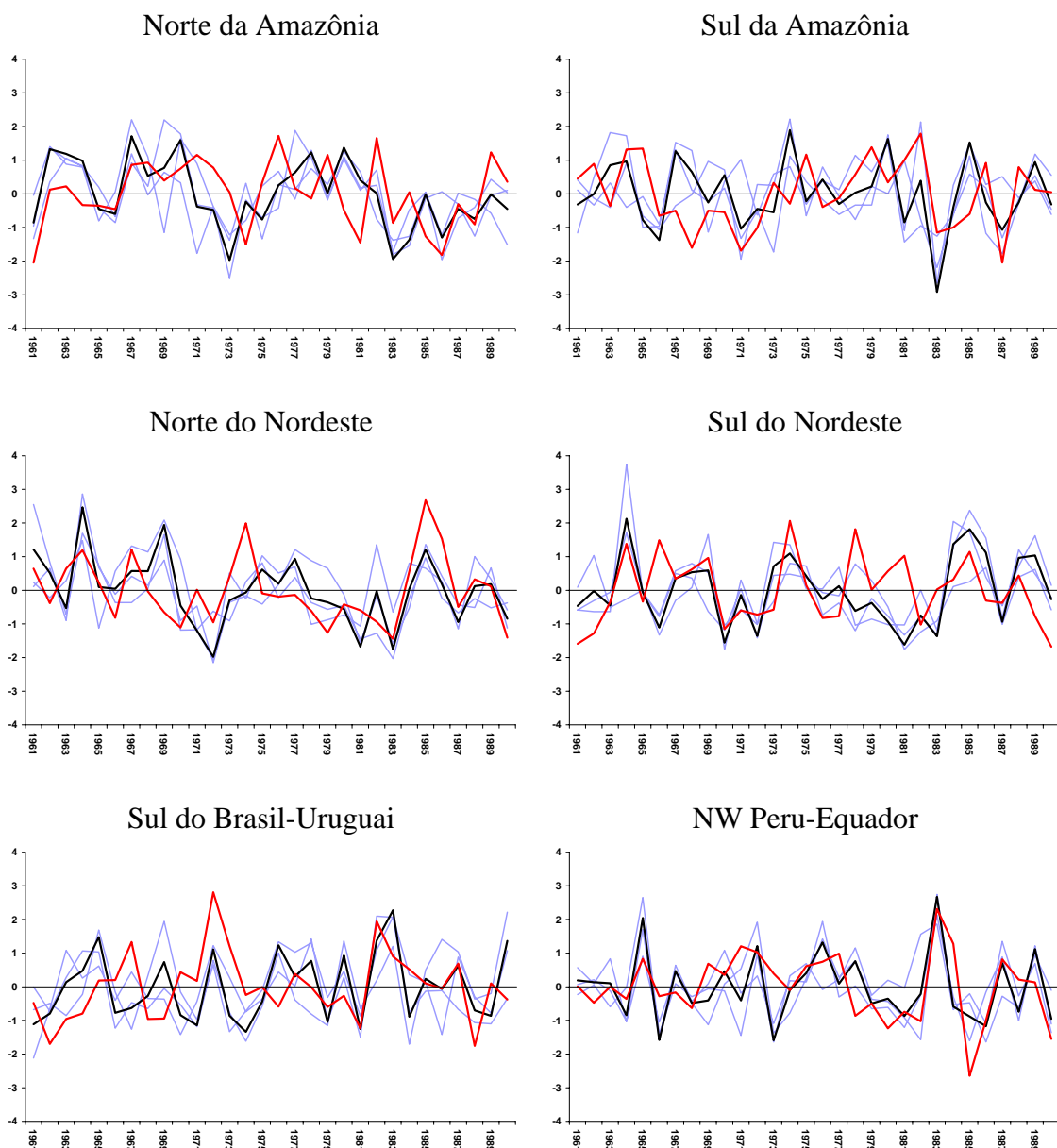


FIGURA 4.14 – Variabilidade interanual da anomalia da precipitação normalizada observada e simulada pelo modelo sobre as regiões destacadas na Figura 3.2, durante o pico da estação chuvosa de cada região. A linha vermelha representa a precipitação observada. A linha preta representa a média do conjunto dos três membros. As linhas azuis representam cada membro do conjunto

Um dos principais aspectos no desenvolvimento de um modelo é a obtenção de estimativas realísticas da destreza de suas simulações (Mason e Graham, 1999). Neste sentido, um outro escore de destreza utilizado no trabalho é o índice ROC (*Relative Operating Characteristics*) exibido na Figura 4.15. Buizza *et al.* (1999) sugere que a

