INPE-15674-TDI/1448

CARACTERIZAÇÃO DOS FLUXOS DE UMIDADE SOBRE A AMÉRICA DO SUL ASSOCIADOS AO JATO DE BAIXOS NÍVEIS AO LESTE DOS ANDES UTILIZANDO O MODELO HadRM3P EM UM CENÁRIO DE AQUECIMENTO GLOBAL

Wagner Rodrigues Soares

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. José Antonio Marengo Orsini, aprovada em 18 de dezembro de 2008.

Registro do documento original:
<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/12.03.18.08>

INPE
São José dos Campos
2009

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3945-6911/6923
Fax: (012) 3945-6919
E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:
Presidente:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)
Membros:
Drª Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação
Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)
Drª Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

INPE-15674-TDI/1448

CARACTERIZAÇÃO DOS FLUXOS DE UMIDADE SOBRE A AMÉRICA DO SUL ASSOCIADOS AO JATO DE BAIXOS NÍVEIS AO LESTE DOS ANDES UTILIZANDO O MODELO HadRM3P EM UM CENÁRIO DE AQUECIMENTO GLOBAL

Wagner Rodrigues Soares

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. José Antonio Marengo Orsini, aprovada em 18 de dezembro de 2008.

Registro do documento original:
<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/12.03.18.08>

INPE
São José dos Campos
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

S11c Soares, Wagner Rodrigues.
Caracterização dos fluxos de umidade sobre a América do Sul associados ao jato de baixos níveis ao leste dos Andes utilizando o modelo HadRM3P em um cenário de aquecimento global / Wagner Rodrigues Soares. – São José dos Campos: INPE, 2009.
187p. ; (INPE-15674-TDI/1448)

Tese (Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

1. Jatos de baixos níveis. 2. Mudanças climáticas. 3. Transporte de Umidade. 4. Modelo HadRM3P. 5. IPCC. 6. Aquecimento global. 7. Andes. I.Título.

CDU 551.509.313.43 (8)

Copyright © 2009 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecánico, fotográfico, microfílmico, reprográfico ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, eletronic, mechanical, photocopying, microfilming, recording or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Meteorologia

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. José Antonio Marengo Orsini

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Tércio Ambrizzi

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

Dra. Andrea Celeste Saulo

Convidado(a) / UBA / Buenos Aires - AR

Dra. Rosa de Fátima Cruz Marques

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

Aluno (a): Wagner Rodrigues Soares

São José dos Campos, 18 de dezembro de 2008

Dedico a meus pais,

Antônio Flavio de Almenda Soares (IN Memorian)

e

Ligia Rodrigues Soares.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus
Agradeço a todas as pessoas que me ajudaram a vencer mais esta etapa da vida.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo auxilio financeiro da bolsa de Doutorado.

Ao GOF – UK projeto DCC pelo auxílio financeiro durante o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Hadley Centre por disponibilizar o PRECIS e os dados para execução das simulações utilizadas nesta Tese.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE pela oportunidade de estudos e utilização de suas instalações.

Aos professores da Pós-graduação em Meteorologia do INPE pelo conhecimento compartilhado. Em especial às professoras Marley e Regina Alvalá e também aos funcionários e secretárias da PGMET e CPTEC.

Aos amigos e colegas do CPTEC e CES, Helio, Diana, David, Roger, Christopher, Lincoln, Celso, Ana Claudia, Renata, Gláucia e Pesquero pela amizade e companheirismo demonstrados.

Aos pesquisadores, Dirceu Herdies, Tercio Ambrizzi, Celeste Saulo, Matilde Nicolini, Chou, Iracema Cavalcanti, Carolina Vera, Marcelo Seluchi, B. Liebmann, Anita Drummond e Paola Salio pelas valiosas dicas desde a proposta até elaboração da Tese.

Aos colegas da turma de Doutorado, Luciene, Gilvan, Adma, Marco Aurelio, Paula, Adriana, Rosante, Andre e Marcos.

Ao orientador Prof. Dr. José Antonio Marengo pelo conhecimento passado, pela orientação e apoio na realização deste trabalho.

A meus familiares por sempre acreditarem na importância do estudo.

RESUMO

O modelo regional HadRM3P do Hadley Centre foi utilizado para avaliar os fluxos de umidade e o Jato de Baixos Níveis na América do Sul em dois períodos: o primeiro pode ser entendido como o clima atual e abrange o período de 1980 até 1989. O segundo, abrange o período de 2080 até 2089 e projeta um possível clima de aquecimento global a partir do cenário de altas emissões de gases de efeito estufa SRES A2 do IPCC. Os resultados são analisados em termos de transporte de umidade integrado verticalmente na baixa atmosfera, fluxos de umidade em fronteiras laterais de duas áreas representativas das bacias Amazônica e Paraná-Prata. Para analisar o transporte de umidade mais intenso no lado leste dos Andes, foram construídos compostos de Jatos de Baixos Níveis da América do Sul a partir da aplicação de um critério em função da velocidade do vento e do cisalhamento vertical. Integrações ao longo das fronteiras laterais mostraram que pode existir maior quantidade de umidade disponível para alimentar sistemas convectivos de mesoescala que ocorrem na bacia Paraná-Prata no cenário de altas emissões do IPCC quando se compara com o clima atual. Isso acontece em virtude do maior fluxo para o sul associado ao jato que transporta umidade da bacia Amazônica. Também observou-se que a presença do jato afeta a convergência de umidade nas bacias Amazônica e Paraná-Prata tanto no clima atual quanto no clima mais quente. Maior transporte de umidade na baixa atmosfera em direção à região da bacia Paraná-Prata associado à presença de jatos mais freqüentes e intensos, foi observado num possível clima de forte aquecimento global em relação ao clima atual.

CHARACTERIZATION OF MOISTURE TRANSPORT IN SOUTH AMERICA ASSOCIATED WITH LOW LEVEL JET EAST OF THE ANDES USING HADRM3P MODEL UNDER GLOBAL WARMING

ABSTRACT

The HadRM3P regional model from the IK Hadley Centre has been used to assess the moisture flux and the Low-Level Jet east of the Andes in South America in two periods: the first one can be understood as the current climate and covers the period from 1980 to 1989, and the second one covers the period from 2080 to 2089 under a future global warming scenario under high greenhouse gases emissions as projected by the IPCC SRES A2 scenario. The results are analyzed in relation to the vertically integrated moisture transport in the low-level moisture flux between two important areas of South America: the Amazon and Paraná-Prata river basins. To analyze the transport of more intense moisture east of the Andes, composites of the South American Low-Level Jet were built based on wind speed and vertical wind shear. Integrations along the lateral boundaries of the two basins show that there could be a large higher amount of moisture available to feed the mesoscale convective systems which occur in the Paraná-Prata basin in the IPCC scenario, as compared to the present. This is because of the increased flow to the south associated with the Low-Level Jet bringing moisture from the Amazon basin. It was also observed that the presence of the Low-Level Jet affects moisture convergence in the Amazon basin in the current climate as well as in the warmer climate. In the future high-emission scenario A2, a more intense LLJ in a global warming climate suggests increased moisture transport from north to south east of the Andes as compared to the present.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS.....

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS.....

LISTA DE SÍMBOLOS.....

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO..... 25

CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... **31**

2.1 – O Jato de Baixos Níveis: definição, classificação e principais mecanismos de formação..... 31

2.2 – Variabilidade do JBN da AS..... 36

2.2.1 – Ciclo diurno..... 37

2.2.2 – Variabilidade intrasazonal..... 37

2.2.3 – Variabilidade Interanual..... 40

2.2.4 - Ciclo anual..... 40

2.3 – Presença do JBN no lado leste dos Andes e transporte de umidade associado..... 41

2.4 – Analises climáticas apresentadas pelo IPCC..... 52

2.5 – Cenários SRES do IPCC..... 55

2.6 – Mudanças climáticas e incertezas..... 58

2.7 – Modelagem climática..... 60

2.8 – Projeções de clima para a América do Sul..... 61

CAPÍTULO 3 – MATERIAL E METODOLOGIA..... **67**

3.1 – Modelos utilizados..... 67

3.2 – Dados utilizados..... 69

3.3 – Detecção de eventos de JBN da AS e áreas de estudo..... 70

3.4 – Definição de áreas de estudo..... 72

3.5 – Cálculo de fluxos e divergência horizontal de umidade..... 74

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES..... **77**

4.1 – Características da temperatura e precipitação para o clima atual e SRES A2 obtidos nas simulações do HadRM3P..... 77

4.2 – Avaliação do modelo regional a partir de características de umidade e escoamento nos baixos níveis da atmosfera no clima atual..... 90
4.2.1 – Umidade específica nos baixos níveis da atmosfera..... 90
4.2.2 – Componentes do vento na baixa atmosfera..... 93
4.2.3 – Pressão em superfície..... 97
4.3 – Variabilidade e características do JBN da AS no clima atual e futuro utilizando modelagem regional..... 99
4.4 – Análise vertical do vento e umidade específica..... 105
4.5 – Análise vertical do transporte meridional de umidade..... 111
4.6 – Componentes do fluxo de umidade integrado verticalmente no clima atual e futuro..... 117
4.6.1 – Fluxo zonal de umidade integrado verticalmente na baixa atmosfera..... 117
4.6.2 – Fluxo meridional de umidade integrado verticalmente na baixa atmosfera..... 123
4.6.3 – Análise sazonal e do fluxo total de umidade integrado verticalmente..... 129
4.7 – Fluxos de umidade nas bordas laterais das áreas de estudo..... 135
4.8 – Padrões espaciais do fluxo de umidade sobre a América do Sul..... 147
4.9 – Impactos do cenário de aquecimento e da presença do JBN da AS na convergência de umidade e precipitação nas bacias Amazônica e Paraná-Prata..... 145
CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES..... 151
5.1 – Trabalhos futuros..... 156
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 157
ANEXO A – ARTIGO ACEITO NO PERIÓDICO IJC..... 167

LISTA DE FIGURAS

1.1 – Modelo característico do JBN situado no lado leste dos Andes na AS (a) e JBN das Montanhas Rochosas nos EUA (b). 27

1.2 – Magnitude do vento em $m.s^{-1}$ observada em Santa Cruz de la Sierra (17.7S, 63W) as 1800Z do dia 20 de Janeiro de 2003 durante o experimento SALLJEX.....28

2.1 – Anomalia anual média da temperatura em superfície (℃), 1850 até 2005, relativa ao período de 1961 até 1990.....53

2.2 – Concentração atmosférica de alguns gases forçantes dos cenários SRES A2 e B2 do IPCC. a) CO_2 em ppm e N_2O em ppb, b) CH_4 em ppb.....57

2.3 – Concentração atmosférica de alguns gases forçantes dos cenários SRES A2 e B2 do IPCC. a) CO_2 em ppm e N_2O em ppb, b) CH_4 em ppb.....58

3.1 – Fluxograma utilizado para detecção de casos de JBN da AS a partir do critério 1 de Bonner..... 71

3.2 – Domínio do modelo regional e áreas de estudo..... 73

4.1 – Campos de temperaturas derivados do CRU e modelo HadRM3P. 79

4.2 – Campos de precipitação derivados do CRU e modelo HadRM3P. 85

4.3 – Campos de umidade específica média entre a superfície e 700hPa.. As figuras a (DJF), d (MAM), g (JJA) e j (SON) foram obtidas das reanálises do NCEP para o período de 1980 até 1989. As figuras b (DJF), e (MAM), h (JJA) e k (SON) foram obtidas do modelo regional HadRM3P. As figuras c, f, i e l são os campos de diferença entre b-a, e-d, g- h, e k-j respectivamente..... 92

4.4 – Campos de vento zonal médio entre a superfície e 700hPa. As figuras a (DJF), d (MAM), g (JJA) e j (SON) foram obtidas das reanálises do NCEP para o período de 1980 até 1989. As figuras b (DJF), e (MAM), h (JJA) e k (SON) foram obtidas do modelo regional HadRM3P. As figuras c, f, i e l são os campos de diferença entre b-a, e-d, g- h, e k-j respectivamente..... 94

4.5 – Campos de vento meridional médio entre a superfície e 700hPa. As figuras a (DJF), d (MAM), g (JJA) e j (SON) foram obtidas das reanálises do NCEP para o período de 1980 até 1989. As figuras b (DJF), e (MAM), h (JJA) e k (SON) foram obtidas do modelo regional HadRM3P. As

figuras c, f, i e l são os campos de diferença entre b-a, e-d, g- h, e k-j respectivamente. 96

4.6 – Campos de pressão em superfície. figuras a (DJF), d (MAM), g (JJA) e j (SON) foram obtidas das reanálises do NCEP para o período de 1980 até 1989. FIGS b (DJF), e (MAM), h (JJA) e k (SON) foram obtidas do modelo regional HadRM3P. As FIGS c, f, i e l são os campos de diferença entre b-a, e-d, g- h, e k-j respectivamente.....98

4.7 – Número de JBN da AS detectados em Santa Cruz de la Sierra (17.7S, 63W) para o clima atual e SRES A2 utilizando o critério de 1 Bonner.....101

4.8 – Magnitude do vento em 850hPa e cisalhamento vertical entre os níveis de 850 e 700 hPa. A fig. (a) se refere a Média dos períodos de 1980-1980 ou 2080-2089 e a fig. (b) para os casos de JBN da AS detectados. A localização é Santa Cruz de la Sierra (17.7S, 63W).....104

4.9 – Sessão vertical da componente meridional do vento ($m.s^{-1}$) e umidade específica ($g.kg^{-1}$) ao longo da latitude de Santa Cruz de la Sierra na Bolívia (17.7S).....107

4.10 – Sessão vertical do transporte meridional de umidade ($g\ s^{-1}\ kg^{-1}$) ao longo da latitude de Santa Cruz de la Sierra na Bolívia (17.7S).....113

4.11 – Fluxo zonal de umidade integrado verticalmente entre a superfície e 700 hPa. a ,b, c e d representa os campos médios durante o período de 1980 até 1989 para os trimestres de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras e, f, g e h para o período de 2080 até 2089. As figuras i, j, k e l representam os compostos de JBN da AS no período de 1980-1989 para os meses de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras m, n, o e p representam os compostos de jatos durante o período de 2080-2089 respectivamente. A unidade é kg $(m.s)^{-1}$.....119

4.12 – Fluxo meridional de umidade integrado verticalmente entre a superfície e 700 hPa.. a ,b, c e d representa os campos médios durante o período de 1980 até 1989 para os trimestres de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras e. f. g e h para o período de 2080 até 2089. As figuras i, j, k e l represer postos de JBN da AS no período de 1980-1989 para os e DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras m, n, o e p representam os compostos de jatos durante o período de 2080-2089 respectivamente.....125

4.13 – Fluxo de umidade integrado verticalmente entre a superfície e 700 hPa. As figuras a ,b, c e d representa os campos médios durante o período de 1980 até 1989 para os trimestres de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras e, f, g e h para o período de 2080 até 2089.

As figuras i, j, k e l representam os compostos de JBN da AS no período de 1980-1989 para os meses de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras m, n, o e p representam os compostos de jatos durante o período de 2080-2089 respectivamente.....131

4.14 – Componentes do fluxo de umidade intregrados ao longo da bordas laterais representatívas das bacias Amazônica e Prata durante DJF..138

4.15 – Componentes do fluxo de umidade intregrados ao longo da bordas laterais representatívas das bacias Amazônica e Prata durante MAM. 139

4.16 – Componentes do fluxo de umidade intregrados ao longo da bordas laterais representatívas das bacias Amazônica e Paraná-Prata durante JJA..... 140

4.17 – Componentes do fluxo de umidade intregrados ao longo da bordas laterais representatívas das bacias Amazônica e Paraná-Prata durante SON.....141

4.18 – Padrões do fluxo de umidade integrado até 700hPa utilizando o modelo HadRM3P. 144

4.19 – Divergencia de umidade nas áreas representatívas das bacias Amazônica e Paraná-Prata.....1148

4.20 – Precipitação nas áreas representatívas das bacias Amazônica (A) e Paraná-Prata (P).....149

5.1 – Resumo dos principais resultados da simulações utilizando o modelo regional HadRM3P do Hadley Centre.....154

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AS	-América do Sul
AN	- América do Norte
AR4	- Forth Assessment Report
ASAS	- Alta Subtropical do Atlântico Sul
CCM	- Complexos Convectivos de Mesoescala
CCS	- Climate Change Simulations
CLIVAR/VAMOS	- Climate Variability & Predictability- Variability of the American Monsoon Systems
COLA	- Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRU	- Climatic Research Unit
DARLAM	- Division of Atmospheric Research Limited Area Model
DEFRA	- Departament for Environment, Food and Rural Affairs
DFID	- Department for International Development
DJF	- Dezembro, Janeiro e Fevereiro
ECMWF	- European Center for Medium Range Weather Forecast
ENOS	- El Niño/Oscilação Sul
EUA	- Estados Unidos da América

GISS	- Goddard Institute for Space Studies
GrADS	- Grid Analysis and Display System
HadAM3P	- Hadley Centre Atmospheric Global Model
HadCM3	- Hadley Centre Coupled Model 3
HadRM3P	- Hadley Centre Regional Model 3
IPCC	- Intergovernmental Panel on Climate Change
JBN	- Jato de Baixos Níveis
JBN da AS	- Jato de Baixos Níveis da América do Sul
JJA	- Junho, Julho e Agosto
MAM	- Março, Abril e Maio
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NCDC	- National Climatic Data Center
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NEB	- Nordeste do Brasil
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration
PRECIS	- Providing Regional Climates for Impacts Studies

RACCI DRY-TO-WET	- Rainfall Studies in the Southwest Amazon Basin during the Dry Season and the Transition to the Wet Season
RegCM3	- Regional Climate Model – v.3
ROL	- Radiação de onda longa
SALLJEX	- South Americal Low-Level Jet Experiment
SCM	- Sistemas Convectivos de Mesoescala
SRES	- Special Report on Emissons Scenarios
TAR	- Third Assessment Report
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
UNDP-GEF	- United Nations Development Programme – Global Environment Facility
ZCAS	- Zona de convergência do Atlântico sul
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

A - Área representativa da bacia Amazônica

g - Força gravitacional

i - Índice que define o fluxo de umidade meridional, zonal ou total já integrado verticalmente.

J - Índice que define a longitude para fixar as fronteiras leste ou oeste (integração na direção y)

k - Índice que define a latitude para fixar as fronteiras norte ou sul (integração na direção x)

LA - Borda fixada no leste da bacia Amazônica

l_{a0} - Valor da latitude na borda norte

l_{a1} - Valor da latitude na borda sul

l_{o0} - Valor da longitude na borda leste

l_{o1} - Valor da longitude na borda oeste

LP - Borda fixada no leste da bacia Paraná-Prata

NA - Borda fixada no norte da bacia Amazônica

NP - Borda fixada no norte da bacia Paraná-Prata

OA - Borda fixada no oeste da bacia Amazônica

OP - Borda fixada no oeste da bacia Paraná-Prata

P - Área representativa da bacia Paraná-Prata

po - Pressão na superfície

pt - Pressão em 700hPa

q - Umidade específica

Q_t - Fluxo de umidade total

Q_u - Fluxo de umidade zonal

Q_v - Fluxo de umidade meridional

SA - Borda fixada no sul da bacia Amazônica

SP - Borda fixada no sul da bacia Paraná-Prata

u - Componente zonal do vento

$u_{(850)}$ - Componente zonal do vento em 850hPa

v - Componente meridional do vento

V - Magnitude do vento

$V_{(700)}$ - Magnitude do vento em 700 hPa

$V_{(850)}$ - Magnitude do vento em 850 hPa

$v_{(850)}$ - Componente meridional do vento em 850hPa

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Em diferentes regiões do globo são observados fortes escoamentos nos baixos níveis da atmosfera que apresentam máxima velocidade do vento em torno de 850 hPa, os quais são denominados de Jato de Baixos Níveis (JBN ou LLJ Low-Level Jet em inglês). Eventos de JBN ocorrem no lado leste de uma topografia elevada e são associados à movimentos de grande escala que cobrem extensas áreas, como as Montanhas Rochosas nos EUA (BONNER E PAEGLE, 1970; MCCORCLE, 1988; PAEGLE, 1998), Himalaia na Ásia (JOSEPH e SIJIKUMAR, 2004), montanhas do Kenia do jato da Somália (KRISHNAMURTI et al, 1976) e os Andes na América do Sul (AS) (Douglas et al., 1998).

Na AS, o JBN é conhecido como Jato de Baixos Níveis da AS (JBN da AS). O JBN da AS, é um componente do sistema de Monção da AS (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006 a) que afeta o tempo e clima da região leste dos Andes, pois representa um mecanismo de circulação de mesoescala que transporta umidade da bacia Amazônica para a bacia Paraná-Prata (PAEGLE, 1998). Assim, eventos de JBN da AS podem influenciar, por meio de um fluxo de umidade mais intenso nos baixos níveis da atmosfera, em condições de secas, enchentes, e condições de tempo severas associadas a grandes nuvens convectivas na região de saída do jato (PAEGLE, 1998; MARENGO et al., 2004).

De acordo com padrões de escoamento e valores do transporte meridional de umidade, mostrados em várias publicações, o papel do JBN da AS pode ser entendido da seguinte maneira: Este jato fornece um mecanismo de mistura na AS, pois transporta efetivamente componentes atmosféricos como fumaça e aerossóis como afirma Paegle (1998). O JBN da AS transporta umidade oriunda do fluxo dos ventos alísios que passa sobre a Amazônia, sofre mudança de direção devido ao bloqueio topográfico e corre paralelamente aos

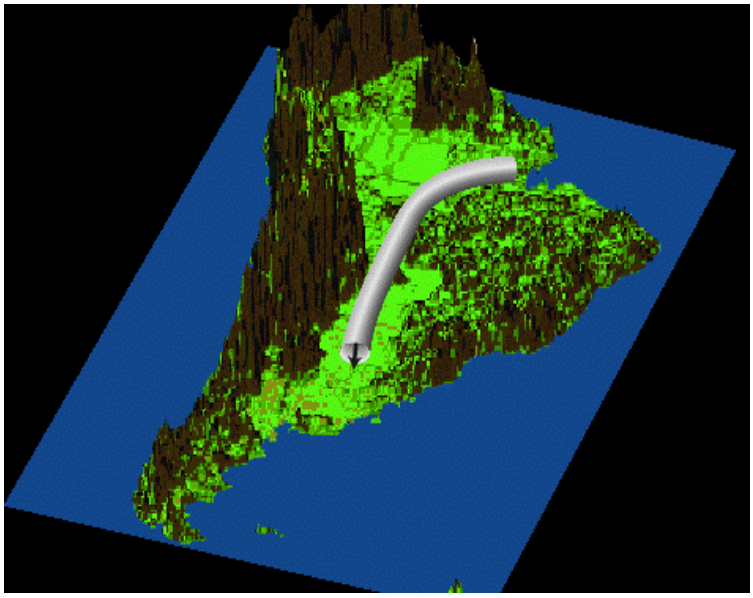
Andes em direção a bacia Paraná-Prata a qual representa uma região de grande importância econômica na AS (MARENGO et al., 2004). Algumas atividades desenvolvidas nesta bacia, que está situada na região de saída do JBN da AS, como a agricultura, a agropecuária e a geração de energia hidroelétrica, são sensíveis à variabilidade do tempo e do clima, podendo sofrer impactos em relação à umidade transportada pelo jato.