área sobre a curva ROC maior que 0,8 é um bom indicador do modelo preditor, e uma área de 0,7 é o limite útil para o modelo. Similar aos resultados apresentados por Marengo *et al.* (2003) a área sob a curva ROC mostra que o modelo é capaz de prever cerca de 70% dos eventos abaixo da média e de forma generalizada cerca de 50% os eventos acima da média, em todas as regiões. As regiões que apresentaram melhor desempenho foi o norte da Amazônia, norte do Nordeste e noroeste do Peru-Ecuador. Em suma, o comportamento do índice ROC para todas as regiões concorda com as análises estatísticas feitas anteriormente e sugerem a confiabilidade nas simulações do modelo, em especial para aquelas regiões com maior área ROC.

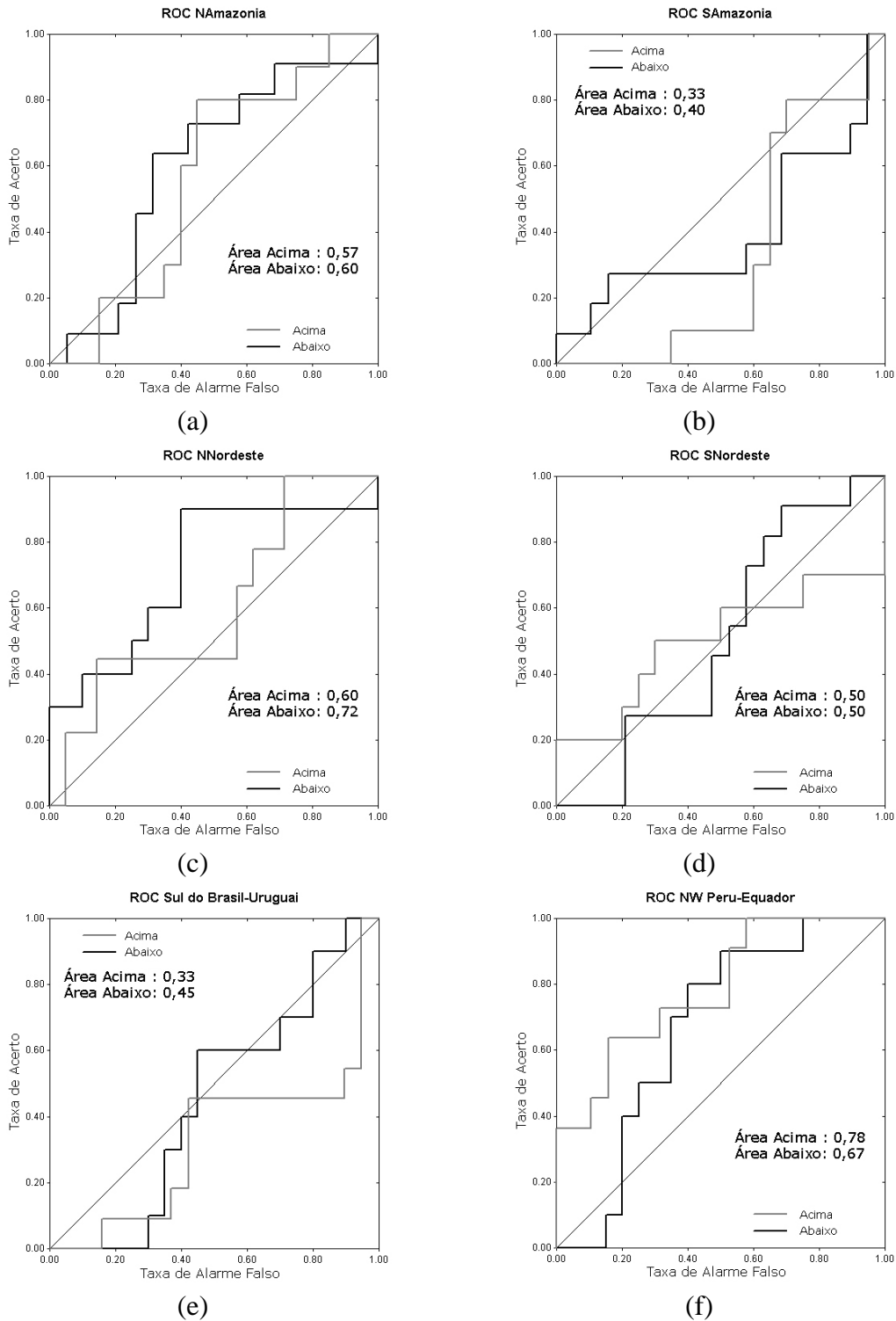


FIGURA 4.15 – Índice ROC (*Relative Operating Characteristics*) referente ao pico da estação chuvosa para as áreas ilustradas na Figura 3.2. Os resultados são mostrados para a simulação da precipitação acima da média (linha cinza) e abaixo da média (linha preta). A área sobre a curva ROC é indicada também para precipitações acima da média e abaixo da média

Finalmente, calculou-se o Brier Score (Tabela 4.3) para o período chuvoso de cada região. Analisando os escores obtidos percebe-se claramente a habilidade do modelo em simular a variabilidade interanual da precipitação durante a estação chuvosa de cada região, principalmente para as regiões: NAm (0,42), SAm (0,45) e NNEB (0,40). Para as outras regiões: SNEB (0,63), SBr-U (0,65) e NWP-E (0,63) os escores são maiores que 0,5, ou seja, segundo Sperber et al., (1999a) Brier score maiores que 0,5 são piores do que uma previsão climatológica.

TABELA 4.3 – Brier Score para o período chuvoso de algumas regiões: Norte da Amazônia (NAm), Sul da Amazônia (SAm), Norte do Nordeste (NNEB), Sul do Nordeste (SNEB), Sul do Brasil-Uruguai (SBr-U) e Noroeste do Peru-Ecuador (NWP-E)

Regiões	Período Chuvoso	B _s
NAm	MAM	0,42
SAm	DJF	0,45
NNEB	FMAM	0,40
SNEB	FMAM	0,63
SBr-U	JJA	0,65
NWP-E	FMAM	0,63

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

Neste trabalho foi avaliado a destreza do modelo regional do Hadley Centre, HadRM3P, em simular a variabilidade sazonal dos principais padrões climatológicos sobre a região da América do Sul e oceanos adjacentes, através de simulações numéricas de longo prazo (1961-1990).

Assim, com base nos resultados apresentados, algumas conclusões podem ser tiradas desse trabalho:

A análise da influência/consistência das condições de fronteira na solução do modelo, durante o verão em dois anos considerados extremos e contrastantes, 1983 (El Niño-Oscilação do Sul) e 1985 (La Niña), revela que o modelo regional mantém a consistência com relação às condições de contorno, acrescida de um ganho da informação regionalmente, em particular, nas regiões Sul e Nordeste do Brasil.

Na avaliação da sazonalidade, verifica-se que o modelo regional consegue representar relativamente bem o padrão espacial e temporal da precipitação e temperatura, como também as principais características da circulação atmosférica de grande escala. Todavia, regionalmente, há erros sistemáticos. O modelo HadRM3P subestima a precipitação na Amazônia e superestima sobre a região dos Andes. Apesar de o modelo simular o padrão de precipitação associado à ZCAS durante a estação chuvosa (DJF), observa-se uma subestimativa da precipitação sobre a parte Central da América do Sul.

De maneira geral, observa-se que o modelo consegue reproduzir razoavelmente bem a variabilidade espacial e temporal da temperatura, em particular nas médias latitudes, onde se observa uma maior variabilidade térmica ao longo das estações do ano. Porém, na região equatorial, onde se observa uma maior uniformidade nos valores da

temperatura, o modelo subestima os valores de temperatura em todas as estações. Sobre os Andes são registrados também ao longo de todas as estações desvios negativos significativos.

Os centros de Alta Pressão do Oceano Pacífico (APS) e Atlântico (AAS) subtropical configuram-se bem posicionados, embora a intensidade verificada no modelo tenha sido menor do que os dados da reanálise, principalmente a do ASP. As maiores diferenças observadas entre a simulação e a reanálise ocorrem sobre os Andes e sul da América do Sul em todas as estações do ano, onde o modelo subestima a pressão, principalmente durante o inverno (JJA).

O escoamento próximo à superfície (850 hPa) mostrou a circulação associada com as altas subtropicais bem representadas sazonalmente pelo modelo, em concordância com os campos de pressão. Nos altos níveis (200 hPa) o modelo consegue representar razoavelmente bem as principais características da circulação, no inverno o padrão do escoamento zonal e a corrente de jato subtropical bastante intensa. No verão, a Alta da Bolívia, o Jato de Baixos Níveis, o Jato Subtropical menos intenso do que no inverno e o cavado do Nordeste.

A verificação quantitativa das simulações, através das correlações de anomalias da precipitação e temperatura demonstra valores positivos e estatisticamente significativos (>0.6) em todas as estações do ano. Regionalmente, observa-se sobre todo o extremo norte da América do Sul (entre a Venezuela e o norte do Nordeste do Brasil) e grande parte da região sul do Brasil, Uruguai, nordeste da Argentina e Paraguai, que o modelo consegue simular corretamente o sinal das anomalias. Entretanto, durante o verão (DJF) e a primavera (SON) são encontrados valores negativos e não significativos nas regiões que se estendem desde o sul da região Amazônica até a Região Sudeste, ressaltando que o modelo não consegue representar a distribuição espacial da precipitação sobre o continente, particularmente aquela associado à ZCAS.