Se por um lado, vários estudos baseados em observações de ar superior (DOUGLAS et al., 1998; MARENGO et al., 2004; MISRA et al., 2002; MARENGO e SOARES., 2002; NICOLINI e SAULO, 2006, LIEBMANN et al., 2004; SANTOS 2007) ou modelagem (PAEGLE, 1998; BERRI e INZUNZA,, 1993; NOGUES-PAEGLE e MO, 1997; SAULO et al., 2000; HERDIES et al., 2002; VERNEKAR et al., 2003; CARNEIRO, 2005) documentaram o JBN da AS e o fluxo de umidade sobre a AS no clima atual, por outro, existem poucos estudos em relação a um possível aumento de emissões de gases de efeito estufa e impactos no JBN da AS e ao fluxo de umidade.

Os trabalhos de Bonner e Paegle (1970), Paegle (1998) e Marengo et al. (2002) apontam a similaridade entre as Montanhas Rochosas e a Cordilheira dos Andes na ocorrência do jato. Essas montanhas estendem-se das regiões tropicais até as altas latitudes, bloqueando a circulação em baixos níveis no sentido zonal, e provocando uma canalização do vento, (figura 1.1). Assim, a umidade do Golfo do México na AN e da Amazônia na AS é transportada pelos JBNs para a região central desses continentes (BERBERY e COLLINI, 2000). A figura 1.1a também mostra a topografia sobre a AS. Embora haja uma idéia generalizada que a estrutura do JBN da AS é similar a do jato que ocorre na América do Norte, não há fortes evidências observacionais em virtude da baixa densidade da rede observacional sobre a AS. Na AS existem algumas observações esporádicas como aquelas realizadas pelo PACS-SONET (Pan American Climate Studies Sounding Network), RACCI DRY-TO-WET, SALLJEX (South American Low-Level Jet Experiment) e recentemente em junho de 2008 o experimento Mini-Barca os quais fizeram coletas de dados de

ar superior por meio de radiossondagens atmosféricas na região de ocorrência do JBN da AS e na Amazônia.

a



b

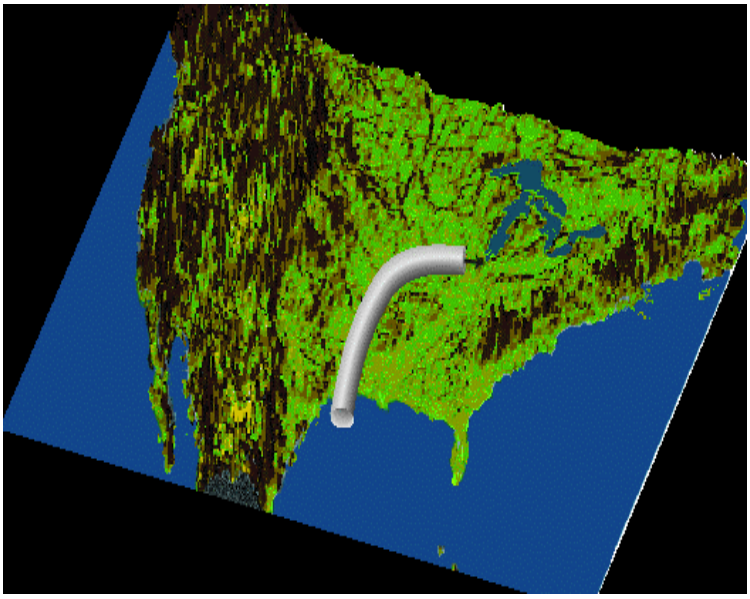


Figura 1.1 – Modelo característico do JBN situado no lado leste dos Andes na AS (a) e JBN das Montanhas Rochosas nos EUA (b).
Fonte: CLIVAR/VAMOS (Climate Variability & Predictability-Variability of the American Monsoon Systems). http://www.clivar.org

A figura 1.2 mostra um perfil vertical característico do JBN da AS observado durante o SALLJEX onde se observa a magnitude do vento em torno de 850 hPa da ordem de 26m.s^{-1} com forte cisalhamento vertical até 700 hPa (> 6m.s^{-1}).

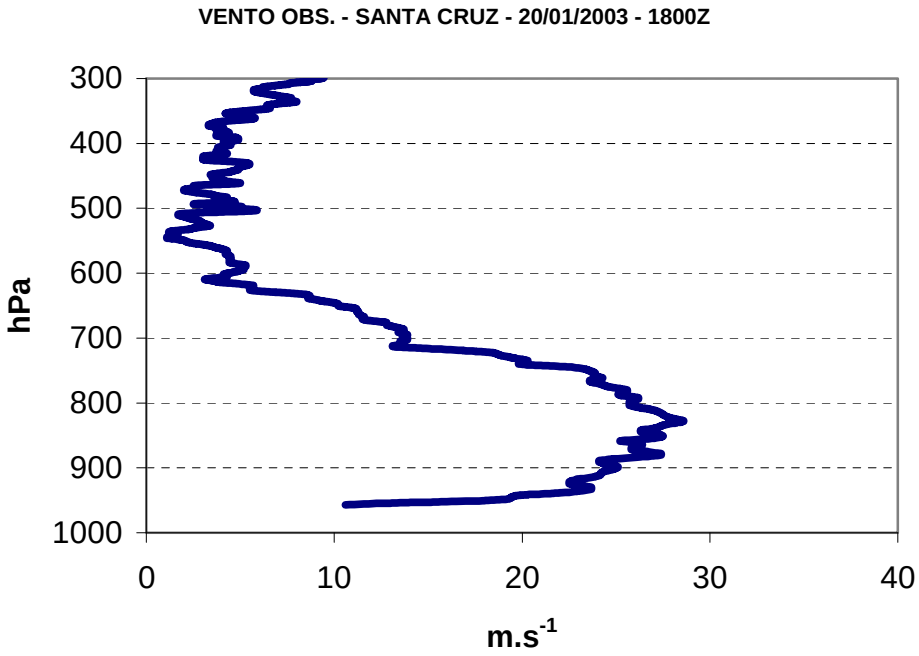


Figura 1.2 – Magnitude do vento em m.s^{-1} observada em Santa Cruz de la Sierra (17.7S, 63W) as 1800Z do dia 20 de Janeiro de 2003 durante o experimento SALLJEX.

Desde 1988, o Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) avaliou com bases científicas, variações climáticas em relação a possíveis cenários de clima futuro. Essas avaliações vêm sinalizando que as emissões excessivas de dióxido de carbono (CO2), metano (CH4) e óxido nitroso (N2O) podem provocar mudanças permanentes e irreversíveis no clima do planeta. O relatório (AR4 – Forth Assessment Report) do IPCC em 2007 mostrou que a concentração de CO_2 na atmosfera passou de 280 ppm no período pré-industrial até 379 ppm[3] em 2005. Este relatório, também mostra que a taxa de aumento da concentração desse gás é de 1,9 ppm por ano entre 1995 e 2005

em relação a 1,4 ppm por ano entre o período de 1960 até 2005. Ainda segundo o AR4, estimativas para o aquecimento global médio do ar da superfície (período de 2090-2099 em relação a 1980-1999) variam de 1,8ºC (baixa emissão) até um máximo de 6,4ºC (alta emissão).

O IPCC em 2007 avaliou projeções de clima utilizando vários modelos climáticos globais e indicou que um possível cenário de altas emissões de gases de efeito estufa poderia causar mudanças no regime de escoamento e umidade. Estes cenários de emissões e concentrações são usados como forçantes de modelos climáticos globais e mais recentemente em modelos regionais com maior resolução espacial e temporal, com a finalidade de se obter projeções futuras do clima regional (MARENGO e AMBRIZZI, 2006).

Apesar de já existirem vários estudos sobre o JBN da AS no clima atual, características desta circulação, e o fluxo de umidade na baixa atmosfera sobre a AS não são conhecidos sob o impacto de uma possível mudança climática no final deste século.

A utilização de modelagem regional, devido à alta resolução espacial facilita um melhor entendimento de fenômenos de mesoescala como o JBN da AS. Assim, dados gerados a partir de modelagem regional possibilitam com maior detalhamento, uma investigação científica de padrões do fluxo de umidade nos baixos níveis da atmosfera a partir de projeções de um possível clima futuro de aquecimento global.

Diante das considerações aqui discutidas, este trabalho tem como objetivos, utilizando o modelo regional HadRM3P do Hadley Centre do Reino Unido, avaliar o fluxo de umidade na baixa atmosfera sobre a AS, em dois períodos: um deles representando um clima atual e o outro, um possível clima mais quente projetado para o final do século XXI, estudar as características do JBN da AS e avaliar o impacto da presença do jato, sob um cenário de aquecimento

global, na convergência de umidade e precipitação sobre áreas representativas das bacias Amazônica e Paraná-Prata.

Para atingir os objetivos propostos, no Capítulo 2, revisa-se o estado-da-arte sobre o JBN da AS, mudanças climáticas e cenários climáticos do IPCC e modelagem climática mostrando as características gerais e estudos que abordam estes temas com ênfase na AS. A metodologia utilizada neste estudo é descrita em detalhes no Capítulo 3, incluindo os métodos para detecção de episódios de JBN da AS e obtenção da integração vertical de fluxos de umidade na baixa atmosfera. Neste capítulo, também são abordadas características do modelo HadRM3P, os dados utilizados além das áreas de estudos representativas das bacias Amazônica e Paraná-Prata. No Capítulo 4 são apresentados e discutidos os resultados obtidos. No Capítulo 5 são apresentadas as conclusões e as recomendações para estudos futuros. Já no Anexo A é mostrado o artigo, derivado desta Tese, intitulado *ASSESSMENTS OF MOISTURE FLUXES EAST OF THE ANDES IN SOUTH AMERICA IN A GLOBAL WARMING SCENARIO* aceito para publicação no periódico International Journal of Climatology em 2008.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – O Jato de Baixos Níveis: definição, classificação e principais mecanismos de formação

A atuação do JBN é verificada há décadas em vários continentes, normalmente associada à presença de uma topografia elevada (STENSRUD, 1996). Estes jatos ocorrem na Ásia, África, e nas AN e AS. O termo JBN tem sido amplamente utilizado na literatura para se referir a um máximo de velocidade do vento observado na baixa atmosfera. Mas segundo Stensrud (1996) somente os jatos que se estendem além da camada limite planetária e possuem pronunciado cisalhamento vertical do vento horizontal são denominados de JBN.

Um dos primeiros estudos sobre a existência de JBN foi realizado por Blackadar (1957) na AN, e associou a ocorrência do jato com o topo da inversão térmica noturna. Bonner (1968) em um dos primeiros estudos sobre o JBN estabeleceu três critérios para classificar os jatos que ocorrem próximos das Montanhas Rochosas nos EUA. A classificação de Bonner é a seguinte: JBN-1, JBN-2 e JBN-3. Whiteman et al. (1997) adicionaram um novo critério de classificação o JBN-0. As condições para cumprimento de cada um desses critérios são mostradas a seguir:

JBN-1 para intensidade da magnitude do vento horizontal igual ou superior a 12 $m.s^{-1}$, no nível de máxima intensidade do vento horizontal, com um decréscimo de pelo menos 6 $m.s^{-1}$, acima deste nível e abaixo de 3 km de altura;

JBN-2 para intensidade da magnitude do vento horizontal igual ou superior a 16 $m.s^{-1}$, no nível de máxima intensidade do vento horizontal, com um decréscimo de pelo menos 8 $m.s^{-1}$, acima deste nível e abaixo de 3 km de altura;

JBN-3 para intensidade da magnitude do vento horizontal igual ou superior a 20 $m.s^{-1}$, no nível de máxima intensidade do vento horizontal, com um decréscimo de pelo menos 10 $m.s^{-1}$, acima deste nível e abaixo de 3 km de altura;

JBN-0 para intensidade da magnitude do vento horizontal igual ou inferior a 10 $m.s^{-1}$, no nível de máxima intensidade do vento horizontal, com um decréscimo de pelo menos metade do valor da velocidade máxima até a altura de 3 km.

O JBN pode ter vários mecanismos de formação, que levam para diferentes definições deste tipo de jato, pois existem diferentes tipos de ventos horizontais máximos que ocorrem nos baixos níveis da atmosfera. Por ex: jatos que geralmente ocorrem abaixo de 1km e que tem uma pequena extensão horizontal, são observados com freqüência ao redor do globo, sendo mais freqüentes durante o verão e à noite. Estes jatos podem ser entendidos como uma complexa resposta da camada limite planetária ao ciclo diurno da forçante térmica e apresentam uma região de máxima velocidade bem definida. Neste sentido, podendo ser definido como um escoamento com intensa velocidade em uma estreita faixa vertical, no interior da camada limite planetária (WIPPERMANN, 1973). Diversos estudos relacionados a este JBN já foram realizados (SMEDMAN et al., 1993; WHITEMAN et al., 1997; e ANDREAS et al., 2000). Outros perfis característicos de JBN também são observados em correntes de ar frio que ocorrem atrás de frentes frias, frentes de brisa marítima e frentes de rajada em grandes tempestades (DARBY et al., 2002).

Os mecanismos responsáveis pela formação e manutenção do JBN da AN foram mais estudados nos Estados Unidos da América (EUA) do que em outras regiões do globo. Várias hipóteses surgiram para explicar a ocorrência de níveis de ventos fortes na baixa atmosfera próximo às Grandes Planícies. Uma delas foi proposta por Blackadar em 1957, que utilizou uma grande rede de observações meteorológicas de superfície e altitude nos EUA. Segundo Blackadar os ventos fortes observados na região das Grandes Planícies surgem das oscilações inerciais no interior da camada limite planetária

(circulação secundária do tipo Vale-Montanha), que existem porque durante o dia os ventos na camada limite de mistura são ageostróficos devido ao atrito da superfície. Durante à noite, quando esse efeito cessa, o gradiente tende a acelerar o vento que volta a ser geostrófico, ficando a atmosfera estável onde ocorre oscilação no sentido norte-sul da massa de ar, então a única força que irá atuar na massa de ar é a Força de Coriolis, a qual induz uma oscilação inercial no vento, causando uma circulação que favorece também uma componente para sul, isto já no final da noite. O papel da força de Coriolis é o de induzir uma oscilação inercial no vento, causando um vento supergeostrófico. A presença de montanhas, como as montanhas Rochosas na AN e os Andes na AS, torna-se um fator necessário para a canalização dos ventos em uma direção. A oscilação inercial faz com que o aquecimento ou resfriamento do ar apresente-se diferente sobre o vale e montanha, produzindo a circulação.

O trabalho desenvolvido por Wu e Raman (1997) investigou os efeitos da heterogeneidade da superfície na formação e estrutura do JBN da AN. Para tal, foi utilizado um modelo de mesoescala com um sistema de interação solo-vegetação-atmosfera. Nesse estudo foram realizados quatro experimentos numéricos, com diferentes combinações de dois tipos de solo e duas condições iniciais para o vento. As características de jatos simulados em experimentos numéricos foram consistentes com as observações, e assim definiram que a formação de JBN ocorre em razão da aceleração do escoamento associada a: oscilação inercial no campo do vento; bloqueio topográfico; canalização e confluência devido à topografia elevada; efeito baroclínico causado pelo contraste térmico na superfície; forçantes de escala sinótica. De fato, vários mecanismos físicos podem explicar o desenvolvimento e manutenção do JBN em diferentes regiões do globo. Kraus et al. (1985) citou como forçantes os seguintes mecanismos: a) oscilações inerciais; b) baroclinia associada a terrenos íngremes; c) baroclinia associada a padrões de escala sinótica. Estes mecanismos podem atuar conjuntamente na formação e manutenção de um evento de JBN (PEAGLE, 1998).

Características como uma circulação regional que transporta umidade para interior do continente; a canalização devido ao bloqueio topográfico e a forte modulação do ciclo diurno de convecção profunda são semelhantes nos jatos da AN e AS, então os mecanismos de formação e manutenção do jato da AN também podem explicar a formação do jato na AS (GUEDES, 1985; SAULO et al., 2000; MARENGO e SOARES, 2002).

Considerando como forçantes para a formação e manutenção de JBN, a baroclinia da atmosfera e os processos de escala sinótica, Uccellini e Johnson (1979), verificaram a existência de um JBN abaixo da região de saída de um jato de altos níveis. Assim, determinaram os processos dinâmicos responsáveis pelo acoplamento entre o JBN e o jato de altos níveis, através do ajuste de massa e momentum e pelas circulações transversas. Nesse estudo, também foram utilizados resultados de um modelo numérico para analisar o ajuste de massa associado com a propagação do jato de altos níveis e o escoamento nos níveis mais baixos. Os resultados numéricos mostraram que o vento isalobárico em baixos níveis é forçado pelo ajuste de massa das duas camadas acompanhando a propagação do jato em altos níveis.

Em um estudo sobre a ocorrência de JBN da AS, com dados de análises do ECMWF, Sugahara et al. (1994) mostraram na composição do campo de pressão em superfície em dias com ou sem jato, que a baixa do Chaco é mais intensa e organizada em dias com jato e a tendência da pressão nos dias anteriores à ocorrência do JBN indicam a passagem de um distúrbio ondulatório de latitudes médias. O estudo sugeriu que o JBN da AS é forçado pelas ondas baroclínicas, que se propagam de oeste para leste com comprimento de onda típico de 2500 km, as quais atuam na diminuição da pressão em baixos níveis na região sul da AS.

Nicolini e Saulo (2000) utilizando modelagem regional, definem casos extremos de JBN da AS que atuam ao sul de 25S. A este padrão de JBN da AS chamam de *Chaco Jet Events*. Posteriormente, Salio et al. (2002), usando reanálises do

ECMWF também encontram o mesmo tipo de jato. Os autores se referem aos Chaco Jet Events como um subconjunto dentro de casos de JBN da AS. Em relação à duração dos eventos os autores afirmam que podem durar até 5 dias. As características proeminentes da circulação e do campo termodinâmico que representam este conjunto de jatos são um contraste máximo de massas de ar em uma latitude perto de 39S, a presença de um cavado centrado em 70°W dentro de um trem de onda baroclínico que penetra vindo do Oceano Pacífico, e um máximo de calor e umidade sobre o norte da Argentina e Paraguai. Durante os casos de Chaco Jet Events os autores mostraram que há um fluxo importante de umidade e de convergência em baixos níveis que é aproximadamente 10 vezes mais intenso do que a média do verão.

O JBN da AS atua fortemente no transporte de propriedades atmosféricas na região próxima à superfície e é considerado como sendo um mecanismo de transporte de massa e energia entre as regiões tropicais e subtropicais. Na região de saída do jato há convergência de umidade, ascensão do ar úmido e em alguns casos, ocorrência de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), (PAEGLE, 1998) que são um tipo de Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) que apresentam uma forma circular (MADDOX, 1980). Situações sinóticas que influenciam a formação dos CCMs foram discutidas em Guedes (1985), Velasco e Fritsch (1987) e Uccellini e Johnson (1979). Em todos esses estudos, as características marcantes foram a presença do JBN juntamente com o jato em altos níveis. A combinação entre o ar quente e úmido advectado pelo JBN e a circulação transversa ao Jato em Altos Níveis seria um fator importante para explicar o desencadeamento da convecção sobre a região próxima à saída do JBN da AS e a noroeste do núcleo da corrente do jato em altos níveis. A influência do JBN da AS no ciclo de vida dos sistemas convectivos foi investigada por Torres e Nicolini (2002). Nesse estudo foi mostrado que para os 27 casos analisados, os SCMs apresentaram um ciclo de vida em torno de 17 horas sendo que o estágio inicial ocorre durante a tarde, a fase madura à noite e a dissipação ao meio dia (semelhantes a VELASCO e FRITSCH, 1987). Concluiu-se também que a influência mais

significativa do JBN da AS ocorre no período de maturidade e maturação do SCM. Já no período de dissipação observou-se o enfraquecimento do jato. Outros estudos, tais como Cavalcanti (1982), Custódio e Herdies (1994) também mostraram uma associação entre os JBN com a formação e intensificação dos SCMs. O desenvolvimento de sistemas de convecção profunda ao longo do norte da Argentina, do Paraguai e partes do oeste do sul da região sul do Brasil foi também associado a eventos de JBN da AS (SAULO et al., 2000; SALIO et al., 2002).

Marengo e Soares (2002) e Marengo et al (2004) utilizando dados de reanálises do NCEP-NCAR (National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research) observaram as características principais que seriam típicas de JBN da AS, com o fluxo úmido do norte no lado leste dos Andes e que essa ocorrência é maior entre os meses de dezembro até fevereiro para jatos detectados sobre Santa Cruz de la Sierra na Bolívia.

Como visto neste capítulo, vários podem ser os mecanismos para formação do JBN da AS. É importante ressaltar que os sistemas frontais ao avançarem para nordeste, quando permanecem semi-estacionários sobre a região sudeste do Brasil, favorecem a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (QUADRO, 1994), a qual é associada ao enfraquecimento do JBN da AS e a períodos secos sobre esta região (NOGUÉS-PAEGLE e MO, 1997). Já, Herdies et al. (2002) observou que a não ocorrência da ZCAS está associada ao fortalecimento do JBN da AS e a períodos úmidos sobre a bacia Paraná-Prata.