Com relação à temperatura, é importante ressaltar que nas latitudes mais altas, situadas em torno do norte da Argentina, Uruguai, Paraguai, e região Sul do Brasil, o modelo

consegue simular corretamente as anomalias de temperatura, principalmente no outono e inverno, onde se percebe uma maior variabilidade espacial e temporal.

A análise das séries temporais do ciclo anual climatológico da precipitação e temperatura sobre o norte e sul da Amazônia, norte e sul do Nordeste, sul do Brasil-Uruguai e noroeste do Peru-Ecuador permite demonstrar pouca e/ou quase nenhuma dispersão entre os membros da simulação. Logo, conclui-se que a variabilidade gerada por processos no interior do domínio deve ser pequena, o que permite reduzir o número de membros em estudos climáticos utilizando modelos regionais e assim reduzindo o custo computacional.

Outra característica marcante do modelo, considerando as particularidades locais de cada região, é a simulação do ciclo anual da precipitação bem definido, isto é, pouca precipitação durante os meses secos e totais elevados durante os meses chuvosos, exceto para o sul do Brasil-Uruguai, noroeste do Peru-Ecuador e sul do Nordeste que não apresentam um ciclo anual climatológico bem definido. Conclusão similar, é notado na análise das séries temporais da variabilidade interanual da precipitação simulada e observada durante o período chuvoso das regiões analisadas destacando inclusive a sensibilidade do modelo em capturar o sinal das anomalias dos eventos ENOS, a exemplo, do evento El Niño (1983) e La Niña (1985).

De maneira geral, a análise do ciclo anual e os escores estatísticos da precipitação ressalta resultados significativos em praticamente todas as áreas, isto é, elevados *c.c.*, superiores a 0,7, e desvio padrão e RMSE relativamente baixos. O modelo apresenta um viés negativo com desvios de até -1,2 mm sobre a Amazônia e -0,7 mm sobre o noroeste do Peru-Ecuador. Para a temperatura, observa-se que o modelo tem o erro sistemático de subestimar as temperaturas em todas as regiões, com viés negativo da ordem de até 1,8°C, no sul da Amazônia. Contudo, observa-se que o modelo consegue capturar os máximos e mínimos, associados às estações de inverno e verão, principalmente na região Nordeste e sul do Brasil-Uruguai, onde a variabilidade temporal é mais evidente. Nestas regiões o coeficiente de correlação é bastante alto (aproximadamente 0,8) e os erros (desvio padrão e RMSE) são relativamente pequenos.

Concomitante com as conclusões anteriores, os resultados dos índices ROC e Brier Score demonstram claramente a habilidade do modelo em simular a variabilidade sazonal e interanual da precipitação, em particular para as regiões do extremo norte da América do Sul.

Apesar dos resultados terem mostrado que o modelo tem boa destreza na simulação do clima presente, há a necessidade de ajustes nas configurações e/ou parametrizações utilizadas pelo modelo, para que se possa corrigir os diferentes erros sistemáticos.

A experiência adquirida no trabalho aliada aos resultados aqui apresentados permite fazer as seguintes sugestões:

- Estudar com mais profundidade o impacto dos diferentes esquemas utilizado no modelo a fim de corrigir os vieses encontrados e tornar o modelo uma excelente ferramenta para estudos de vulnerabilidade climática sobre a América do Sul;
- Realizar experimentos de sensibilidade do modelo a variação do melhor domínio para estudar o clima da AS. Por exemplo, simular casos de ZCAS para ver se o modelo não consegue, de fato, representa-los e estudar o erro nos Andes, pois muitos MCR cometem esse erro.
- Aprofundar estudos de variabilidade climática associados à diversas escalas de tempo, tanto diagnósticos quanto de modelagem, de outras variáveis e de grande impacto na agricultura, geração de energia, etc.;
- Definir alterações climáticas sobre a AS através da geração de cenários climáticos futuros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alves, L. M.; Melo, A. B. C.; Chou, S. C.; Nobre P. Estudo comparativo entre a precipitação sazonal simulada pelo modelo eta e observada sobre o Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2000. CD-ROM.

Alves, L. M.; Chou, S. C.; Marengo, J. A. Avaliação das previsões de chuvas sazonais do modelo Eta climático sobre o Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004. **Anais...** Fortaleza: SBMET, 2004. CD-ROM.

Berbery, E. H.; Collini, E. A. Springtime precipitation and water vapor flux convergence over southeastern South America. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 5, p. 1328-1346, 2000.

Bhaskaran, B.; Jones, R. G.; Murphy, J. M.; Noguier, M. Simulations of the Indian summer monsoon using a nested regional climate model: domain size experiments. **Climate Dynamics**, v. 12, n. 9, p. 573-587, 1996.

Bougeault, P. Physical parametrizations for limited Area Models: Some current problems and issues. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 63, n. 1-2, p. 71-88, 1997.

Boyle, J. S. Sensitivity of dynamical quantities to horizontal resolution for a climate simulation using the ECMWF (cycle 33) model. **Journal of Climate**, v. 6, n. 5, p. 796-815, 1993

Brankovic, C.; Palmer, T. N. Atmospheric seasonal predictability and estimates of ensemble size. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 5, p. 859-874, 1997.

Brankovic, C.; Palmer, T. N.; Ferranti, L. Predictability of seasonal atmospheric variations. **Journal of Climate**, v. 7, n. 2, p. 217-237, 1994.

Buizza R.; Hollingsworth A.; Lalaurette F.; Ghelli A. Probabilistic predictions of precipitation using the ECMWF ensemble prediction system. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 2, p. 169-189, 1999.

Camargo, J. S.; Zebiak, S. E.; DeWitt, D. G.; Goddard, L. **Seasonal comparison of the response of CCM3.6, ECHAM4.5 and COLA2.0 atmospheric models to observed SSTs**. New York: IRI, 2001. p. (01-01)

Cavalcanti, I; Marengo, J.; Satyamurty, P.; Nobre, C.A.; Trosnikov, I.; Bonatti, J. P.; Manzi, A. O.; Tarasova, T.; Pezzi, L.P.; D'Almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C.C.; Sanches, M.B.; Camargo, H. Global climatological features in a simulation using the CPTEC/COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965-2988, 2002.

- Cavalcanti, I; Nobre, P.; Abreu, M. L.; Quadro, M.; Pezzi, L.P. Vertical and Horizontal Resolution Comparisons of CPTEC/COLA GCM. In: Annual Climate Diagnostics Workshop, 20., 1995. Seattle, Washington. **Proceeding...** Seattle: U.S. Department of Commerce, 1995. p. 73-76.
- Chou, S. C.; Bustamante, J. F.; Gomes, J. L. Evaluation of Eta model seasonal precipitation forecasts over South America. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 12, n. 4, p. 537-555, 2005.
- Chou, S. C.; Tanajura, C. A. S.; Xue, Y.; Nobre, C. A. Validation of the coupled Eta/SSiB model over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 34-37, 2002.
- Cox, P. M.; Bett, R. A.; Bunton, C. B.; Essery, R. L. H.; Rowntree, P. R.; Smith, J. The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. **Climate Dynamics**, v. 15, n. 3, p. 183-203, 1999.
- Cullen, M. J. P. The unified forecast/climate model. **Meteorological Magazine**, v. 122, n. 1449, p. 81-94, 1993.
- Cusack, S.; Edwards, J. M.; Crowther, J. M. Investigating k-distribution methods for parametrizing gaseous absorption in the Hadley Centre climate model. **Journal Geophysical Research**, v. 104, n. D2, p. 2051-2057, 1999.
- Davies, H.C.; Turner, R.E. Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 436, p. 225-245, 1977.
- Dickinson, R. E.; Errico, R. M.; Giorgi, F.; Bates, G. T. A regional climate model for the western United States. **Climatic Change**, v. 15, n. 3, p. 383-422, 1989.
- Druyan, L. M.; Fulakeza, M.; Lonergan, P. Dynamic downscaling of Seasonal Climate Predictions over Brazil. **Journal of Climate**, v. 15, n. 23, p. 3411-3426, 2002.
- Edwards J M.; Slingo A. Studies with a flexible new radiation code. I: choosing a configuration for a large-scale model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, n. 531, p. 689-719, 1996.
- Fernandes, A. S. **Influência da temperatura da superfície do mar na precipitação, em simulações de longo período sobre o Nordeste Brasileiro**. 2003. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo - IAG/USP, São Paulo, 2003.
- Fernandez, J. P. R.; Franchito, S. H; Rao, V. B Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: Mean climatology. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 86, n. 1-4, p. 247-260, 2006.
- Fernandez, Julio Pablo Reyes; **Ondas Quase-estacionárias no Hemisfério Sul: observações e simulações climáticas sobre a América do Sul**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Jose dos Campos, 2004.