2.2 – Variabilidade do JBN da AS

O JBN da AS tem um importante papel na modulação do balanço hídrico atmosférico e precipitação na bacia Paraná-Prata (Berri e Izunza, 1993), já que transporta umidade desde a região Amazônica até o interior da Argentina e

sul/sudeste do Brasil (BERBERY e COLLINI, 2000, MARENGO et al., 2004). Ele também modula a dispersão de poluentes produzidos por queimadas da região Amazônica para a bacia Paraná-Prata (PAEGLE, 1998).

2.2.1 – Ciclo diurno

Um aspecto importante do JBN da AS é seu ciclo diurno, o qual não pode ainda ser avaliado uma vez que observações de ar superior são feitas somente uma ou duas vezes ao dia na região de ocorrência do jato. Embora seja observada a presença de uma velocidade de vento máxima nas reanálises do NCEP, pela falta de campanhas de campo, não se pode ainda conhecer em profundidade todas as características dos JBNs da AS.

Observações de balão piloto do projeto PACS-SONET feitas em Santa Cruz de la Sierra na Bolívia permitiram a oportunidade de explorar a estrutura, características e variabilidade temporal desse jato. Assim, Douglas et al. (1998) e Marengo et al. (2002) usando uma ou duas observações diárias obtidas de balão piloto na Bolívia analisaram episódios de JBN da AS durante o verão de 1998 e 1999 e observaram ventos mais fortes em torno de 11Z (manhã cedo) com máximo entre 1600 até 2000 metros de altitude aproximadamente. O fato de ter observações duas vezes por dia (~11 e 22Z) não permite determinar o ciclo diurno do JBN da AS baseado somente em perfis de vento obtidos com balão piloto. É possível que o máximo da intensidade do JBN da AS aconteça no período entre estas observações.

2.2.2 – Variabilidade intrasazonal

Um bom exemplo de variabilidade intrasazonal do JBN da AS é a alternância entre períodos secos e úmidos durante o verão, principalmente no sudeste da AS. Vários estudos (NOGUÉS-PAEGLE E MO, 1997, MARENGO et al., 2004, HERDIES et al., 2002, LIEBMANN et al., 2004 entre outros) apontam a alternância entre períodos secos e úmidos nesta região como uma interação, tipo dipolo, entre as posições do JBN da AS e da ZCAS. Quando a ZCAS é

mais intensa as chuvas são mais fortes sobre o norte da região Sudeste e Sul da região nordeste enquanto que no sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina se tem menos chuvas. Toda esta variabilidade pode ser explicada por padrões de grande escala no nível intrasazonal que podem interferir na alternância das posições JBN da AS-ZCAS, embora a intensidade destes dois sistemas dependa possivelmente de fatores locais e da umidade da Amazônia, pois esta alternância esta presente somente no verão. Marengo et al. (2004) mostraram esta alternância na forma de anomalias de Radiação de Onda Longa, onde anomalias negativas de Radiação de Onda Longa no sul do Brasil mostram mais chuva nesta região no composto de JBN da AS durante o verão, e menos chuva na região da ZCAS simultaneamente com JBN da AS mais intensos.

Outra forma de analisar a variabilidade intrasazonal do JBN da AS durante o verão é na freqüência de extremos de chuva e sua conexão com eventos de jatos. Extremos de chuva também estão associados a circulação regional, inclusive com relação a alternância nas posições da JBN da AS-ZCAS. Liebmann et al. (2004) estudaram eventos extremos de chuva (definidos como eventos de precipitação que excedem a média de verão em 10%) em situação de fraca e forte intensidade do JBN da AS. Neste estudo se define um índice de JBN da AS considerando a porcentagem de eventos de precipitação intensa no dia onde o JBN da AS alcança máxima intensidade, assumindo que os ventos do noroeste sejam pelo menos 1 desvio padrão maior que a media. Áreas com uma freqüência maior de extremos de chuva na região de saída do JBN da AS no sudeste da AS são consistentes com casos de JBN da AS mais intensos e portanto com maior transporte de umidade da Amazônia. Quando o JBN da AS é mais fraco, os eventos extremos de chuva tendem a ser menos freqüentes.

A relação entre a ocorrência de eventos extremos de precipitação no sul/sudeste da AS com o JBN da AS foi estudada em detalhes por Weykamp e Ambrizzi (2006). Para o mês de novembro o percentual de ocorrência de eventos extremos de precipitação em dias de atuação do JBN da AS foi de 30 a 50% sobre algumas áreas localizadas no Paraguai, Rio Grande do Sul e

Uruguai. Já em Dezembro este sinal ficou mais forte expandindo-se para a Argentina e ocupando todo o Rio Grande do Sul, Uruguai e partes de Santa Catarina e Paraná. Em algumas dessas localidades a ocorrência de forte precipitação esteve relacionada com a atuação do JBN da AS em até 70%. Nos meses de Janeiro e Fevereiro a porcentagem acima de 30% diminuiu em relação a Dezembro, mas manteve um sinal sobre o Paraguai.

Afim de compreender melhor a ocorrência dos eventos extremos de chuva em relação ao posicionamento e a intensidade dos JBNs da AS os autores analisaram a ocorrência de eventos extremos de chuva quando estava ocorrendo casos de JBN da AS em três áreas distintas na bacia Paraná-Prata. Quando o evento extremo de chuva esta sobre o Paraguai, as altas subtropicais estiveram presentes e mais ao sul de sua posição climatológica, barrando a entrada dos sistemas de baixa pressão, fazendo então com que o JBN da AS ficasse dirigido para a Baixa do Chaco. Um fator importante neste caso foi a persistência do escoamento a leste dos Andes, dirigido para esta região, com dois dias de antecedência ao evento.

Quando o evento extremo de chuva esta sobre sul do Brasil, o avanço de ciclones extratropicais pelo Atlântico forçou o JBN da AS a deslocar-se mais para leste e dirigir-se até o Atlântico, passando pela região sul do Brasil. A circulação da ASAS, apesar de mais enfraquecida que no caso anterior, também contribuiu para o aumento da umidade no sul do Brasil.

Quando o evento extremo de chuva está sobre Uruguai e leste da Argentina um intenso sistema de baixa pressão oriundo do Oceano Pacífico, atravessou os Andes e ficou posicionado sobre o sul da Argentina, forçando o JBN da AS a dirigir-se até a latitude de 35ºS, aproximadamente. Nesta situação, o JBN da AS posicionou-se de uma forma mais meridional do que nos outros casos. Para este evento também observou-se intensa contribuição no transporte de umidade do Atlântico, através da circulação da ASAS que esteve bastante próxima do continente.

2.2.3 – Variabilidade Interanual

O acoplamento oceano-atmosfera conhecido como El Niño/Oscilação Sul (ENOS) é considerado como uma das mais proeminentes fontes de variação interanual do tempo e clima em todo o globo (TRENBERTH e CARON, 2000). Uma ligação entre o JBN da AS e ENOS é possível, onde alguns trabalhos sugerem esta associação. Por exemplo, Lau e Zhou (2002) observaram uma grande redução na precipitação sobre a Amazônia associada ao deslocamento para o sul da circulação monssônica de verão da AS e consequentemente seu sistema de chuva durante o El Niño de 1997/98. Neste estudo foi mostrado que a Alta da Bolívia foi hidrostaticamente aumentada pela crista de altos níveis que se estendia da região do Niño-3 no Pacífico até o Altiplano andino, indicando que um intenso JBN da AS, que ao encontrar o jato subtropical, gerou condições dinâmicas propícias para o aumento da convecção naquela na região da bacia Paraná-Prata. Marengo et al. (2004) e Nieto Ferreira et al. (2003) também sugeriram que durante o El Niño de 1997/98 a freqüência e os episódios de JBN da AS estiveram muito mais intensos do que durante o evento La Niña ocorrido em 1999. Entretanto, Marengo et al., 2004 mostraram que não existem fortes evidências estatísticas que possa afirmar conclusivamente que durante eventos ENOS a intensidade e freqüência do JBN da AS é mais forte ou fraco.

Já Silva e Ambrizzi (2006) verificaram a influência da variabilidade inter-ENOS sobre o JBN da AS e observaram que durante eventos de EL Niño (La Niña) os episódios de JBN da AS ocorrem em uma freqüência de normal a acima (abaixo) da climatologia, possivelmente associada ao aumento (decréscimo) da precipitação no sul do Brasil geralmente observado durante a fase quente (fria) do ENOS.

2.2.4 - Ciclo anual

Marengo et al. (2004) realizaram a primeira climatologia do JBN da AS utilizando dados de reanálise do NCEP desde 1950 até 2000 e dados

observacionais do PACS-SONET na região de ocorrência do jato. Este estudo concluiu que os JBN da AS podem ocorrer em qualquer época do ano, transportando massas de ar úmido tropical da Amazônia para o sul do Brasil e norte da Argentina mais freqüentemente no verão, como também ar marítimo tropical, relativamente, menos úmido no inverno. Os JBN da AS foram detectados com maior freqüência durante o verão em latitudes mais baixas, enquanto que ao sul ocorrem ao longo de todo o ano, mas com mais casos durante os meses frios.

2.3 – Presença do JBN no lado leste dos Andes e transporte de umidade associado

Vários estudos documentaram o JBN da AS e o transporte de umidade a ele associado. Este jato que estende-se ao longo da Cordilheira dos Andes a partir do norte do Peru, sobre a Bolívia, Paraguai, podendo atingir o norte da Argentina e o sul/sudeste do Brasil é um componente do sistema de Monção da AS.

Cavalcanti (1982) observou em análise de atividade convectiva noturna, usando os dados de vento do NCAR e imagens de satélite do NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), que o escoamento de grande escala em baixos níveis é propício à formação do JBN da AS, o qual é responsável pela atividade convectiva noturna. O escoamento de norte transporta uma grande parte do vapor d'água da Amazônia, necessário para o desenvolvimento de tempestades convectivas no continente, e por ter a contribuição do escoamento da ASAS, os ventos podem acelerar para valores supergestróficos, originando os JBN da AS.

Guedes (1985) observou que a existência de um jato de norte em baixos níveis (850 hPa) que proporciona forte advecção de ar quente e úmido era a característica principal das condições médias associadas à formação de CCM. Foi sugerido nesse estudo que o rápido transporte de calor e umidade na baixa troposfera favorecia essas instabilidades. A borda sul desse jato costuma

coincidir com a posição do CCM, em uma área onde há forte convergência de umidade. A existência de JBN da AS intensos no lado leste dos Andes, em torno de 30°S, foi vista nas análises do European Center Meteorological Weather Forecast (ECMWF), indicando a possibilidade de ocorrer substancial transporte de umidade desde a região Amazônica para alimentar os CCM no norte da Argentina, devido a um bloqueio na circulação causado pelos Andes (PAEGLE et al, 1983).

Experimentos numéricos de simulação de JBN da AS foram realizados por Berri e Izunza em 1993. Com o objetivo de obter os campos de vento nos baixos níveis da atmosfera, utilizando apenas as sondagens de duas estações em Salta e Resistência na Argentina para avaliar os resultados de um modelo de mesoescala. Foram identificados e simulados dez casos de ocorrência de jato e dez de não ocorrência. O modelo de mesoescala também foi utilizado a fim de obter o transporte meridional de umidade, ficando evidente que o JBN da AS é uma maneira eficiente de transportar vapor d´água na baixa atmosfera.

Sugahara et al. (1994) utilizando dados de análises do ECMWF mostraram na composição do campo de pressão em superfície em dias com ou sem jato, que a Baixa do Chaco é mais intensa e organizada em dias com jato e a tendência da pressão nos dias anteriores à ocorrência do JBN indicam a passagem de um distúrbio ondulatório de latitudes médias implicando em um fluxo de norte dirigindo-se para latitudes mais altas, e transportando calor e umidade para a parte central da AS. Neste estudo, também se observou convecção intensa nos dias com evento de JBN da AS na região típica de ocorrência de CCMs. Nesse mesmo estudo, observaram que a convecção foi menos intensa na região da ZCAS em dias de ocorrência de JBN da AS.

Sobre a região Amazônica, há atuação de uma massa de ar equatorial continental, área dominada por baixas pressões em superfície. Nessa região predominam os movimentos convectivos, intensificados pela convergência dos ventos alísios do nordeste. Os ventos que escoam do oceano Atlântico sobre a

região tropical, ao encontrar a barreira da Cordilheira dos Andes, tornam-se de norte e noroeste a leste da montanha (SATYAMURTY et al., 1998).

Paegle (1998) descreveu o JBN da AS em baixos níveis como um importante mecanismo para iniciar a convecção ao longo da costa leste dos Andes, através de sua contribuição para o transporte de umidade. A formação de CCM nas primeiras horas da manhã, sobre o norte da Argentina e Paraguai, coincide com a região de desaceleração do JBN da AS, máxima advecção quente.

Douglas et aI. (1998) analisaram saídas do modelo regional Eta/CPTEC para o período do verão de 1998, e compararam a estrutura vertical do vento, com dados observacionais do projeto PACS/SONET obtidos em Santa Cruz na Bolívia. Assim, identificando casos de JBN da AS, foi possível explorar algumas características do jato e avaliar o desempenho do modelo. A altura de máxima velocidade do vento horizontal prevista no modelo foi 1000m enquanto a altura observada foi de 1700m. O ciclo diurno apresentou um máximo noturno as 00Z, nos resultados do modelo.

Saulo et al. (2000) utilizaram dados de previsão do modelo Eta/CPTEC no verão de 1997-1998. Os resultados mostraram na circulação em baixos níveis da atmosfera um padrão de convergência no campo de fluxo de umidade da Amazônia para o sul da AS, que muitas vezes é interrompida devido as frentes frias que chegam à parte subtropical da AS. No balanço de umidade realizado, a principal componente do fluxo de umidade foi de norte para sul em baixos níveis, mostrando ser a principal fonte de umidade em direção a bacia Paraná-Prata.

Utilizando o modelo Eta/NCEP, Berbery e Collini (2000) mostraram um fluxo de umidade em 950 hPa onde se pode perceber os principais aspectos da circulação em baixos níveis da atmosfera. Sobre a bacia da Amazônia e o oceano Atlântico tropical os resultados obtidos mostraram um forte fluxo de umidade associado com os ventos alísios, o qual direcionado para sul e a

leste dos Andes esteve associado com um máximo noturno de precipitação sobre a bacia Paraná-Prata. Os autores apontaram algumas diferenças estruturais ente os JBNs da AS e AN e consideraram que o jato da AS é potencialmente mais forte que o encontrado na AN. A seção transversal do fluxo de umidade meridional em 20S mostrou que o mesmo encontra-se concentrado abaixo do nível de 700 hPa, com um máximo de 180g kg^{-1} m/.s^{-1} entre os níveis de 850 - 900 hPa. Os padrões de convergência de umidade e de precipitação simulados neste estudo mostraram um ciclo diurno coerente com máximos noturnos esperados na precipitação, mas com diferenças na magnitude. Esses máximos encontraram-se relacionados com o incremento noturno da forçante dinâmica exercida pelo JBN. O estudo mostrou um máximo noturno na precipitação na bacia Paraná-Prata e um máximo diurno no sul desta bacia ao longo da área de abrangência do jato. A fim de entender os processos que forçam a precipitação os autores usaram a energia convectiva potencial disponível, como indicador da convecção, e a velocidade vertical em 500 hPa, representando os processos dinâmicos de grande escala. Os resultados mostraram um máximo na atividade convectiva perto das 20Z.

Em análise de resultados diários de uma simulação climática com o modelo de circulação geral atmosférico CPTEC/COLA e dados de reanálise do NCEP/NCAR, Cavalcanti et al. (2002) observaram a maior freqüência de ocorrência de JBN da AS nos dados das reanálises no verão e inverno, enquanto no modelo a maior freqüência foi no inverno, com poucos casos no verão. Foi visto também, que nos dados das reanálises ocorrem mais casos no horário das 06:00Z, indicando a característica de jato noturno. As características comuns nos dois conjuntos, em todas as estações, foram a presença de um sistema frontal no sul do Brasil, indicada pela confluência dos ventos em baixos níveis; um cavado em médios e altos níveis a oeste do jato e ventos de leste em baixos níveis mais fortes sobre o norte da AS.

Marengo e Soares (2002) utilizaram as reanálises do NCEP e dados de radiossondagem obtidas em Santa Cruz de la Sierra e Trinidad na Bolívia para

analisar um episódio de JBN da AS ocorrido em abril de 1999. Eles encontraram que o JBN da AS localizava-se em torno de 1600m acima do solo, com sua intensidade máxima entre 00 e 12Z. Essas discordâncias são devidas provavelmente à baixa resolução espacial e temporal dos dados na região. Nesse estudo também foi analisado um evento de JBN da AS intenso no dia 15 de abril de 1999 em Santa Cruz de la Sierra na Bolívia. Nos dados observados pela radiossondagem, foi identificado um forte transporte meridional de umidade para o sul. A ocorrência desse jato foi seguida pela entrada de uma frente fria no dia 17, a qual transportou ar seco e frio do sul, na região, onde o JBN da AS dominava dois dias antes.

No estudo de Herdies et al. (2002), foi observado que durante o regime de ventos de oeste sobre a região central da Amazônia, a ZCAS estava ativa com divergência de umidade sobre a região sul do Brasil, norte da Argentina e Paraguai (implicando em ausência de JBN da AS). Por outro lado, durante o regime de ventos de leste dominante sobre a região central da Amazônia, não se observou a ocorrência de ZCAS, acompanhado de aumento de convergência de umidade sobre a região das planícies subtropicais. Durante este regime, o JBN da AS estava mais intenso e posicionado para oeste, em que o transporte de umidade no regime de não ocorrência de ZCAS aconteceu em direção à região sudoeste da AS.

Segundo Marengo et al. (2004) o JBN da AS representa uma “esteira transportadora de umidade” que modula o fluxo de vapor d’água entre a Amazônia e a bacia Paraná-Prata, constituindo um sistema de vento com altas velocidades abaixo de um ou dois quilômetros, com uma extensão horizontal de aproximadamente 500 km, dimensão comum de escala subsinótica e mesoescala (a mesoescala compreende os fenômenos de dimensões da ordem de um quilômetro até cerca de 100 quilômetros, com duração da ordem de uma hora a um dia e a subsinótica compreende os fenômenos de dimensões da ordem de 500 quilômetros até cerca de 1500 quilômetros, com

duração da ordem de 10 horas a dois dias, desde sua fase inicial até a dissipação).

Liebmann et al. (2004) analisaram a relação entre a ocorrência de anomalias diárias de precipitação e anomalias na circulação de grande escala associadas ao JBN da AS assim como uma comparação entre a circulação de grande escala e anomalias associadas com variações de precipitação nas vizinhanças da ZCAS. Os autores utilizaram campos compostos de precipitação acumulada diária obtidos de mais de 1500 estações para o período de 1976 até 2000. Os compostos das anomalias de precipitação associados com fortes JBNs da AS mostraram a ocorrência de intensa precipitação sobre na bacia Paraná-Prata, chegando a atingir mais da metade do esperado pela climatologia, principalmente na região central da Argentina. Os extremos de precipitação diminuíram durante a ocorrência de eventos fracos de JBN. Os compostos de circulação associados com as anomalias de precipitação na região da ZCAS foram comparados àqueles obtidos com os casos de JBN da AS. Foi observado similaridades entre os dois padrões, entretanto as anomalias de precipitação teve sinais opostos sobre o sul/sudeste do Brasil, sugerindo que em uma escala de tempo diária, a ocorrência de precipitação na ZCAS deve coincidir com eventos fracos de JBN e condições de secas sobre a bacia Paraná-Prata.

Soares e Marengo (2005) utilizando dados observacionais, reanálises do NCEP e o modelo Eta estudaram um caso de JBN da AS ocorrido em janeiro de 2003. Os resultados mostraram que o vento máximo observado foi em torno de $28 m.s^{-1}$ no nível de 850hP com pronunciado cisalhamento vertical entre 850 e 700hPa. As reanálises do NCEP e o modelo Eta/CPTEC mostraram o JBN da AS com incremento do vento de norte desde a Amazônia até as regiões sul/sudeste do Brasil e concordaram com a observação apresentando vento máximo em aproximadamente 850hPa. Embora o modelo regional e as reanálises tenham subestimado a magnitude do vento e também a sua componente meridional tanto o modelo quanto as reanálises reproduziram as

principais características de um JBN da AS. Em comparação as reanálises do NCEP o modelo Eta/CPTEC mostra o núcleo do jato mais estreito e mais próximo dos Andes. Os autores também concluíram que embora tenha ocorrido subestimação do vento, os valores obtidos de transporte de umidade previsto pelo modelo regional e obtidos nas reanálises foram bem próximos aos calculados em outros trabalhos que utilizaram diferentes níveis de modelagem.

Carneiro (2005) avaliou a capacidade do modelo regional Eta/CPTEC (40 e 20km) em prever e simular os eventos de JBN da AS. As simulações do modelo regional foram comparadas com dados coletados durante o experimento SALLJEX e com dados do NCEP. Neste estudo alguns experimentos numéricos também foram realizados com o objetivo de analisar o possível impacto de determinados fatores numéricos, como a resolução horizontal, o tamanho do domínio de integração e as condições de contorno. OS resultados mostraram que ambas as versões do modelo conseguiram prever com uma boa acurácia as características fundamentais do JBN da AS, ainda que o modelo Eta de 20 km não tenha fornecido um ganho significativo nas previsões quando comparados com o modelo Eta 40 km. Não foram detectadas grande diferenças no desempenho do modelo para os distintos prazos de previsão, evidenciando um maior êxito nas previsões superiores a 36 horas de antecedência, embora, haja uma subestimativa na condição inicial obtida através das análises do NCEP. O autor destacou que o modelo regional possui a física adequada para reproduzir as características do JBN da AS quando a situação de escala regional é suficientemente capturada nas condições iniciais. A análise espacial mostrou um bom desempenho do modelo, visto que o erro médio e o desvio padrão não foram significativos na região de atuação do jato. As diferentes simulações realizadas com ambas as versões do modelo Eta/CPTEC mostraram, em geral, que o ganho com a utilização de condições de contorno analisadas (análises do NCEP) foi pouco significativo, porque o fator determinante da qualidade da integração de curto prazo são as condições iniciais comum entre as rodadas. Através do estudo dos campos médios de temperatura, umidade específica e transporte de

umidade produzidos nas simulações com um prazo de 36 horas, pôde se comprovar que a atuação do JBN exerce uma forte influência sobre a variabilidade da precipitação na região subtropical da América do Sul, à leste dos Andes, incluindo a Região Sul do Brasil, Bolívia, Paraguai, Uruguai e norte da Argentina.