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. 1997-08. 181 p. (INPE-7121-TDI/672). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos. 1997. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/1999/06.15.09.40>>. Acesso em: 07 set. 2007

Giorgi F.; Marinucci M. R.; Bates G. T.; Canio, G. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective process and assimilation of lateral boundary conditions. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 10, p. 2814-2832, 1993.

Giorgi, F. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. **Journal of Climate**, v. 3, n. 9, p. 941-963, 1990.

Giorgi, F.; Hewitson, B.; Christensen, J.; Fu, C.; Jones, R.; Hulme, M.; Mearns, L.; Von Storch, H.; Whetton, P. Regional climate information - evaluation and projections. In: Houghton et al. (Ed.). **The Scientific Basis, Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. New York: Cambridge Univ. Press, 2001. pp. 583-638.

Giorgi, F.; Marinucci, M. R. Validation of a regional atmospheric model over Europe: Sensitivity of wintertime and summertime simulations to selected physics parameterizations and lower boundary conditions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 117, n. 502, p. 1171-1206, 1991.

Giorgi, F.; Mearns, L. O. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D6, p. 6335-6352, 1999.

Giorgi, F.; Shields C. Tests of precipitation parameterizations available in latest version of NCAR regional climate model (RegCM) over continental United States. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D6, p. 6353-6375, 1999.

Goddard, L.; Mason, S.J.; Zebiak, S.E.; Ropelewski, C.F.; Basher, R.; Cane, M.A. **Current approaches to seasonal to interannual climate predictions**. New York: IRI, 2000. p. (00-01)

Gregory D. A consistent treatment of the evaporation of rain and snow for use in large-scale models. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 9, p. 2716-2732, 1995.

Gregory, D.; Morris, D. The sensitivity of climate simulations to the specification of mixed phase clouds. **Climate Dynamics**, v. 12, n. 9, p. 641-651, 1996.

Gregory, D., and P. R. Rowntree. A mass-flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability dependent closure. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 7, p. 1483-1506, 1990.

Gregory, D.; Allen S. The effect of convective scale downdrafts upon NWP and climate simulations. In: Conference on numerical weather prediction, 9., 1991, Denver. **Anais...** Denver: American Meteorological Society, 1991. p. 122-123.

Grimm, A. M.; Vera, C. S.; Mechoso, C. R. The South American Monsoon System. In: International Workshop on Monsoons, 2004. Hangzhou, China. **Proceeding...** Hangzhou: World Meteorological Organization, 2004, p. 111-129.

- Horel, J. D.; Pechmann, J. B.; Hahmann, A. N.; Gleisler, J. E. Simulations of the Amazon basin circulation with a regional model. **Journal of Climate**, v. 7, n. 1, p. 56-71, 1994.
- Hudson, D. A.; R. G. Jones. **Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa**. Bracknell: Met Office, 2002. p. (Note 39).
- Huntingford, C.; Jones, R. G.; Prudhomme, C. R.; Lamb and J. H. C. Gash. Regional climate model predictions of extreme rainfall for a changing climate. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 129, n. 590, p. 1607-1621, 2003.
- Jones, R. G.; Murphy, J. M.; Noguier, M. Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 121, n. 526, p. 1413-1449, 1995.
- Jones, R.; Murphy, J.; Hassell, D.; Taylor, R. **Ensemble mean changes in a simulation of the European climate of 2071-2100 using the new Hadley Centre regional modelling system HadAM3H/HadRM3H**. Bracknell: Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Met Office, 2001. (DEFRA Report 2/2/01).
- Jones, R.G.; Murphy, J.M.; Noguier, M.; Keen, A.B. Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. II: Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 538, p. 265-292, 1997.
- Jones, R.G.; Noguier, M.; Hassell, D.C.; Hudson, D.; Wilson, S.S.; Jenkins, G.J.; Mitchell, J.F.B. **Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS**. Exeter, UK: Met Office Hadley Centre, 2004.
- Kalnay, E.; M. Kanamitsu; R. Kistler; W. Collins; D. Deaven; L. Gandin; M. Iredell; S. Saha; G. White; J. Woollen; Y. Zhu; M. Chelliah; W. Ebisuzaki; W. Higgins; J. Janowiak; K. C. Mo; C. Ropelewski; J. Wang; A. Leetmaa; R. Reynolds; R. Jenne; D. Joseph. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.
- Kato, H.; Hirakuchi, H.; Nischizawa, K.; Giorgi, F. Performance of NCAR RegCM in the simulation of june and january climates over eastern Asia and the high-resolution effect of the model. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D6, p. 6455-6476, 1999.
- Kistler, R.; Kalnay, E.; Collins, W.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Kanamitsu, M.; Kousky, V.; van den Dool, H.; Jenne, R.; Fiorino, M. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means cd-rom and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 247-267, 2001.
- Lima, M. C. **Manutenção da circulação atmosférica sobre a América do Sul**. 1996-04. 222 p. (INPE-6646-TDI/623). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos. 1996. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.29.05.53.57>>. Acesso em: 07 set. 2007.