Silva e Ambrizzi (2006) investigaram a variabilidade inter-ENOS e seu impacto no JBN da AS e observaram que nos anos de El nino com intensidade forte e fraca o JBN da AS foi alimentado pelos ventos alísios de leste e norte, respectivamente. Nos anos de La Nina forte e anos neutros um segundo escoamento de oeste, oriundo do oceano Pacífico equatorial leste, cruzou a AS podendo ter um papel importante na manutenção do jato. Nos anos de La Nina fraca não foi observada contribuição dos ventos alísios para a formação dos jatos. Na escala de tempo sub-mensal, a passagem de frentes frias e a Zona de convergência do Atlântico sul (ZCAS) contribuem na modulação do JBN; quando a ZCAS está ausente existe uma tendência para ocorrência de JBN da AS e vice-versa. Segundo os autores, uma atenção maior deve ser tomada com esta hipótese, uma vez que os resultados foram obtidos com os dados das reanálises do NCEP-NCAR.

Souza (2005) utilizou apenas a componente meridional do vento para detectar casos de JBNs da AS nas reanalises do NCEP e saídas do modelo Global do CPTEC. Assim, autor observou uma maior freqüência de casos de JBN durante o inverno utilizando ambos os conjuntos de dados. Por meio da análise de 86 casos de JBN a leste dos Andes selecionados utilizando a análise de EOF, o estudo verificou que os dois primeiros modos explicavam 21% e 14% da variância total do conjunto, respectivamente. O autor observou que a EOF1 mostrou uma configuração de dipolo zonal entre a AS e o Oceano Atlântico Sul em latitudes médias, relacionando esta configuração a um padrão de escala sinótica que representa a passagem de cristas e cavados. A EOF2, que também apresentou uma configuração ondulatória com menor comprimento de

onda comparada à anterior, estendeu-se desde a região tropical até latitudes médias.

Rodriguez e Cavalcanti (2006) realizaram um balanço de umidade na região da bacia do Prata utilizando dados do modelo global do CPTEC em simulações de 10 anos. Neste estudo obtiveram maior quantidade de precipitação no setor sul da bacia Paraná-Prata no final da primavera. Maiores valores de convergência de fluxo de umidade foram observados no Sudeste do Brasil durante o verão e sobre o norte da Argentina durante o inverno. Os autores mostraram um fluxo de umidade mais intenso na região de ocorrência do JBN da AS, desde a Amazônia que vai em direção a bacia Paraná-Prata.

Weykamp (2006) estudou eventos extremos de precipitação relacionados ao transporte de umidade através do JBN da AS. Os resultados mostraram que a posição do JBN da AS, associado com a presença da Baixa do Chaco, o avanço de sistemas transientes e as variações das altas subtropicais do Pacífico e do Atlântico estiveram fortemente relacionados com a ocorrência de fortes chuvas em diferentes regiões da bacia Paraná-Prata. Segundo o autor, para três casos estudados em que houve eventos extremos de precipitação, o JBN da AS foi o principal fornecedor da umidade necessária para a ocorrência da chuva nas áreas selecionadas.

O estudo de Santos (2007), utilizando dados de reanálises do NCEP e dados observados no SALLJEX, identificou os padrões atmosféricos associados à formação, manutenção e dissipação do JBN da AS. Neste estudo, foram observadas diferenças entre o verão e o inverno, de acordo com a latitude considerada (ao norte ou ao sul de 20 S), tanto na quantidade de casos de jatos como em sua intensidade. Foram identificados mais casos de JBN no inverno utilizando critérios diferentes na detecção de JBNs da AS. A autora relacionou estas diferenças ao posicionamento da ASAS e à entrada de sistemas frontais no continente. O estudo também verificou os padrões atmosféricos que pudessem estar associados ao JBN da AS e destacou o

posicionamento de ventos máximos a leste dos Andes e a um padrão típico de passagem de um trem de ondas sobre a AS. Este trem de ondas propaga-se para leste, sofre efeitos orográficos e amplia-se meridionalmente após cruzar os Andes, favorecendo a ocorrência de ciclogênese à sotavento da montanha. Também foi observada a intensificação de um anticiclone transiente sobre o Oceano Atlântico Sul. Este padrão favoreceu o fortalecimento dos ventos no lado leste da cordilheira. O estudo mostrou que em altos níveis a propagação do Jato em Altos Níveis em direção à AS um dia antes da ocorrência dos ventos máximos. Para o verão foi observado um padrão de propagação de frentes que permanecem semi-estacionárias sobre a região sudeste do Brasil, evidenciando episódios de ZCAS. As análises neste estudo mostraram que durante a ocorrência do JBN da AS, a penetração da ASAS e da Alta Subtropical do Pacífico Sul sobre o continente colaborou para a intensificação dos ventos em baixos níveis. Também foi observado que a presença da Baixa do noroeste Argentino (durante o inverno) e da Baixa do Chaco (durante o verão) contribuiu para o estabelecimento do JBN da AS à leste destes sistemas. Durante o verão, uma língua de ar quente e úmido sobre a Bolívia deslocou-se para sul associada a intenso movimento vertical na região. Este padrão é favorável ao desenvolvimento convectivo sobre o norte da Argentina e sul do Brasil. A autora também mostrou que pelo ajuste de massa na vertical, o posicionamento do Jato em altos níveis acoplado a um cavado em 300 hPa acelerou os ventos em baixos níveis, forçando o surgimento do JBN da AS. O Jato em altos níveis se apresentou mais intenso e posicionado mais ao norte durante o inverno comparado ao Jato em altos níveis observado durante o verão.

Saulo et al, 2007 estudaram um evento de JBN da AS ocorrido em dezembro de 2002 e um sistema convectivo de mesoescala que ocorreu na região de saída do jato. Neste estudo observaram que durante o desenvolvimento do sistema, o JBN da AS foi a primeira característica a aparecer em relação a circulação sinótica. Além disso, foi observado que o JBN da AS facilitou a organização da convecção na região de saída do jato pois garantiu a

convergência nos baixos níveis da atmosfera que se tornou mais profunda e melhor organizada. Como resultado do desenvolvimento do sistema convectivo de mesoescala um fluxo divergente dominou o padrão do vento nos altos níveis e o jato em altos níveis foi reforçado gerando uma forte célula para o sul e uma célula indireta mais fraca para o norte próximo da região de entrada do jato em altos níveis.

Salio et al. (2007) utilizaram dados de temperatura de brilho do canal infravermelho para detectar SCMs para o período de 2000 até 2003 numa região que abrange a bacia Paraná-Prata. Neste estudo foi observado que os SCMs na região subtropical se desenvolvem com grande freqüência durante episódios de JBN da AS durante a estação quente, enquanto que no outono uma relação entre a ocorrência do jato e SCMs não foi evidente. Os autores também observaram que os SCMs na região subtropical, adquirem extrema variação temporal e extensão espacial especialmente durante os dias em que esta ocorrendo um JBN da AS. Os autores destacam a importância do JBN da AS nas condições sinóticas e no desenvolvimento de SCMs em que os resultados mostraram que 41% de SCMs ocorreram durante os dias em que o JBN da AS se estabelece. Já para dias de Não-JBN da AS a freqüência diminuiu para apenas 12%.

Rozante e Cavalcanti (2008) utilizaram simulações do modelo regional Eta/CPTEC e dados do experimento SALLJEX a fim de analisar a qualidade das simulações do modelo Eta (10km) em diferentes configurações para a região preferencial de ocorrência de SCMs durante o período do experimento SALLJEX e para 8 casos de SCMs. De forma geral o modelo conseguiu simular razoavelmente bem as principais características atmosféricas (jato em baixos níveis, jato em altos níveis, circulação local) envolvidas durante o desenvolvimento destes sistemas. Neste estudo os autores enfatizam a importância do JNB da AS no desenvolvimento de SCMs na região da Bacia Paraná Prata.

2.4 – Analises climáticas apresentadas pelo IPCC

O termo mudança climática global, de forma simples, é uma referência ao aumento, acima do normal, da quantidade de calor na atmosfera e aquecimento do planeta, que ocorre devido a um aumento na concentração de gases de efeito estufa na atmosfera, em especial nos últimos cem anos devido à atividade humana causadora de maiores emissões. Segundo o IPCC, 2007a não existe mais dúvidas de que o clima do planeta realmente já está mudando e a velocidade do processo de mudança está aumentando. Mantido o atual padrão de desenvolvimento, as mudanças climáticas terão conseqüências graves, aumentando a probabilidade de catástrofes climáticas extremas, com profundas conseqüências para a economia, saúde, qualidade de vida e sustentabilidade dos ecossistemas naturais.

De fato, dados observacionais mostrados no AR4 do IPCC (TRENBERTH et al. 2007) indicam que a temperatura média global da superfície vem aumentando. A figura 2.1 mostra anomalias de temperatura entre 0,4 até 0,8^{o}C em 2005 em relação ao período de 1961-1990.

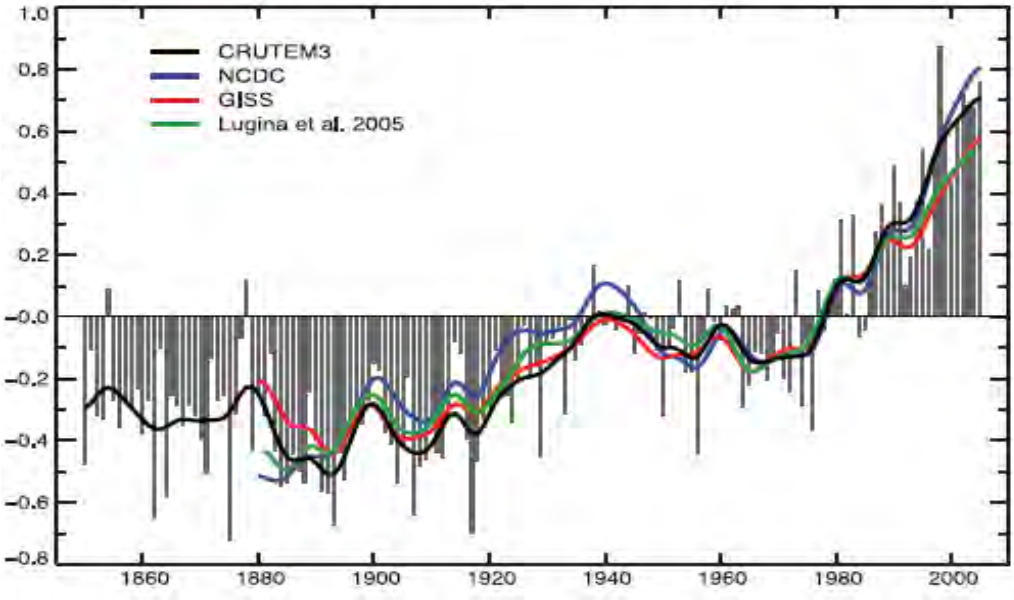


Figura 2.1 – Anomalia anual média da temperatura em superfície (℃), 1850 até 2005, relativa ao período de 1961 até 1990. Os dados são CRUTEM3 atualizados por Brohan et al. (2006). As colunas mostram a variação decenal . A curva preta obtida do CRUTEM3 é comparada com dados do NCDC (SMITH e REYNOLDS, 2005; azul), GISS (HANSEN et al., 2001; vermelho) e (LUGINA et al. 2005;verde).

Fonte: Adaptado de IPCC (2007ª);TRENBERTH et al (2007).

Na superfície no hemisfério Sul, Brohan et al., 2006 usando dados do CRU (Climate Rechearch Unit), mostraram as seguintes tendências de temperatura por década: 1901–2005 (0.077 ± 0.029) e 1979–2005 (0.134 ± 0.070). Dados do National Climatic Data Center (NCDC) usados por Smith e Reynolds, 2005 1901–2005 (0.057 ± 0.017) e 1979–2005 (0.220 ± 0.093); Já Hansen et al., 2001 usando dados do Goddard Institute for Space Studies (GISS) encontraram as seguintes tendências por década 1901–2005 (0.056 ± 0.012) e 1979–2005 (0.085 ± 0.055). E Lugina et al. (2005) 1901–2005 (0.058 ± 0.011) e 1979–2005 (0.091 ± 0.048). Para o Hemisfério norte estas tendências observadas são ainda maiores. O AR4 do IPCC também mostra aumento na temperatura da superfície do mar observada tanto global nos dois hemisférios.

Em relação à evapotranspiração, o Third Assessment Report (TAR –IPCC 2001) (referências constam neste relatório) informou que a evapotranspiração atual poderia aumentar durante a segunda metade do século XXI sobre a maioria das regiões dos EUA e Rússia, resultando em maior disponibilidade de umidade em superfície devido ao aumento de precipitação e demanda de umidade atmosférica maior devido a temperaturas mais altas. Um resultado é grande fluxo de calor latente em superfície (aumento da evapotranspiração) mas diminuição de calor sensível. Mudanças na evapotranspiração não só dependem de provisão de umidade, mas também em disponibilidade de energia e vento em superfície.

O vapor d´água é uma variável de clima fundamental. Na baixa troposfera, a condensação do vapor de água em precipitação, provê aquecimento latente que domina a estrutura de aquecimento diabático da troposfera. O vapor d´água também é o mais importante gás fonte da opacidade infravermelha na atmosfera, atribuindo-se aproximadamente 60% do efeito estufa natural para céus claros, e provê boas respostas em avaliações de projeções de modelos de mudança de clima.

A umidade nos baixos níveis da atmosfera determina o fluxo radiativo de onda longa da atmosfera para a superfície e também é importante na absorção direta da radiação solar pela atmosfera. O TAR mostrou aumentos de vapor de água na superfície do hemisfério norte. Esta tendência foi confirmada por análises de umidade específica sobre os EUA, e sobre a China desde 1951 até 1994 particularmente com medidas noturnas. Diferenças nos padrões espacial, diurno e sazonal foram encontradas devido aos dados escolhidos para análise. Segundo o AR4 em 2007, o conteúdo médio de vapor d´água na atmosfera tanto à terra como sobre os oceanos na troposfera superior tem aumentado desde pelo menos a década de 1980. O aumento é muito consistente com a quantidade extra de vapor de água que o ar aquecido pode carregar.

2.5 – Cenários SRES do IPCC

De acordo com Jones et al. (2004), cenários climáticos são representações plausíveis das emissões futuras de substâncias ativas do ponto de vista radiativo (gases de efeito estufa) ou que possuam a característica de afetar outros constituintes que são ativos do mesmo ponto de vista radiativo (como por exemplo, o dióxido de enxofre que forma aerossóis de sulfato). Os cenários de emissão são baseados em um conjunto de suposições coerentes e fisicamente consistentes sobre suas forçantes, tais como demografia, desenvolvimento sócio-econômico e mudanças tecnológicas.

Embora os estudos acerca da sensibilidade das atividades econômicas (como a agricultura) usem números inteiros simples para expressar mudanças no clima (por exemplo, o impacto de um aumento uniforme na temperatura de 2 graus), a base de todos os cenários climáticos para uso em avaliações adaptativas são projeções das mudanças climáticas advindas de modelos de circulação geral atmosférica. Entretanto, isso não quer dizer, necessariamente, que todos os estudos sobre adaptação exijam cenários climáticos. Estas projeções de clima dependem das mudanças futuras nas emissões ou das concentrações dos gases de efeito estufa, além de outros gases poluentes (como o dióxido de enxofre), que, por seu turno, são baseadas em suposições correlatas, tais como o desenvolvimento sócio-econômico e tecnológico futuro, e são portanto fontes adicionais para o aumento do grau de incerteza. Por estas razões, é necessário gerar um grande número de cenários climáticos que poderia cobrir um intervalo plausível de emissões futuras.

Assim, um intervalo de cenários de emissões tem sido desenvolvido no âmbito do IPCC (SRES – Special Report on Emissons Scenarios – NAKICENOVIC et al. 2000) que refletem as distintas formas de crescimento os quais o mundo irá escolher nos anos vindouros e as conseqüências que estas escolhas trarão para as economias nacionais, para o uso de energia e de tecnologia e para a

população em geral. Os cenários SRES fornecem uma variada gama de cenários, um deles (A2) foi utilizado neste trabalho.

O conjunto de cenários SRES compreende quatro “famílias”: A1, A2, B1 e B2. Os cenários dentro de cada “família” seguem a mesma situação atual do mundo quanto ao desenvolvimento. A família A1 inclui três grupos que refletem uma variação consistente de sua *storyline* (A1, A1FI e A1B). Dessa forma, os cenários de emissões SRES consistem de seis distintos grupos de cenários, todos eles plausíveis e que podem, em conjunto, capturar o intervalo de incertezas associadas com suas forçantes.

De acordo com Izaurralde (2003), o uso de projeções de mudanças climáticas, construídos a partir de resultados de rodadas em modelos de circulação geral para vários cenários de emissão SRES, tem sido o fator mais importante quando se fala em avaliações dos impactos das mudanças climáticas sobre os sistemas hídricos e agrícolas, nos últimos 20 anos. Por exemplo, no trabalho de Rosenzweig (1985) rodadas do modelo climático global do GISS foram usadas para estudar a distribuição de trigo em regiões de crescimento ao longo da AN sob duas condições: sob um clima atual e aquele que poderia advir quando as concentrações de CO_2 se duplicariam em relação aos níveis pré-industriais ($2xCO_2$). A expansão para o norte do Canadá das regiões de crescimento de trigo foi uma das conclusões claras a que se chegou nesse estudo. Estas projeções precoces, contudo, foram feitas sob uma resolução grosseira, se basearam em procedimentos empíricos para calcular a fenologia da cultura e sem informações acerca dos efeitos da fertilização do CO_2 sobre o crescimento da cultura.

Os cenários de clima no futuro SRES como o A2 (alta emissão) foram implementados pelo IPCC e são utilizados em vários estudos acerca de mudanças de clima. A concentração de CO2 no SRES A2 é de ~300ppm durante a década de 1980 e de ~700ppm durante a década de 2080. As concentrações de NO_2 são da ordem de 280 e 400 ppb e as concentrações de

CH4 são da ordem de 1500 e 3200 ppb durante as décadas de 1980 e 2080 respectivamente. O novo relatório de IPCC em 2007 enfatiza que as concentrações de CO2 aumentaram mais durante o período de 1995-2005 do que em períodos anteriores. O SRES A2 é o cenário que descreve um mundo futuro muito heterogêneo onde a regionalização é dominante. Existiria um fortalecimento de identidades culturais regionais, com uma ênfase em valores da família e tradições locais. Outras características são: crescimento populacional alto, e uma menor preocupação em relação a um rápido desenvolvimento econômico. A figura 2.2 mostra a concentração atmosférica de alguns gases forçantes dos cenários SRES A2 e B2.

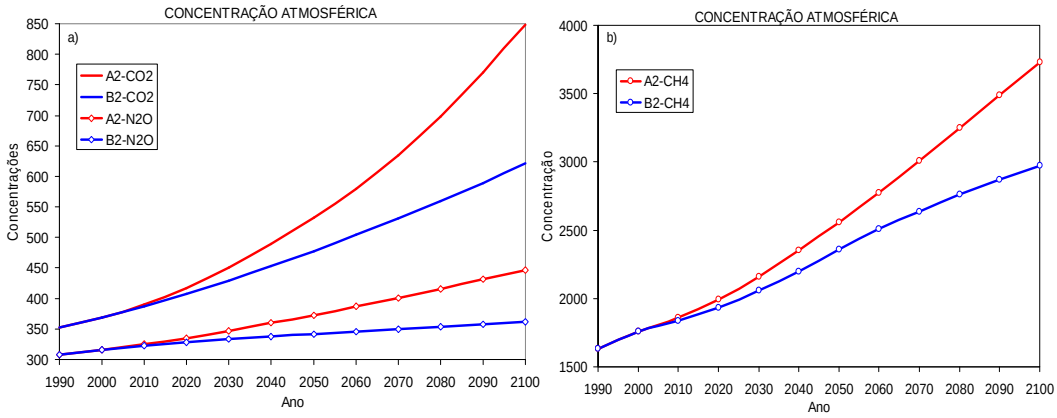


Figura 2.2 – Concentração atmosférica de alguns gases forçantes dos cenários SRES A2 e B2 do IPCC. a) CO_2 em ppm e N_2O em ppb, b) CH_4 em ppb.

Outros cenários SRES do IPCC são:

A1. O contexto e a família de cenários A1 descrevem um mundo futuro de crescimento econômico muito rápido, com a população global atingindo um pico em meados do século e declinando em seguida e a rápida introdução de tecnologias novas e mais eficientes. As principais questões subjacentes são a convergência entre as regiões, a capacitação e o aumento das interações culturais e sociais, com uma redução substancial das diferenças regionais na renda *per capita*. A família de cenários A1 se desdobra em três grupos que descrevem direções alternativas da mudança tecnológica no sistema

energético. Os três grupos A1 distinguem-se por sua ênfase tecnológica: intensiva no uso de combustíveis fósseis (A1FI), fontes energéticas não fósseis (A1T) ou um equilíbrio entre todas as fontes (A1B) (em que o equilíbrio é definido como não se depender muito de uma determinada fonte de energia, supondo-se que taxas similares de aperfeiçoamento apliquem-se a todas as tecnologias de oferta de energia e uso final).

B1. O contexto e a família de cenários B1 descrevem um mundo convergente com a mesma população global, que atinge o pico em meados do século e declina em seguida, como no contexto A1, mas com uma mudança rápida nas estruturas econômicas em direção a uma economia de serviços e informações, com reduções da intensidade material e a introdução de tecnologias limpas e eficientes em relação ao uso dos recursos. A ênfase está nas soluções globais para a sustentabilidade econômica, social e ambiental, inclusive a melhoria da eqüidade, mas sem iniciativas adicionais relacionadas com o clima.

B2. O contexto e família de cenários B2 descrevem um mundo em que a ênfase está nas soluções locais para a sustentabilidade econômica, social e ambiental. É um mundo em que a população global aumenta continuamente, a uma taxa inferior à do A2, com níveis intermediários de desenvolvimento econômico e mudança tecnológica menos rápida e mais diversa do que nos contextos B1 e A1. O cenário também está orientado para a proteção ambiental e a eqüidade social, mas seu foco são os níveis local e regional.