Liu, Y.; Giorgi, F.; Washington, W. M. Simulation of summer monsoon climate over east Asia with an NCAR Regional Climate Model. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 10, p. 2331-2348, 1994.

Marbaix, P. **A regional atmospheric model over Europe: adaptation for climate studies and validation**, 2000. 174 p. Ph.D. diss. - Universite Catholique de Lovain, Institut d'Astronomie et de Geophysique, 2000.

Marengo, J.; Cavalcanti, I.F.A.; Satyamurty, P.; Satyamurty, P.; Nobre, C.A.; Bonatti, J. P.; Camargo, H.; Sampaio, G.; Sanches, M.B.; Manzi, A. O.; Castro, C. A. C.; Pezzi, L.P.; D'Almeida, C.; Candido, L. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, v. 21, n. 5-6, p. 459-475, 2003.

Mason S.; Graham N. Conditional probabilities, relative operating characteristics and relative operating levels. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 5, p. 713-725, 1999.

Rayner, N. A.; Parker, D. E.; Horton, E. B.; Folland, C. K.; Alexander, L. V.; Rowell, D. P. Global analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D14, 2003.

Robock, A.; Schollosser, C. A.; Vinnikov, K. Y.; Speranskaya, N. A.; Entin, J. K.; Qui, S. Evaluation of the AMIP soil moisture simulations. **Global and Planetary Change**, v. 19, n. 1, p. 181-202, 1998

Mcgregor, J.L.; Walsh, K.J.; Katzfey, J.J. Nested modelling for regional climate studies. **Modelling change in environmental systems**. Chichester: Wiley. p. 367-386, 1993.

Menéndez, C. G.; Saulo, A. C.; Li, Z. X. Simulation of South American wintertime climate with a nesting system. **Climate Dynamics**. v. 17, n 2-3, p. 219-231, 2001.

Misra, V.; Dirmeyer, P.A.; Kirtman, B.P. A comparative study of two land surfaceschemes in regional climate integrations over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. doi:10.1029/2001JD001284, 2002a.

Misra, V.; Dirmeyer, P.A.; Kirtman, B.P.; Juang, H.-M.H.; Kanamitsu, M. Regional simulation of interannual variability over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. doi:10.1029/2001JD900216, 2002b.

Misra, V.; Dirmeyer, P. A.; Kirtman, B. P. Dynamic Downscaling of Seasonal Simulation over South American. **Journal of Climate**, v. 16, n. 1, p. 103-117, 2003.

New, M.; Hulme, M.; Jones, P. D. Representing twentieth century spacetime climate variability. Part 1: development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. **Journal Climate**, v. 12, n. 3, p. 829-856, 1999.

Nicolini, M.; Salio, P.; Katzfey, J. J.; McGregor, J. L.; Saulo, A. C. January and July regional climate simulation over South American. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. D22, 2002.

- Nobre P.; Malagutti, M. Uma avaliação do modelo de circulação geral do CPTEC para estudos de modelagem acoplada oceano-atmosfera. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 13., 2004. **Anais...** Fortaleza: SBMET, 2004. CD-ROM.
- Nobre, P.; Moura, A. D.; Sun, L. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP regional spectral model at IRI. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 12, p. 2787-2796, 2001.
- Oyama, D. M. Erros sistemáticos no clima da região tropical da América do Sul simulado pelo modelo regional MM5 em baixa resolução horizontal. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 1, p. 118-133, 2006.
- Panofsky, H. A.; Brieer, G. **Some applications of stations to meteorology**. The Pennsylvania State University: 1968. 224 p.
- Pope, V.D.; Gallani, M.L.; Rowntree, P.R.; Stratton, R.A. The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3. **Climate Dynamics**, v. 16, n. 2-3, p. 123-146, 2000.
- Quian, J. H.; Seth, A.; Zebiak, S. Reinitialized versus continuous simulations for regional climate downscaling. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 11, p. 2857-2874, 2003.
- Rao, V. B.; Hada K. Characteristics of Rainfall over Brazil: Annual variations and Connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, n. 42, n. 2, p. 81-91, 1990.
- Rauscher, S. A.; Seth, A.; Quian, J.-H.; Camargo, S. J. Domain choice in an experimental nested modeling prediction system for South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 86, n. 1-4, p. 229-246, 2006.
- Rojas, M; Multiply Nested Regional Climate Simulation for Southern South America: Sensitivity to Modelo Resolution. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 8, p. 2208-2223, 2006.
- Satyamurty, P.; Nobre, C. A.; Dias, P. L. S. South America. In: Karoly, D. J.; Vincent, D. G. **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston: American Meteorology Society, 1998. Cap. 3, p. 243-282.
- Saulo, C. A.; Nicolini, M.; Chou, S. C. Model characterization of the South America low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. **Climate Dynimacs**, v. 16, n. 10-11, p. 867-881, 2000.
- Senior, C.; Mitchell, J. F. B. CO2 and climate: The impact of cloud parametrization. **Journal of Climate**, v. 6, n. 3, p. 393-418, 1993.
- Seth, A.; Rojas, M. Simulation and sensibility in a nested modeling system for South America. Part I: reanalysis boundary forcing. **Journal of Climate**, v. 16, n. 15, p. 2437-2453, 2003.
- Seth, A.; Rauscher, S. A.; Camargo, S. J. RegCM3 regional climatologies for South America using reanalysis and ECHAM global model driving fiels. **Climate Dynamics**, v. 28, n. 5, p. 461-480, 2007.