2.6 – Mudanças climáticas e incertezas

Segundo o IPCC, 2001 e IPCC AR4 GT1 embora o clima tenha sempre variado naturalmente, resultados de pesquisas com modelos tem apontado para a evidência de que emissões de gases de efeito estufa, em especial o dióxido de carbono (CO2), metano (CH4) e óxido nitroso (N2O) podem vir a provocar mudanças irreversíveis no clima. O IPCC exemplifica com alterações nos

regimes de ventos, temperatura, chuva e nas circulações oceânicas, com ocorrências de temperaturas médias mais oscilantes e mais elevadas.

Nas últimas décadas o efeito estufa e a perspectiva de aquecimento global tem sido uma preocupação constante do meio acadêmico. Aumentos históricos nas concentrações de CO2 têm sido bem documentados, segundo os quais projeções de médio prazo sugerem uma quase duplicação nas concentrações atuais (aprox. 380 ppm) para até 700 ppm, por volta do ano 2100 (IPCC, 2001). Assim, o aumento nas concentrações dos gases de efeito estufa irá, provavelmente, alterar os padrões globais de temperatura e precipitação no final deste século.

Evidências científicas têm servido de combustível para essa preocupação e as variabilidades quanto às freqüências e intensidade de ocorrência de determinados eventos sugerem que tais discussões se façam com base no foco da sustentabilidade. Segundo o IPCC, 2007a e b as mudanças climáticas, hoje, já não são simples prognósticos científicos, mas vem se tornando uma realidade. Os aumentos antropogênicos nas emissões de gases de efeito estufa e aerossóis na atmosfera resultam em uma mudança na forçante radiativa e um aumento na temperatura da Terra.

Embora os acelerados avanços verificados nos últimos anos, as projeções climáticas são, ainda, cercadas de imperfeições e incertezas, oriundas da própria dinâmica do sistema climático. No que concerne à possibilidade de previsão de um clima futuro sob cenários de aquecimento global, tais incertezas ficam ainda mais evidentes quando se observa as dificuldades quanto às medições e estimativas de emissões de gases de efeito estufa, e os efeitos reais ou potenciais de outros eventos, como erupções vulcânicas. Porém segundo o IPCC (2007b), é muito improvável que as mudanças climáticas de pelo menos sete séculos anteriores a 1950 ocorreram devido às variações naturais geradas dentro do sistema climático sozinho. Uma significativa fração da reconstrução da variação da temperatura entre décadas

do hemisfério norte durante aqueles séculos provavelmente é atribuída às erupções vulcânicas e às mudanças na radiação solar, e é provável que a ação da força antropogênica contribuiu para o aquecimento do começo do século XX, sendo evidenciado em registros mais atuais.

2.7 – Modelagem climática

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 atmosférico e acoplados oceano atmosfera), ou combinação deles, são importantes ferramentas para a simulação do clima presente e projeções do clima futuro, possibilitando um aumento significativo na capacidade prognostica de anomalias climáticas de escala sazonal em diversas partes do globo (GODDARD et al., 2000). Ademais, a formulação de políticas de adaptação em resposta a mudanças do clima tem mostrado que o nível de detalhamento fornecido por esses métodos, em particular os modelos de circulação geral 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 (NOBRE e MALAGUTTI, 2004).

Com um aumento na resolução espacial dos modelos de circulação geral atmosférico se poderia 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 disto, aumentar a resolução do modelo de circulação geral atmosférico não é trivial, pois as parametrizações, tais como convecção pode não estar otimizada para versão de alta resolução 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 modelos de circulação geral atmosférico em larga escala, para escalas menores, isto é, as chamadas técnicas de “downscaling dinâmico” utilizando modelos climáticos regionais que permitem um maior detalhamento espacial e temporal das variáveis do sistema climático em relação aos modelos de circulação geral atmosférico, tornam-se uma ferramenta útil para estudar as mudanças e flutuações climáticas em escala regional. Uma revisão comparando vários métodos de downscaling aplicados à saída dos modelo de circulação geral atmosférico é visto em Wilby e Wigley (1997) e Giorgi e Mearns (1999).

2.8 – Projeções de clima para a América do Sul

Nesta sessão são mostrados alguns estudos recentes abordando projeções de clima sobre a AS utilizando cenários do IPCC.

Marengo e Soares (2003) utilizaram projeções de clima futuro de cinco modelos globais do IPCC TAR e dois cenários SRES, o A2 e o B2. Neste estudo a chuva e temperatura do ar projetados pelos diferentes modelos, individualmente ou pelo composto de modelos, apresentaram diferenças nos cenários futuros de chuva para AS, mostrando às vezes anomalias de sinais opostos. Em relação à temperatura, os diferentes modelos mostram aquecimento sobre a AS, sempre maior no SRES A2 se comparado ao B2. O modelo HadCM3 gerou anomalias negativas de chuva no norte do nordeste e Amazônia durante a estação chuvosa, enquanto apresenta anomalias positivas de chuva mais intensas na costa do Peru - Equador, e no sul do Brasil, similares ao padrão observado de anomalias de chuva durante anos de El Niño intensos. De fato, o modelo HadCM3 apresenta uma variabilidade interanual

grande e simula eventos El Niño mais intensos. No Atlântico Tropical, este modelo mostrou a ZCIT mais ao norte e mais próximo ao Equador no Pacífico Tropical do Leste, consistente com secas no Nordeste. As anomalias se intensificam em 2050 e 2080. Neste estudo o modelo GFDL mostrou anomalias positivas de chuva no nordeste e sudeste do Brasil, e centro-leste da Amazônia, em contraste com o HadCM3. Os modelos CCSR/NIES, HadCM3 e GFDL apresentaram anomalias de chuva positivas no sul do Brasil, especialmente em 2050 e 2080 no SRES A2.

Segundo os autores, as anomalias positivas de chuva no sul do Brasil nos vários modelos, especialmente para 2080 no SRES A2, poderiam ser explicadas pelo aumento da convergência nesta região. Todos os modelos apresentam aquecimento que chegam a 2^{o} C no ano 2020 e até 6^{o} C em 2080, especialmente. Os modelos HadCM3 e CCSR/NIES nos três timeslices e dois cenários apresentam aquecimento maior na região tropical, chegando até 6-8 ^{o} C na Amazônia em 2080, que já apresenta uma redução na chuva de até 3-4mm.d^{-1}. Segundo os autores o clima mais quente pode intensificar a baixa do Noroeste Argentino, motivando também uma aceleração do jato de baixos níveis. A convergência na saída do jato e a massa de ar transportada pelas frentes frias do Sul (que possivelmente seriam mais intensas e freqüentes) geram este aumento de chuva.

No inverno, os modelos apresentam uma intensificação da ZCIT no Atlântico Tropical do norte e Pacífico Tropical do leste. Todos os modelos apresentam em maior ou menor grau anomalias de chuva na Amazônia do norte e na costa da Venezuela, e no leste da Colômbia, e com reduções mais intensas no cenário A2. O aquecimento é maior no inverno e primavera que no verão, e mais intenso no SRES A2 comparado com o B2.

Vera et al. (2006b) utilizaram simulações de sete modelos globais do IPCC-AR4 para avaliar a habilidade destes modelos para reproduzir a climatologia sazonal de precipitação e projeções de mudanças na chuva do SRES A1b para

o período 2070–2099. Os resultados mostraram que os modelos são capazes de reproduzir as principais características do ciclo da precipitação sazonal na AS. A precipitação na região da ZCAS e o máximo de precipitação durante a estação fria no sudoeste da AS foram bem representados. Neste estudo, foi mostrada uma concordância geral entre os modelos e que as mudanças de precipitação projetada para o final do século são principalmente: um aumento de precipitação de verão na parte sudeste da AS; uma redução de precipitação sobre a maior parte do continente no inverno e redução de precipitação em todas as estações do ano ao longo dos Andes mais para o sul.

Ambrizzi et al, 2007 utilizando três modelos regionais (HadRM3P, Eta-CCS e RegCM3) cujas simulações utilizaram as mesmas condições de contorno do modelo global HadCM3 obtiveram projeções de clima futuro para o final deste século sobre a AS. Em relação ao clima atual, os autores obtiverem que os modelos têm um viés negativo de precipitação na parte mais norte da AS e também um viés negativo que domina quase todo o continente com exceção da parte mais central, onde dependendo da estação do ano observou-se mais neutralidade ou mesmo valores positivos mas não significantes. O viés foi estimado em relação à climatologia do CRU no período de 1961-90. A média dos resultados obtidos dos três modelos concordou de forma geral, com as análises individuais de cada um dos três modelos.

As diferenças mais notáveis foram em relação à precipitação, onde o modelo Eta CCS teve uma tendência de secar a ZCAS e o sul do Brasil durante o verão e outono, o que não foi observado no HadRM3P e RegCM3. Por outro lado o HadRM3P colocou uma área de muita chuva no oeste da Amazônia perto do Peru-Equador durante as mesmas épocas do ano, o que não apareceu nos outros. Em relação à temperatura do ar, os três modelos regionais apresentaram tendências de aquecimento, principalmente na Amazônia, chegando até 8ºC, especialmente no inverno e estações de transição. As diferenças entre o Eta CCS e RegCM3/HadRM3P é que o Eta CCS apresenta um maior aquecimento no oeste da Amazônia, enquanto que

os outros dois modelos regionais apresentam maior aquecimento na região leste da Amazônia (PISNITCHENKO e TARASOVA 2007).

Em relação as projeções de clima futuro, este estudo mostrou que poderá ocorrer menos chuva sobre o NEB no outono e Norte do Brasil especialmente no outono e verão. Nas outras regiões do Brasil, o sinal de mudanças esteve mais fraco e com tendências opostas entre os modelos. As mudanças de sinal foram mais intensas no cenário A2 que no B2.

Em relação à temperatura do ar, todos os modelos apresentam maior aquecimento no futuro em todas as regiões do país, especialmente na Amazônia e durante os meses de verão e primavera e maior no cenário A2 em relação a B2.

Em nível anual o estudo de Ambrizzi et al. (2007) mostrou que as projeções médias para o período 2071- 2100 para Amazônia variam de 4-8 ºC no SRES A2, e de 3-5 ºC no SRES B2, com grande variação espacial. Para o NEB, o aquecimento poderia chegar até 4 ºC no A2 e até 2-3 ºC no B2. No cenário A2 o aquecimento no centro oeste e sudeste podem chegar até 4-6 ºC enquanto que o cenário B2 apresentou valores de até 2-3 ºC. No sul, o SRES A2 sugere aquecimento da ordem de 3-4 ºC e até 2-3 ºC no B2. Os autores destacam que ainda que o aquecimento seja maior na região tropical da AS para os modelos regionais utilizados em seu estudo, as projeções destes modelos diferem sobre onde se dá o maior aquecimento (acima de 8ºC): na Amazônia oriental ou na Amazônia ocidental, dependendo do modelo regional utilizado. Para as regiões sul, sudeste e centro oeste, mesmo se não houver aumento da precipitação, ou até diminuição do total anual, as chuvas poderiam ser mais intensas, individualmente, com possibilidades de temporais mais freqüentes, e de ondas de calor mais intensas.

Alvez (2007) avaliou o modelo regional, HadRM3P, em simulações da variabilidade sazonal dos principais padrões climatológicos sobre a região da

AS 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. Neste estudo 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 a física interna do modelo (esquema de convecção, de superfície e topografia) e/ou das condições de fronteira herdadas do modelo, global.

Cook e Vizi (2008) utilizaram um modelo regional MM5 com 60 km de resolução acoplado com um modelo de vegetação potencial para estudar as implicações da mudança de clima no final do século XXI na AS. Segundo os autores o modelo acoplado produziu uma simulação exata do clima e da vegetação no clima atual. No clima futuro (2081-2100) projetado, foi atribuído um aumento do nível atmosférico de CO2 para 757 para o final do século. A simulação modelo regional acoplado projetou uma redução de 70% na extensão da floresta Amazônica para o fim do século XXI e em uma grande expansão de caatinga em direção ao leste. Segundo os autores, estas mudanças na vegetação são relacionadas às reduções na precipitação durante o ano e a uma modificação do ciclo sazonal que foram associadas a um enfraquecimento de sistemas de circulação nos trópicos.

CAPÍTULO 3
MATERIAL E METODOLOGIA

3.1 – Modelos utilizados

As simulações numéricas foram realizadas utilizando-se o sistema PRECIS (Providing Regional Climates for Impacts Studies) o qual permite ao usuário vários formatos de saída dos dados (PP, GRIB ou NetCDF), entretanto, devido ao grande volume de dados gerados foi decidido configurar o sistema com saídas no formato PP, especifico do Met Office´s, uma vez que obteve-se dados diários e este formato ocuparia menor espaço em disco se comparado aos demais. Posteriormente, foi utilizado um programa em FORTRAN, para transformar as variáveis do formato PP para o formato GRIB já que se utilizou o software GrADS (Grid Analysis and Display System) para visualização e análise dos resultados. O PRECIS utiliza o modelo regional HadRM3P. A resolução espacial utilizada foi de 50Km (lat/lon) e temporal de 1 dia. Por motivos de restrição computacional foi realizada 1 rodada para dois períodos de 11 anos. O primeiro ano de cada rodada foi descartado em virtude do spin-up.

O modelo HadRM3P e o sistema PRECIS foram desenvolvidos pelo Hadley Centre envolvendo o Departament for Environment, Food and Rural Affairs (DEFRA), o UK Department for International Development (DFID) e a United Nations Development Programme – Global Environment Facility (UNDP-GEF) e é um sistema de modelagem regional com um custo computacional relativamente baixo, cuja configuração padrão permite uma alta resolução espacial e temporal baseado na componente atmosférica do HadCM3 (GORDON et al., 2000, JOHNS et al., 1997, POPE et al., 2000). Dessa forma, o PRECIS vem sendo utilizado em centros de pesquisa e universidades de países como Brasil, Argentina, Índia, México, Chile, China e África, a fim de obter projeções climáticas e possibilitar estudos de seus impactos em escala

regional sem a necessidade de alto processamento computacional. Maiores detalhes podem ser encontrados, em Jones et al. (2004), Marengo et al. (2008) ou em 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.

O HadAM3P rodou com a TSM gerada pela componente oceânica do modelo acoplado oceano-atmosfera HadCM3 que tem as seguintes características: A componente atmosférica deste modelo tem 19 níveis com uma resolução horizontal de 2.5x3.75 graus de latitude/longitude e que produz uma grade global de 96 x 73 células. Isto é equivalente a uma resolução de superfície de cerca de 417 km x 278 km no Equador, reduzindo até 295 km x 278 km a 45° de latitude (comparável a uma resolução espectral de T42). A componente oceânica tem 20 níveis com uma resolução horizontal de 1.25x 1.25.

O modelo HadCM3P não precisa de ajustes nos fluxos de energia no oceano para produzir uma boa simulação. Tem-se utilizado este modelo para simulações de 1000 anos ou mais e não foram observados derivas (ou *drifts)*. Um novo esquema de radiação é incluído com 6 a 8 bandas espectrais para a radiação solar e de onda longa. Os efeitos radiativos de gases de efeito estufa, assim como de CO2, vapor de água e ozônio são representados explicitamente (EDWARDS e SLINGO, 1996), e também incluem uma parametrização simples de aerossóis (CUSACK et al., 1999). Um novo esquema de processos de superfície (COX et al. 2000) inclui a representação de ponto de congelamento e derretimento da umidade do solo, assim como de processos de escoamento superficial e profundo no solo. A formulação de evaporação inclui a dependência deste processo à resistência estomática, a temperatura e a concentração de vapor d'água e de CO2. O albedo da superfície é uma função da profundidade da neve, tipo de vegetação e também da temperatura sobre

neve e gelo. Detalhes sobre este modelo e das parametrizações, são encontrados em Johns et al. (1997) e Pope et al. (2000).

A "interface" é composta por conjuntos de programas em linguagem Fortran, os quais lêem os dados do HadAM3P em formato PPP e fazem a interpolação e extrapolação de sigma-p híbrida para as coordenadas isobáricas e também fazem à transformação de temperatura potencial e umidade específica para altura geopotencial. Interpolações horizontais também são feitas para os campos de vento. Este modelo tem uma resolução espacial de 150 km sendo a versão atmosférica do modelo do acoplado do Hadley Centre. Detalhes do desenvolvimento do HadAM3P são descritos por (JONES et al. 2004).

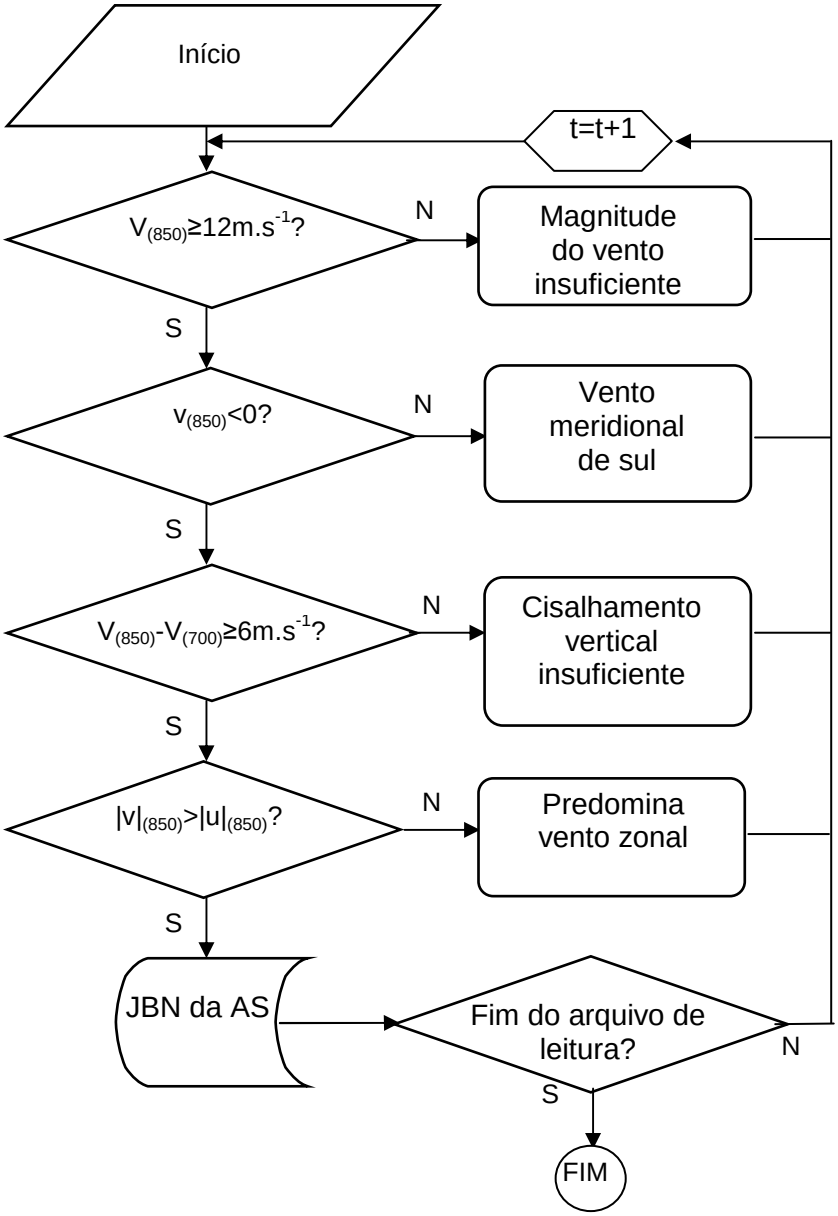
3.2 – Dados utilizados

No presente estudo, foram executadas duas rodadas utilizando-se o PRECIS em que as projeções de clima foram obtidas em simulações de 10 anos cada uma: A primeira compreende o período de 1980 até 1989 e pode ser entendida como uma caracterização do clima atual. A segunda rodada compreende o período de 2080 até 2089 e expressa um possível clima futuro de efeito estufa a partir do cenário SRES A2 do IPCC.

Com o propósito de comparação de características de escoamento e umidade nos baixos níveis da atmosfera no clima presente, foram utilizados dados diários das reanálises do NCEP-NCAR (KALNAY et al, 1996) e dados do CRU *(*www.cru.uea.ac.uk*/)* para o período de 1980 até 1989.
Os dados utilizados neste estudo foram: componente meridional do vento, componente zonal do vento e umidade específica nos níveis de 1000, 925, 850, 700, 600 e 500hPa, pressão em superfície, temperatura e precipitação.

3.3 – Detecção de eventos de JBN da AS e áreas de estudo

Para detectar e caracterizar eventos de JBN da AS utilizou-se o critério 1 de Bonner (BONNER, 1968) modificado por Saulo et al. (2000). Esta modificação é em relação a direção do vento meridional e ao valor do cisalhamento vertical. Ao longo do texto, este critério modificado será chamado de Critério 1 de Bonner. Este critério é o mais utilizado para detectar eventos de JBN da AS e especifica que: a magnitude do vento tem que ser maior ou igual a 12 $m.s^{-1}$ no nível de 850 hPa, o cisalhamento vertical do vento tem que ser de pelo menos 6 $m.s^{-1}$ entre os níveis de 850-700 hPa; a componente meridional do vento tem que ser negativa e maior em módulo que a componente zonal. Este critério foi aplicado sobre um ponto de grade em Santa Cruz de la Sierra (16.7S, 63W) na Bolívia que está situada no eixo do jato (DOUGLAS et al., 2000; SAULO et al., 2000, NICOLINI et al., 2002, SALIO et al., 2002, MARENGO et al., 2004 e SAULO et al., 2007 entre outros). Posteriormente, foram formados compostos de episódios de JBN da AS integrando-se, dentro de cada estação do ano, todos os casos que obedeceram ao critério 1 de Bonner, no clima presente e futuro. O fluxograma a seguir (figura 3.2) mostra a dinâmica da aplicação do Critério 1 de Bonner para detectar JBN da AS.



$u_{(850)}$	- Componente zonal do vento em 850hPa
$V_{(700)}$	- Magnitude do vento em 700 hPa
$V_{(850)}$	- Magnitude do vento em 850 hPa
$v_{(850)}$	- Componente meridional do vento em 850hPa

Figura 3.1 – Fluxograma utilizado para detecção de casos de JBN da AS a partir do critério 1 de Bonner.

3.4 – Definição de áreas de estudo

Segundo Marengo et al. (2004), a bacia Paraná-Prata recebe umidade nos baixos níveis da atmosfera principalmente oriunda da região tropical da AS e do fluxo de umidade associado à ASAS. Algumas atividades desenvolvidas nesta bacia como a agricultura, a agropecuária e a geração de energia hidroelétrica são sensíveis à variabilidade do tempo e do clima. A região da bacia Amazônica é uma importante fonte de umidade para regiões mais ao sul do Brasil como a bacia Paraná-Prata (região de saída do JBN da AS). Assim, com o objetivo de quantificar os fluxos de umidade, nestas duas regiões as quais são de extrema importância ambiental e econômica para a AS, foram idealizadas duas áreas em que as fronteiras laterais são mostradas na figura 3.2.

Os limites laterais foram fixados em: Norte da bacia Amazônica (NA), lat = 0 ; lon = 65W,45W, Sul da bacia Amazônica (SA), lat = -10S ; lon = 65W,45W, Leste da bacia Amazônica (LA), lon = 45W ; lat =0,-10S, Oeste da bacia Amazônica (OA), lon = 65W ; lat =0,-10S, Norte da bacia Paraná-Prata (NP), lat = -25S ; lon = 65W,45W, Sul da Paraná- Prata (SP), lat = -35S ; lo = 65W,45W, Leste da bacia Paraná-Prata (LP), lon = 45W ; lat =-25S,-35S, Oeste da bacia Paraná-Prata (OP), lon = 65W ; lat =-25S,-35S.

Dessa forma, foram delimitadas duas áreas para obtenção da precipitação e divergência horizontal de umidade: A (bacia Amazônica) lat= -10S, 0; lon = 65W, 45W, e P (bacia Paraná-Prata) lat= -25S, -35S; lon = 65W, 45W como mostra a figura 3.2.

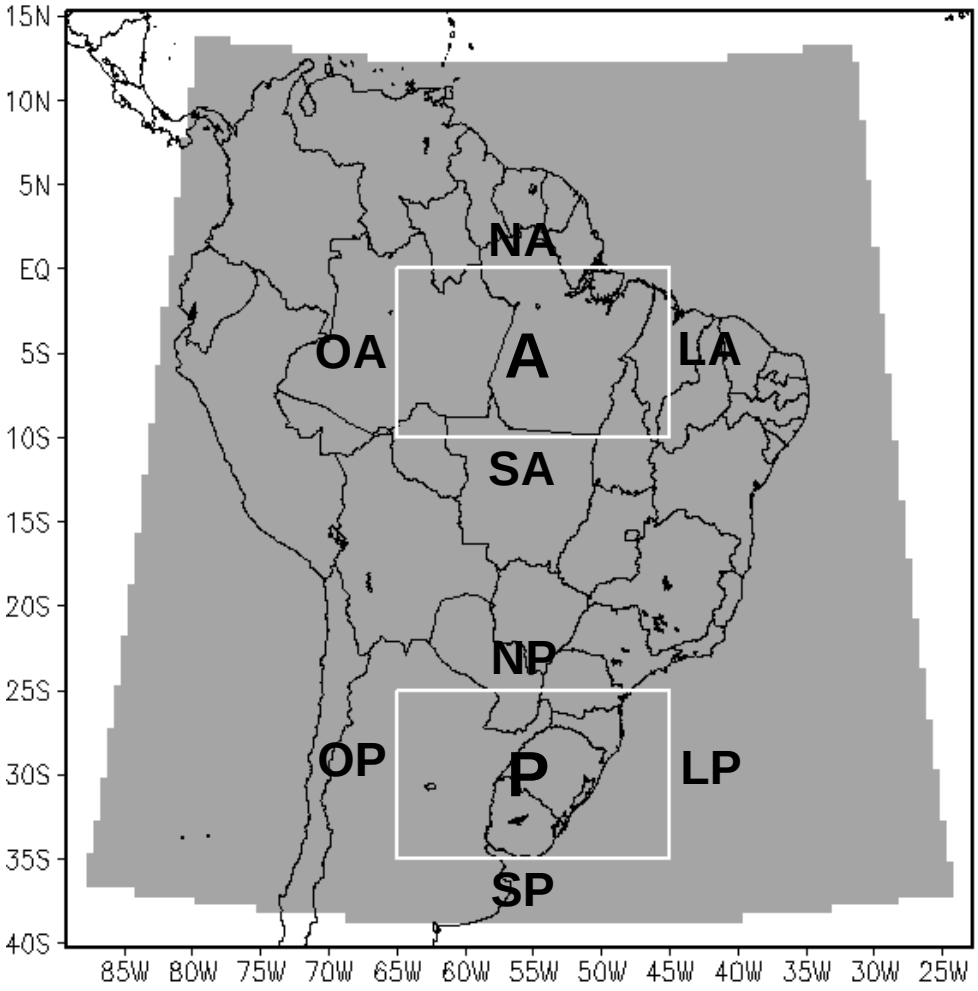


Figura 3.2 – Domínio do modelo regional e áreas de estudo. A área A representa a bacia Amazônica e área P a bacia Paraná-Prata.

3.5 – Cálculo de fluxos e divergência horizontal de umidade

A integração vertical do fluxo de umidade foi feita utilizando-se as seguintes equações:

$$Q_v = \frac{1}{g}\int_{pt}^{po} qvdp \qquad 3.1$$

$$Q_u = \frac{1}{g}\int_{pt}^{po} qudp \qquad 3.2$$

$$Q_t = \frac{1}{g}\int_{pt}^{po} qVdp \qquad 3.3$$

Na equação 1, Q_v é o fluxo de umidade meridional. Na equação 2, Q_u é o fluxo de umidade zonal. Na equação 3, Q_t *é o* fluxo de umidade total, *g* é a força gravitacional, *q* é a umidade específica, *u* e *v* são as componentes zonal e meridional do vento, V é a magnitude do vento e *pt* e *po* representam a pressão de 700hPa e na superfície respectivamente (RAO et al., 1999). A unidade obtida em Q_v, Q_u, ou Q_t é $kg.(m.s)^{-1}$.

O fluxo de umidade ao longo das fronteiras foi calculado a partir das seguintes equações:

$$Q_j = \int_{l_{a1}}^{l_{a0}} Q_i\, dy \qquad 3.4$$

$$Q_k = \int_{l_{o1}}^{l_{o0}} Q_i\, dx \qquad 3.5$$

Nas equações acima, a integração é feita fixando-se a latitude ou a longitude e entre os limites das fronteiras. Na equação 4, o índice *j,* define a longitude para fixar as fronteiras leste ou oeste (integração na direção y), l_{a1} é o valor da latitude na borda sul e l_{a0} é o valor da latitude na borda norte. Nas equações 4

e 5, índice *i* define o fluxo de umidade meridional, zonal ou total já integrado verticalmente. Na equação 5, o índice *k* (integração na direção x), define a latitude para fixar as fronteiras norte ou sul. I_{o1} é o valor da longitude na borda oeste e I_{o0} é o valor da longitude na borda leste.

A divergência horizontal de umidade foi obtida a partir de Q_v e Q_u que forneceram as componentes zonal e meridional do fluxo de umidade já integrado verticalmente. O cálculo foi feito em cada ponto de grade usando diferenças finitas. Os resultados são mostrados para quatro períodos dentro do ciclo anual DJF (Dezembro, Janeiro e Fevereiro), MAM (março, abril e Maio), JJA (Junho, Julho e Agosto), e SON (Setembro, Outubro e Novembro). Valores negativos de divergência significam convergência.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 – Características da temperatura e precipitação para o clima atual e SRES A2 obtidos nas simulações do HadRM3P

A figura 4.1 mostra os campos climatológicos de temperatura simulados pelo modelo HadRM3P para o clima atual e projeções para o clima futuro, além dos dados do CRU para o clima atual e mapas de diferenças do modelo regional (clima atual) em relação ao CRU (Clima atual) e em relação a projeção do modelo para o clima de aquecimento.

As figuras 4.1a, b, e e d foram obtidas a partir dos dados do CRU afim de se ter campos observados para comparação às saídas do modelo regional. Em relação ao modelo HadRM3P, ele reproduz bem a variabilidade espacial da temperatura nas estações do ano (figuras 4.1e, f, g e h). Nas latitudes médias, se tem maior variabilidade térmica ao longo do ano, devido ao deslocamento das massas de ar frias de altas latitudes, que ocorrem mais no inverno (figura 4.1c). Em relação aos campos do CRU (figuras 4.1a, b, e e d), apesar do padrão semelhante na região equatorial e Andes, o modelo subestimou os valores de temperatura em todas as estações (figuras 4.1 i, j k e l). Os valores chegam até 2^{o}C de diferença entre o modelo regional colocando temperaturas mais baixas em relação ao CRU. Isso pode ser devido falta de uma melhor representação da vegetação no modelo resultando em albedo mais alto em regiões como a Amazônia onde a subestimação é mais evidente como mostram as figuras (figuras 4.1 i, j k e l), onde alguns pontos são definidos como pastagem (não mostrado) o que pode causar uma mudança na energia em superfície e balanço hídrico, o que leva a um resfriamento em virtude de redução da radiação solar que é absorvida. Por outro lado, devido à distribuição espacial dos dados de temperatura do CRU a confiança em áreas como a região Amazônica que tem baixa densidade de observações é menor.

A projeção do SRES A2 pelo HadRM3P (figuras 4.1 m, n, o e p) mostra aquecimento em relação ao clima atual (figuras 4.1e, f, g e h) simulado por este modelo durante todo o ano, sobretudo na região Amazônica (figuras 4.1 q, r, s e t). Neste cenário de altas concentrações de gases de efeito estufa, as temperaturas são mais altas até cerca de 4 até 6^{o}C na Amazônia. Também se observa nas figuras 4.1 q, r, s e t um aquecimento de temperatura, porém menor, que chega até 2^{o}C em regiões mais para o sul do Brasil.

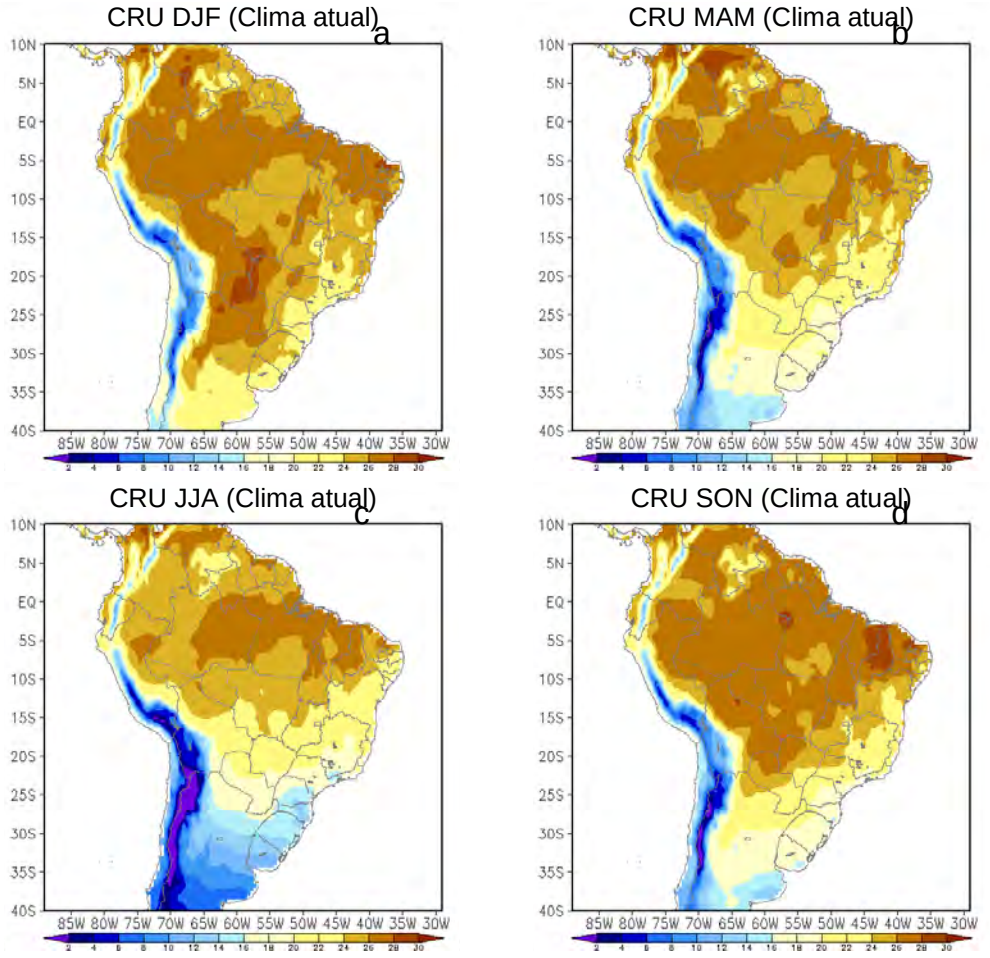


Figura 4.1 – Campos de temperaturas derivados do CRU e modelo HadRM3P. a, b, c e d representam os dados do CRU para o período de 1980 até 1989 para os meses de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. e, f, g e h representam a simulação do HadRM3P para o clima atual para os meses de de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. I, j, k e l representam os campos de diferença entre o modelo regional e o CRU. m, n, o e p representam a projeção do HadRM3P para o período de 2080 para os meses de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. q, r, s e t representam os campos de diferença entre os períodos de 2080-2089 e 1980-1989 do HadRM3P. A unidade é ^{o}C.

(Continua).

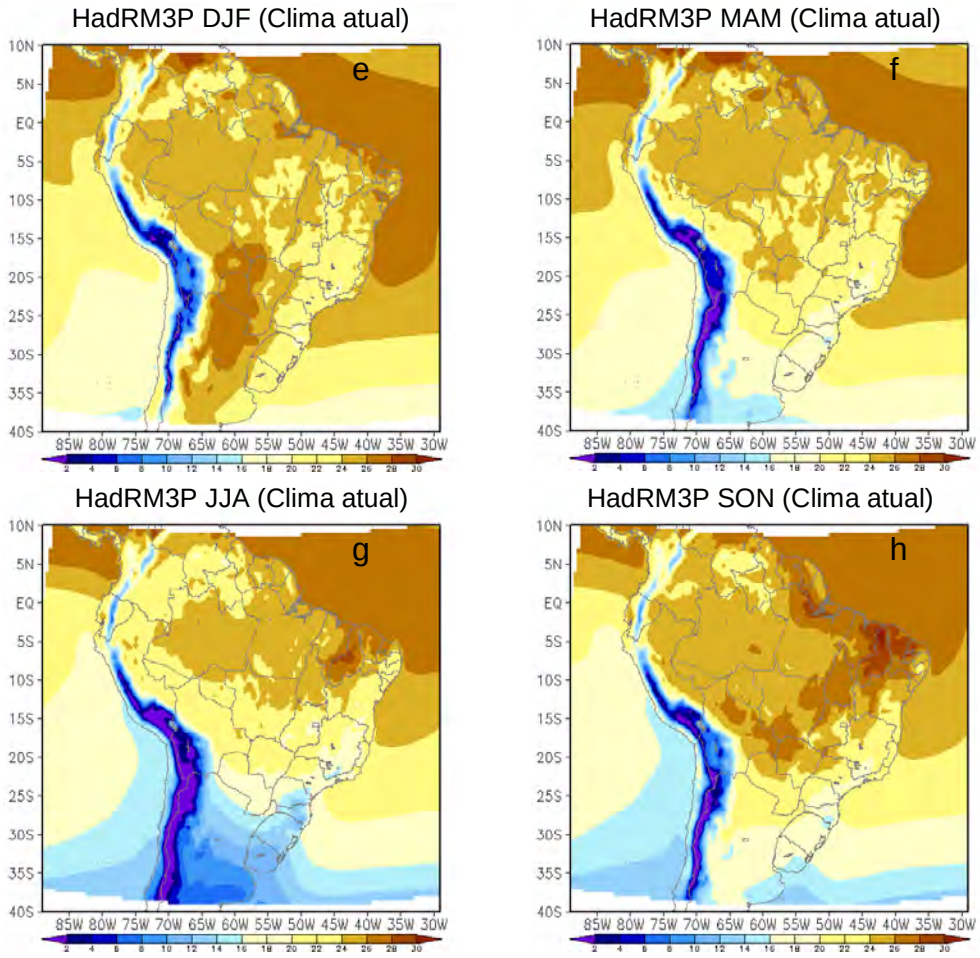


Figura 4.1 – Continuação (Continua).

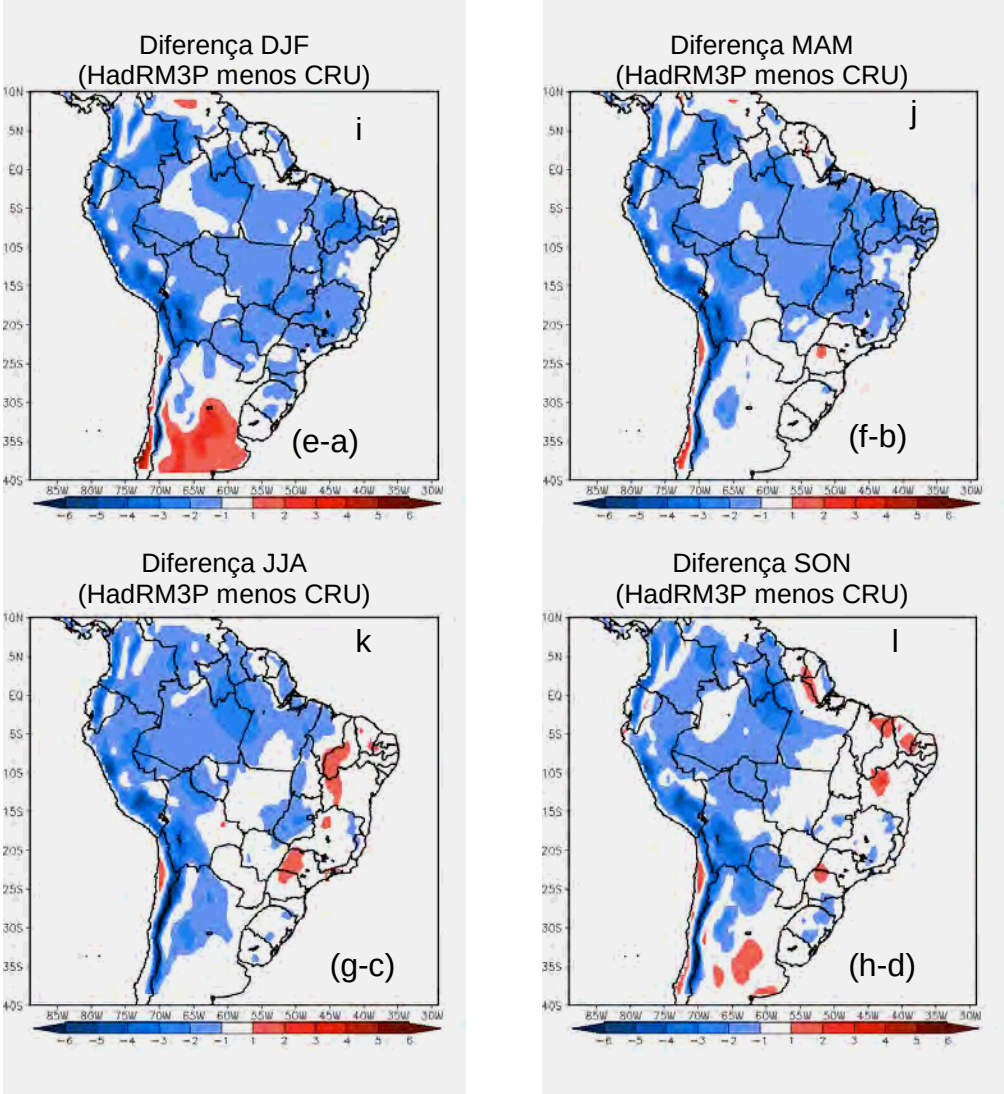


Figura 4.1 – Continuação (Continua).

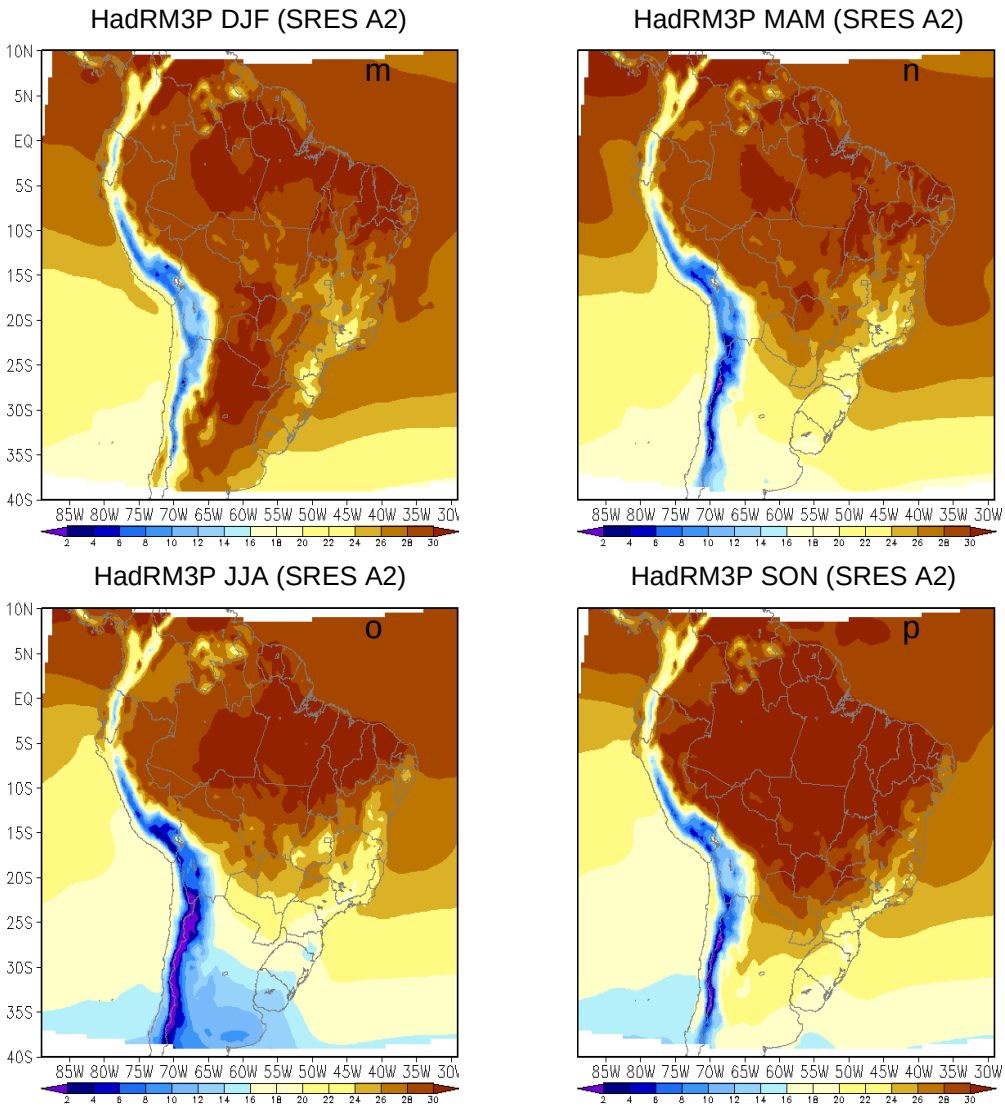


Figura 4.1 – Continuação (Continua).