- Simmons, A. J.; D. M. Burridge. An energy and angular-momentum conserving vertical finite difference scheme and hybrid vertical coordinates. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 4, p. 758-766, 1981.
- Small, E. E.; Giorgi, F.; Sloan, L. C. Regional climate model simulation of precipitation in central Asia: Mean and interannual variability. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D6, p. 6563-6582, 1999.
- Smith, R. N. B. A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. **The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 116, n. 492, p. 435-460, 1990b.
- Souza, S. S. **Impactos climáticos regionais da mudança de vegetação no semi-árido do nordeste brasileiro**. 2006-03-27. 209 p. (INPE-14432-TDI/1131). Tese de Doutorado - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2006/06.12.13.47>>. Acesso em: 07 set. 2007.
- Sperber, K. R.; Palmer, T.N. Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the Atmospheric Model Intercomparison Project. **Journal of Climate**, v. 9, n. 11, p. 2727-2750. 1996.
- Sperber, K. R.; and Participants AMIP Modelling Groups. Are revised models better models? A skill assessment of regional interannual variability. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 9, p. 1267-1270, 1999a.
- Spiegel, M. R. **Estatística**. São Paulo: Makron Books/McGraw-Hill do Brasil, 1993.
- Shukla, J. Predictability in the Midst of Chaos: A Scientific Basis for Climate Forecasting. **Science**, v. 282, n. 5389, p. 728, 1998.
- Sun, L.; Moncunill, D. F.; Li, H.; Moura, A. D.; Filho, F. de A. de S. Climate Downscaling over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97. **Journal of Climate**, v. 18, n. 4, p. 551-567, 2005.
- Sun, L.; Semazzi, F. H. M.; Giorgi, F.; Ogallo, L. Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa: 1- Simulation of the short rains of 1988. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D6, p. 6529-6548, 1999.
- Tanajura, C. A. S. **Modeling and analysis of the South American summer climate**. 1996. Tese (Doutorado em Meteorologia) - University of Maryland, College Park Maryland, 1996.
- Teixeira, F. V. B.; Tanajura, C. A. S.; Toledo, E. M. An investigation of the SACZ with extended simulations of the atmospheric model RAMS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 83-91, 2002.
- Trenberth, K. E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, 1997.
- Vannitsem, S.; Chomé, F. One-Way Nested Regional Climate Simulations and Domain Size. **Journal of Climate**, v. 18, n. 1, p. 229-233, 2005.

Vernekar, A. D.; Kirtman, B. P.; Fennessy, M. J. Low level jets and their effects on the South America summer climate as simulated by the NCEP Eta model. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 297-311, 2003.

Wilby, R. L.; Wigley, T. M. L. Downscaling general circulation model output: A review of methods and limitations. **Progress in Physical Geography**, v. 21, n. 4, p. 530-548, 1997.

Wilks, D.S.; *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. San Diego: Academic Press, 1995. 259 p.

Wilson, M. F.; Henderson-Sellers, A. A Global Archive of Land Cover and Soils Data for Use in General Circulation Climate Models. **International Journal of Climatology**, v. 5, n. 2, p.199-143, 1985.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

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

Manuais Técnicos (MAN)

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

Notas Técnico-Científicas (NTC)

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

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

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

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

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

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

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

Programas de Computador (PDC)

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

Pré-publicações (PRE)

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