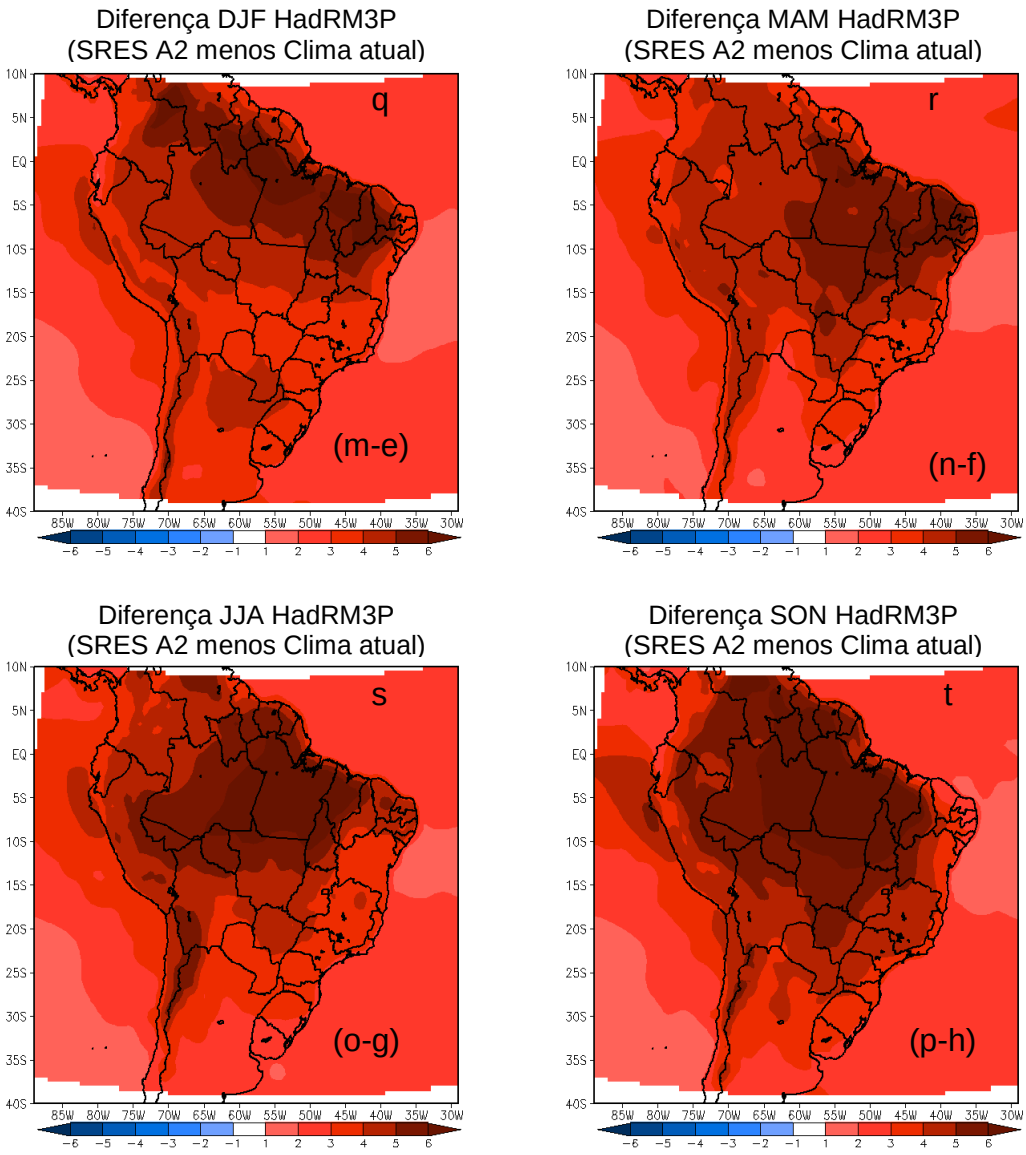


Figura 4.1 – (Conclusão).

A variabilidade sazonal da precipitação sobre a AS simulada pelo HadRM3P também foi comparada com os dados do CRU. A distribuição espacial simulada pelo modelo regional (figuras 4.2 e, f, g e h) se aproxima do padrão climatológico do CRU (figuras 4.2 a, b, c e d) permitindo identificar os diferentes regimes de chuva observados ao longo do ano. O modelo também mostra uniformidade da distribuição espacial e temporal das chuvas sobre o sul do Brasil, Paraguai e nordeste da Argentina, além de estação seca e chuvosa bem definida na parte central da AS. Por outro lado, durante DJF, sobre parte da região central da AS, o modelo subestima a chuva. Isso pode ser relacionado à má representação de alguns componentes do ciclo hidrológico e à parametrização de convecção não ajustada corretamente. O HadRM3P subestima os valores de chuva em relação ao CRU principalmente sobre o noroeste do Brasil como pode se observar nas figuras 4.2 i, e j, (DJF e MAM respectivamente). Para os meses JJA (figura 4.2k) se observa que o modelo subestima a chuva sobre o norte da Amazônia. Já no resto do território brasileiro, é observado uma boa aproximação entre o modelo regional e os dados de chuva do CRU. Por outro lado, mais chuva é mostrada pelo modelo regional sobre o norte da Argentina e sul do Brasil do como mostram as figuras 4.2 i, j, k e l. Em SON (figura 4.2i) também se observa superestimação de chuva no norte do Brasil do modelo em relação ao CRU.

No cenário de aquecimento SRES A2 durante DJF (figura 4.2q) e MAM (figura 4.2r), se observa mais chuva ao longo do lado leste dos Andes e sobre a região sul/sudeste do Brasil e a parte nordeste da Amazônia e regiões NEB e norte do Brasil mais secas que no clima atual. Durante JJA (figura 4.2s) se observa mais seca sobre o litoral do NEB e um clima mais úmido no noroeste da Amazônia. Já durante SON (figura 4.2t), o clima de aquecimento apresenta boa parte do leste da Amazônia e NEB com um clima mais seco que o atual simulado pelo modelo.

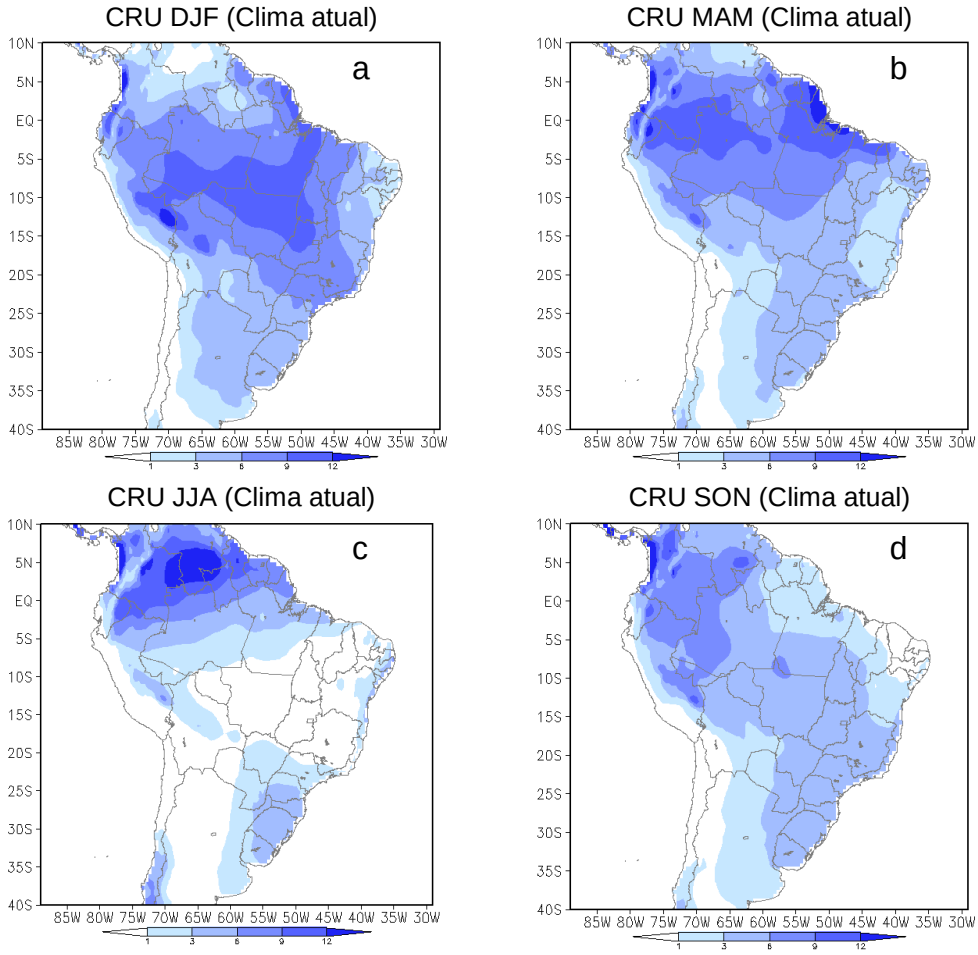


Figura 4.2 – Campos de precipitação derivados do CRU e modelo HadRM3P. a, b, c e d representam os dados do CRU para o período de 1980 até 1989 para os meses de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. e, f, g e h representam a simulação do HadRM3P para o clima atual para os meses de de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. I, j, k e l representam os campos de diferença entre o modelo regional e o CRU. m, n, o e p representam a projeção do HadRM3P para o período de 2080 para os meses de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. q, r, s e t representam os campos de diferença entre os períodos de 2080-2089 e 1980-1989 do HadRM3P. A unidade é ^{o}C. (Continua). A unidade é mm.d-^{1}. (Continua).

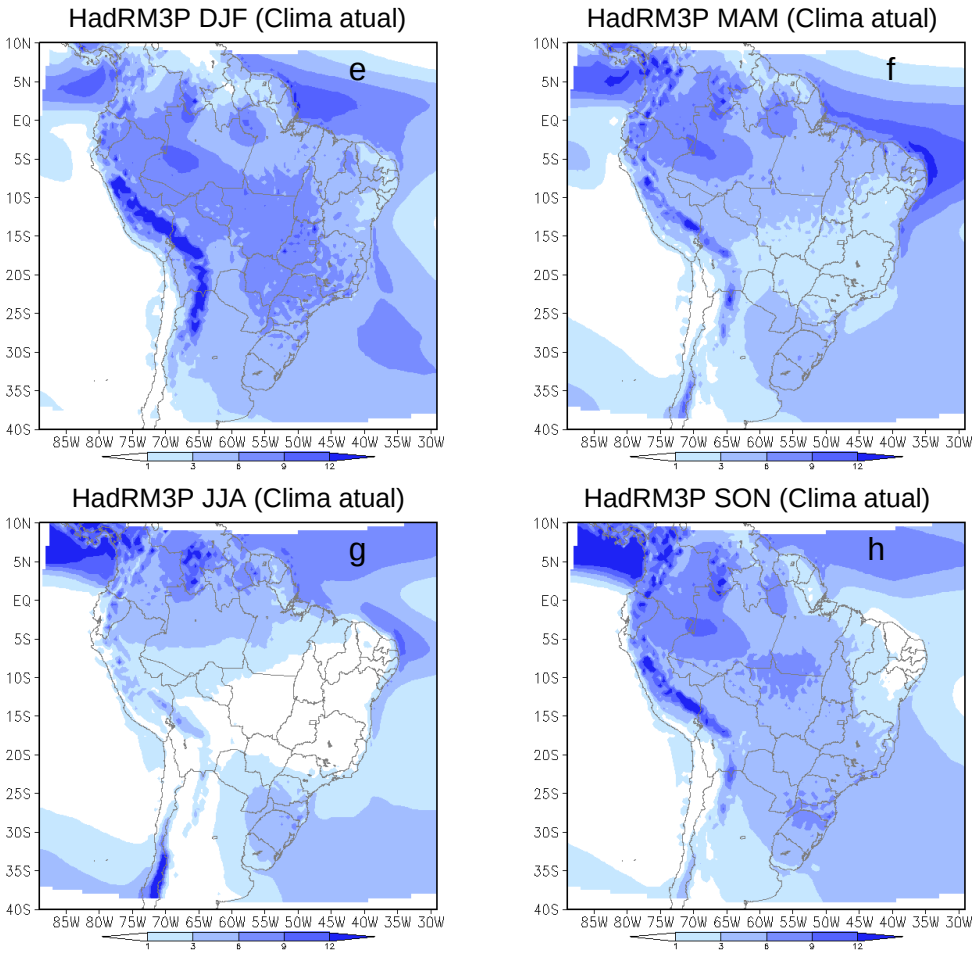


Figura 4.2 – Continuação (Continua).

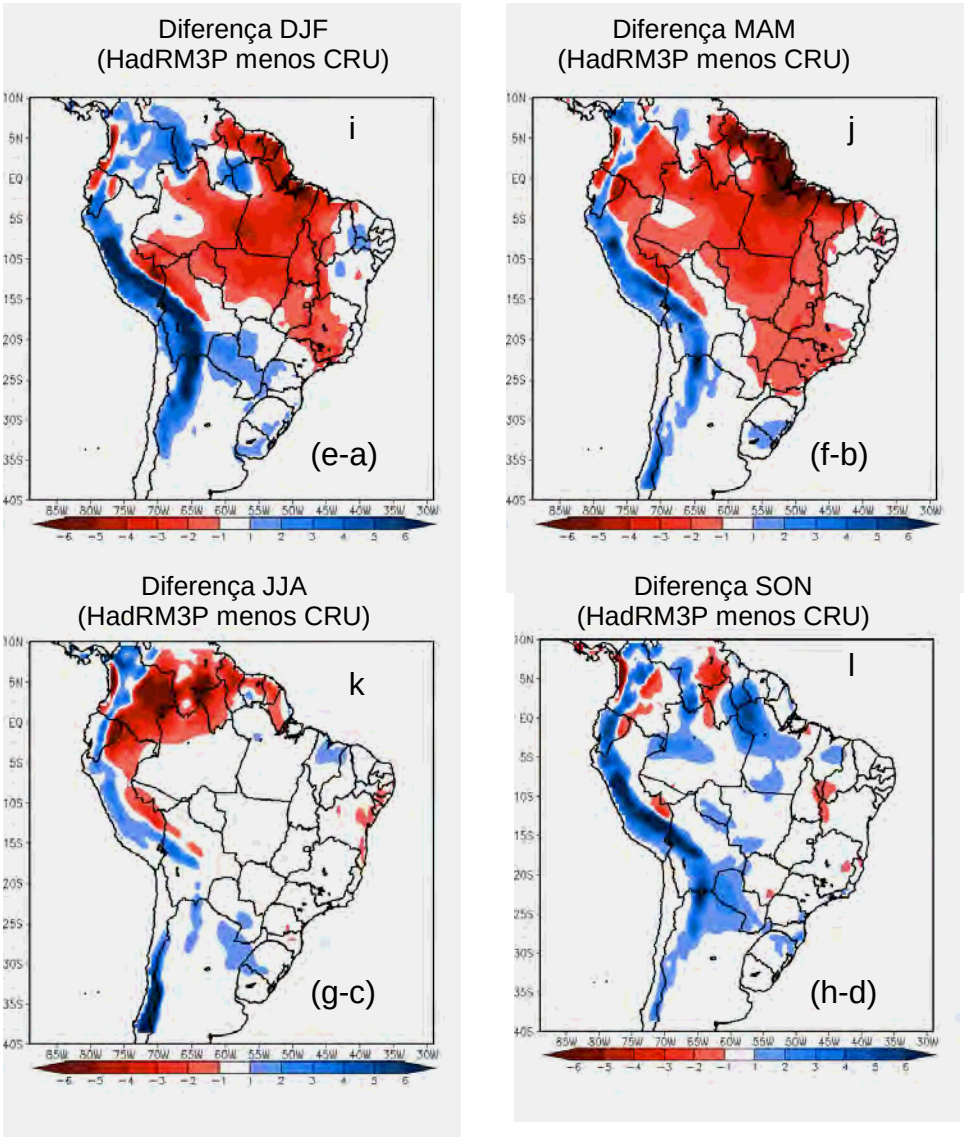


Figura 4.2 – Continuação (Continua).

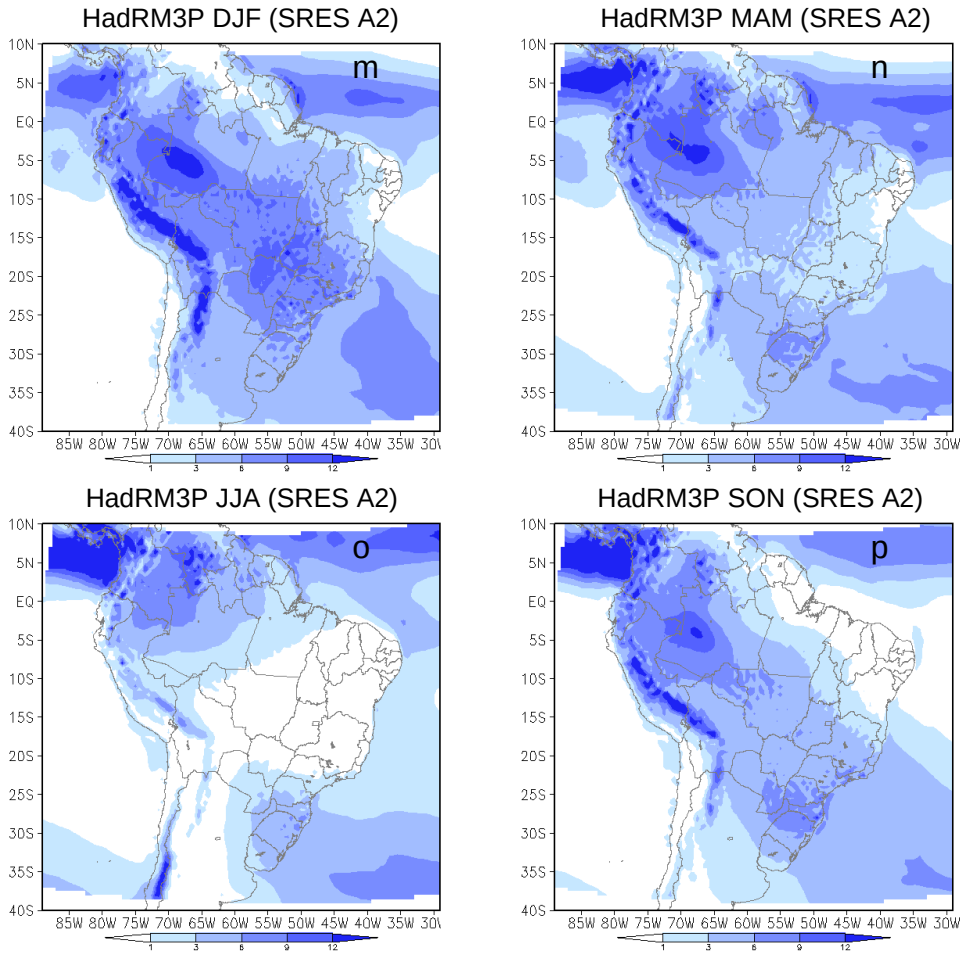


Figura 4.2 – Continuação (Continua).

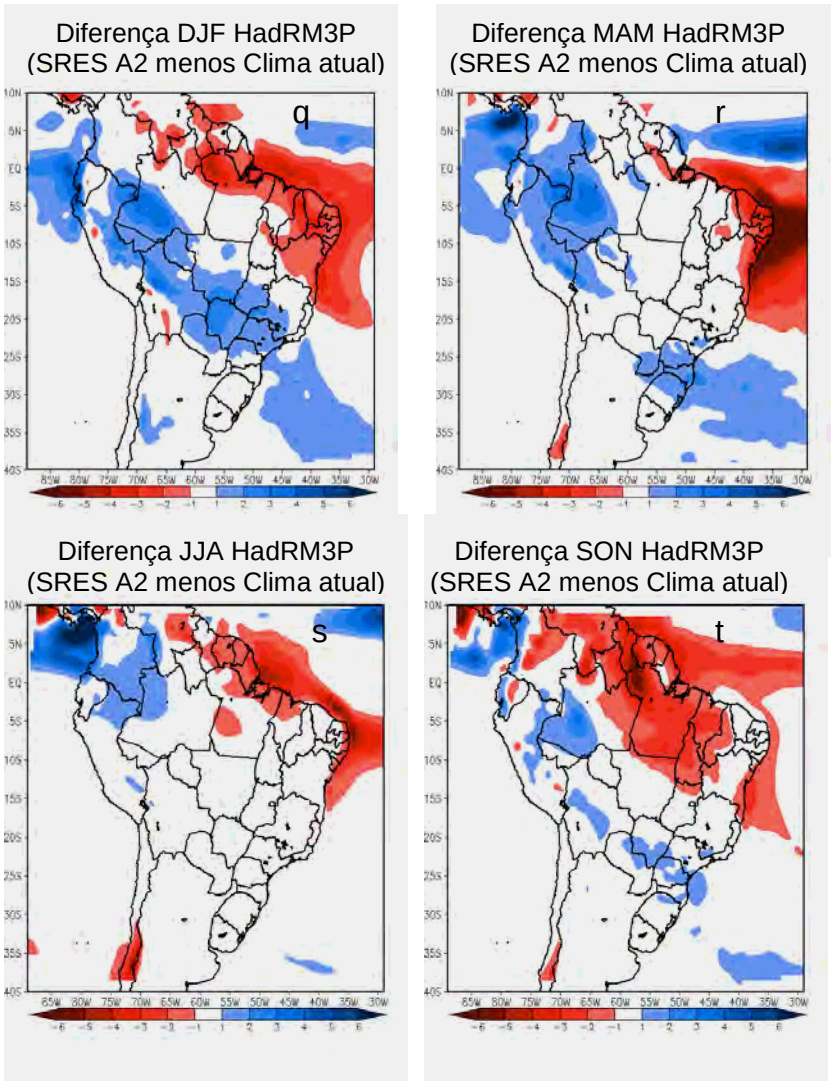


Figura 4.2 – (Conclusão).

Os mapas de temperatura (figuras 4.1e, f, g e h) e precipitação (figuras 4.2e, f, g e h) do HadRM3P (apenas 1 rodada de 10 anos) são muito semelhantes aos obtidos por Alves (2007) e Marengo et al. (2008) que usaram dados de 30 anos (1961-1990) para o clima atual e (2070-2099) com uma média de três simulações para o SRES A2. Alves, 2007, enfatiza que não existem diferenças significativas entre os três membros das simulações do HadRM3P. Detalhes das simulações de temperatura e precipitação do HadRM3P para o clima atual podem ser vistos em Alves (2007) e das projeções de clima futuro deste modelo em Marengo et al. (2007).

4.2 – Avaliação do modelo regional a partir de características de umidade e escoamento nos baixos níveis da atmosfera no clima atual

O fluxo de umidade, bem como a divergência horizontal de umidade são obtidos a partir de campos de umidade, pressão em superfície e componentes do vento. Assim, a fim de se observar semelhanças/diferenças das saídas do HadRM3P em relação às reanálises, é feita uma comparação entre campos de umidade específica, pressão em superfície e componentes zonal e meridional do vento gerados a partir do modelo regional e dados do NCEP de 1980 até 1989.

4.2.1 – Umidade nos baixos níveis da atmosfera

A figura 4.3 mostra os campos, de umidade específica, médios (entre a superfície e 700hPa). A figura 4.3a representa o campo médio para o período de 1980 até 1989 para os meses de DJF (NCEP), e a figura 4.3b representa o mesmo campo e período obtido a partir da simulação do modelo regional. Observa-se, na comparação da figura 4.3a e 4.3b, além de valores semelhantes, da ordem de 3 até 9 $g.kg^{-1}$, nos campos do NCEP e do HadRM3P, um padrão de distribuição espacial semelhante sobre a AS, com exceção de uma faixa ao longo dos Andes, em que as reanálises colocam

valores maiores. A figura 4.3c (diferença entre as figuras 4.3b e 4.3a), mostra sobre o continente, uma diferença menor que 1g.kg^{-1}. Já sobre os Andes essa diferença chega a 3 g.kg^{-1}. Sobre a região nordeste o modelo regional dispõe uma umidade menor que o NCEP da ordem de 1 g.kg^{-1}. No norte da Argentina e sul/sudeste do Brasil, o modelo regional mostra faixas de umidade maiores que valores do NCEP em torno de 1g.kg^{-1}.

Para os meses de MAM, também é observada uma boa semelhança na distribuição e quantificação da umidade específica semelhante ao observado durante DJF. O modelo regional gera uma área de umidade maior que o NCEP no norte da Argentina e sobre o Paraguai (+ 2 g.kg^{-1}) e uma pequena faixa de umidade menor que a umidade obtida dos dados do NCEP em torno de 10S até 24S e 45W (figura 4.3f).

Para os meses de JJA, norte da Argentina e sobre o Paraguai onde a diferença é negativa (figura 4.3i) é maior que a observada em MAM, mas com o mesmo valor de ~ 1 g.kg^{-1}. A figura 4.3i, mostra que em torno de 10N até 2N, o modelo regional disponibiliza maior umidade (~ 1 e 2 g.kg^{-1}) comparado ao NCEP. Porém, sobre o continente os valores obtidos são da mesma ordem (9 até 12 g.kg^{-1}).

Nos meses de SON, uma maior diferença é observada sobre o NEB, onde o HadRM3P gera menor umidade específica que as reanálises. O valor da diferença chega até 2 g.kg^{-1} nesta região. Pequenas áreas de maior umidade (~ 1g.kg^{-1}) são observadas sobre o norte do Paraguai, sobre o oeste da Amazônia e sobre o oceano atlântico próximo ao litoral norte do Brasil.

De forma geral, o modelo regional calculou os campos de umidade específica médios próximos dos obtidos da reanálises do NCEP. Foi observada uma boa distribuição espacial e uma boa aproximação dos valores obtidos. Também cabe ressaltar que as simulações do HadRM3P funcionam como projeções climáticas e não como previsão. As diferenças observadas são devidas principalmente à diferença na resolução espacial que originalmente no modelo são de 50km.

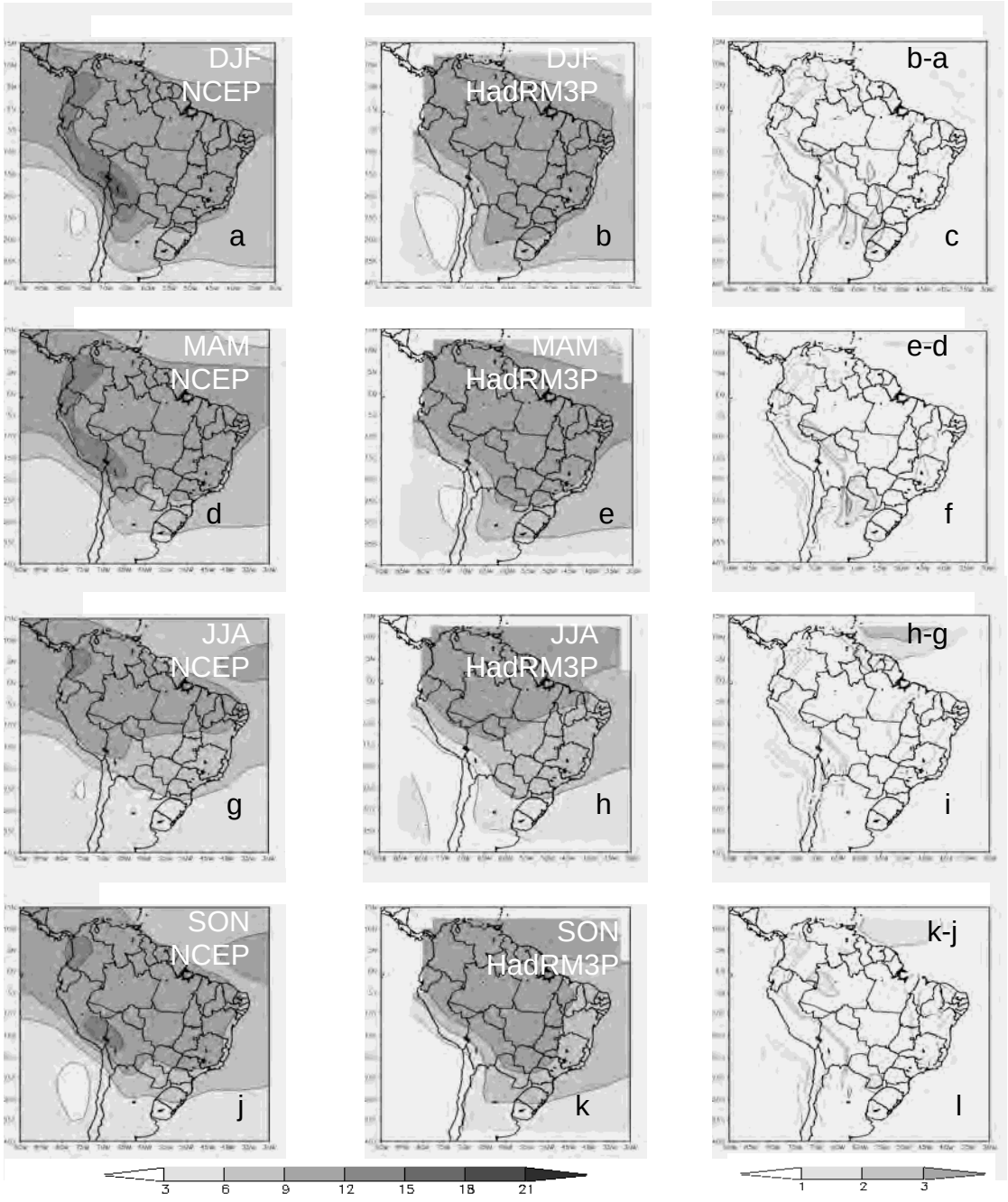


Figura 4.3 – Campos de umidade específica média entre a superfície e 700hPa. As figuras a (DJF), d (MAM), g (JJA) e j (SON) foram obtidas das reanálises do NCEP para o período de 1980 até 1989. As figuras b (DJF), e (MAM), h (JJA) e k (SON) foram obtidas do modelo regional HadRM3P. As figuras c, f, i e l são os campos de diferença entre b-a, e-d, g- h, e k-j respectivamente. A unidade é $g.kg^{-1}$.

4.2.2 – Componentes do vento na baixa atmosfera

A componente zonal do vento médio entre a superfície e 700hPa durante DJF, apresenta fluxos mais intensos associados aos ventos alísios de leste tanto nos dados do NCEP quanto nas saídas do modelo regional figuras 4.4a e b. No lado leste dos Andes, se observa um núcleo de vento zonal mais forte de $3m.s^{-1}$ associado ao escoamento médio nesta região (leste da Bolívia). A diferença entre o campo do vento zonal do HadRM3P em relação às reanálises do NCEP (figura 4.4c), mostra valores positivos, no norte da Amazônia, onde o modelo regional esta subestimando o vento em relação aos dados do NCEP, os valores chegam a $3m.s^{-1}$. Próximo ao NEB, se observa valores negativos, indicando superestimação do modelo regional em relação as reanálises nesta região (10S e 45W).

Em MAM, as figuras 4.4d e e, mostram o mesmo padrão associado aos ventos alísios, porém o fluxo no lado leste dos Andes é menos intenso, em $3m.s^{-1}$. O mapa de diferença (figura 4.4f), mostra subestimação do vento zonal na região tropical sobre o continente e se estendendo até o Oceano Atlântico.

Na comparação entre as figuras 4.4g e h (JJA), o modelo regional coloca valores mais intensos de vento zonal de oeste em torno de 20S e 55W. Nos meses de JJA, o modelo regional subestima o vento zonal em uma faixa desde os ventos alísios de leste, passando sobre o norte da Amazônia e chegando até a Bolívia. Valores mais infensos são observados na região da ASAS no modelo regional (figura 4.4i).

No período de SON, assim como nas demais épocas do ano, os padrões são semelhantes comparando-se o modelo regional (figura 4.4k) e as reanálises do NCEP (figura 4.4J), as diferenças mostradas na figura 4.4l são menores do que nas outras épocas do ano. Observa-se principalmente subestimação sobre a Amazônia e superestimação na costa sul/sudeste do Brasil que pode ser atribuído a configuração da ASAS mais próxima do continente.

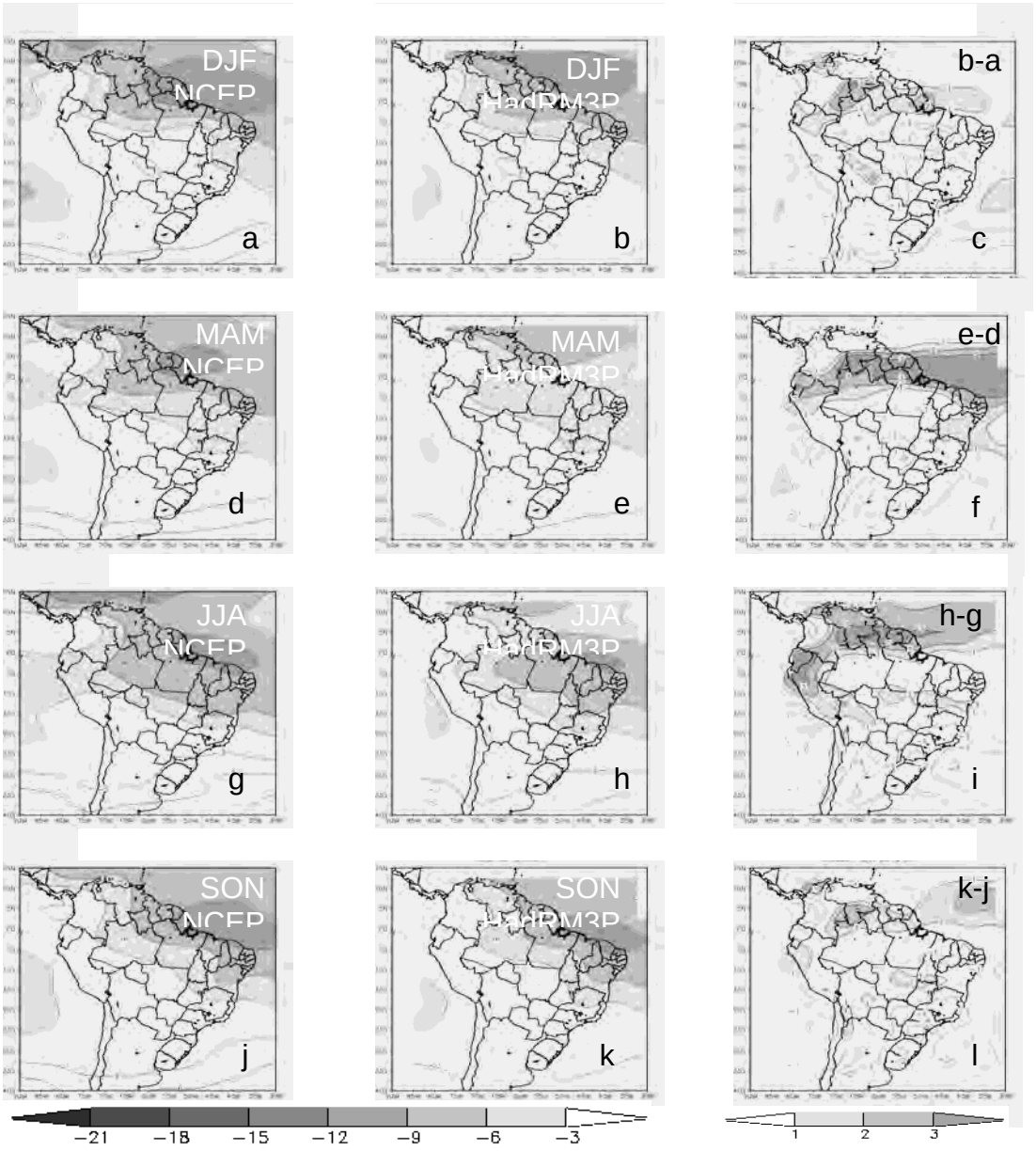


Figura 4.4 – Campos de vento zonal médio entre a superfície e 700hPa. As figuras a (DJF), d (MAM), g (JJA) e j (SON) foram obtidas das reanálises do NCEP para o período de 1980 até 1989. As figuras b (DJF), e (MAM), h (JJA) e k (SON) foram obtidas do modelo regional HadRM3P. Tons de cinza representam valores de vento zonal de leste e as linhas vento zonal de oeste . As figuras c, f, i e l são os campos de diferença entre b-a, e-d, g- h, e k-j respectivamente onde os valores positivos são mostrados em tons de cinza e valores negativos pelas linhas tracejadas. A unidade é $m.s^{-1}$.

A componente meridional do vento durante DJF (figuras 4.5a e b) mostra uma área em comum, onde os valores são maiores, sobre a Amazônia e se estendendo no lado leste dos Andes tanto nas reanálises quando no modelo regional. O HadRM3P coloca esse fluxo médio mais intenso, mais para o sul, até o sul da Bolívia. O mapa de diferenças (figura 4.5c) mostra que o modelo regional coloca valores maiores que o NCEP sobre a região central do Brasil. Isso ocorre porque o modelo regional tem uma topografia mais detalhada.

Durante MAM, a componente meridional do vento é enfraquecida, tanto nas reanálises quanto no modelo regional (figuras 4.5d e 4.5e respectivamente). O mapa de diferença mostra valores de vento meridional menores próximos à costa do Brasil e mais intensos na região central do Brasil e norte da Argentina (figura 4.5f).

Para JJA, o padrão é bem semelhante quando se compara o modelo regional (figura 4.5h) com as reanálises do NCEP (figura 4.5g). As diferenças maiores são observadas no norte da Argentina, onde o modelo regional dispõe um vento meridional de norte mais intenso (figura 4.5i).

As figuras 4.5j e 4.5k (SON) mostram o vento meridional de norte mais intenso sobre a Bolívia onde o modelo regional coloca esse vento mais intenso um pouco mais ao sul que as reanálises do NCEP. O mapa de diferença (figura 4.5l) mostra vento meridional mais forte no modelo regional na costa sul do Brasil indicando que nesta região a circulação associada à ASAS é um pouco mais intensa no modelo regional.

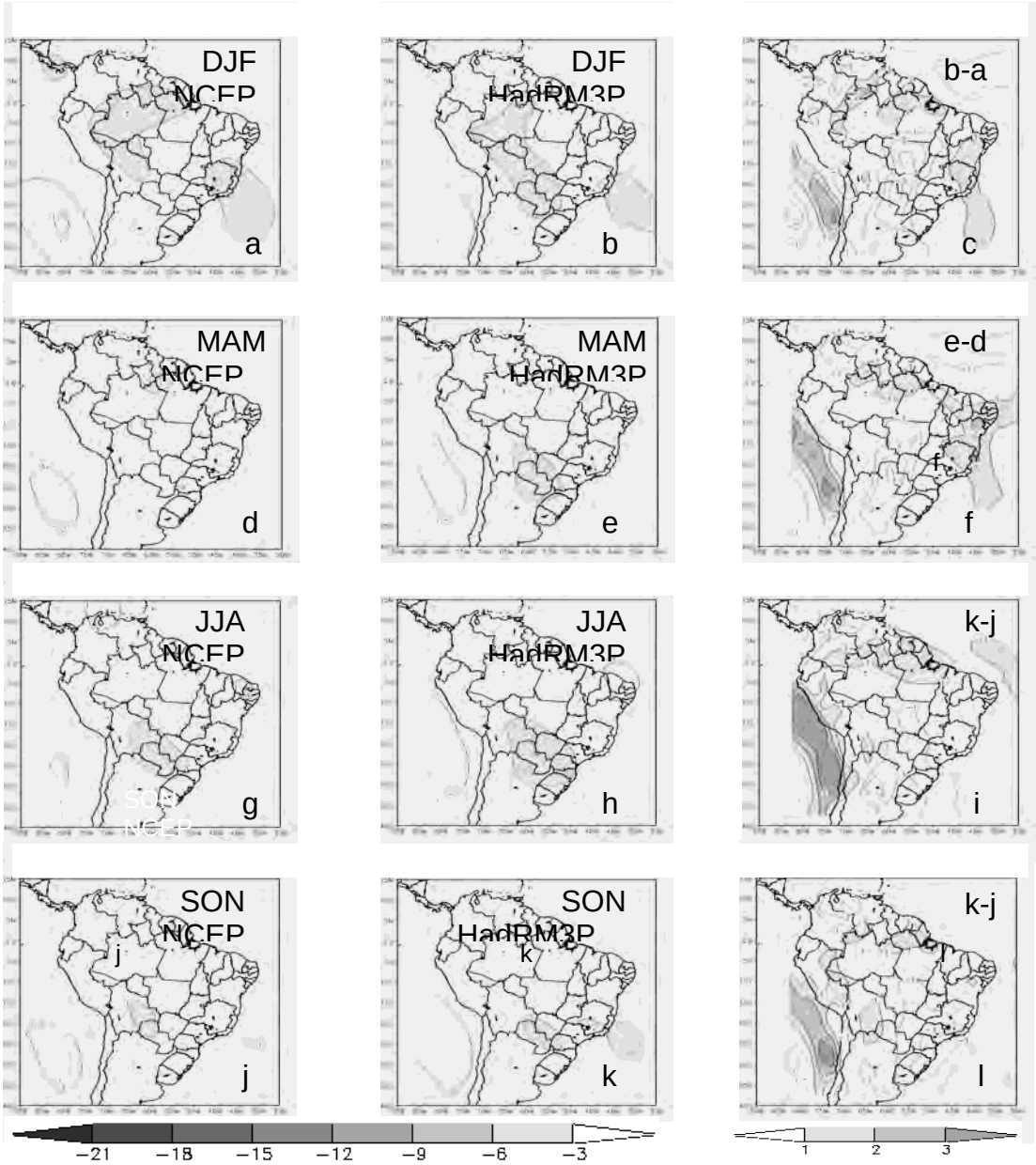


Figura 4.5 – Campos de vento meridional médio entre a superfície e 700hPa. As figuras a (DJF), d (MAM), g (JJA) e j (SON) foram obtidas das reanálises do NCEP para o período de 1980 até 1989. As figuras b (DJF), e (MAM), h (JJA) e k (SON) foram obtidas do modelo regional HadRM3P. Tons de cinza representam valores de vento meridional de lnorte e as linhas vento meridional de sul. As figuras c, f, i e l são os campos de diferença entre b-a, e-d, g- h, e k-j respectivamente onde os valores positivos são mostrados em tons de cinza e valores negativos pelas linhas tracejadas. A unidade é $m.s^{-1}$.

4.2.3 – Pressão em superfície

Com relação a pressão em superfície os campos da figura 4.6 mostram uma grande semelhança entre os campos do NCEP e do HadRM3P para todas as estações do ano. Os campos de diferenças mostram menores valores para o HadRM3P imediatamente no lado leste dos Andes e no norte da Argentina. A maior diferença é de -6hPa para os meses de DJF. As maiores diferenças observadas sobre o norte da Argentina, ocorrem devido a uma superestimação (mais intensa) da baixa pressão térmica nesta região colocada pelo modelo. Isto poderia contribuir para que o modelo regional tenha um fluxo de noroeste no lado leste dos Andes mais intenso quando se compara com as reanálises do NCEP e poderia ser um indicativo de mais eventos de JBN da AS no modelo regional que nas reanálises. SELUCHI et al. (2003) mostram que a baixa do noroeste da Argentina e a Baixa do Chaco são importantes no desenvolvimento do JBN a AS. Sugahara et al. (1994) e Weykamp (2006) mostraram que a baixa do Chaco é mais intensa e organizada em dias com jato e a tendência da pressão é ser mais baixa nos dias anteriores à ocorrência do JBN. Já Salio et al. (2007) também observaram que a presença da Baixa do noroeste Argentino (durante o inverno) e da Baixa do Chaco (durante o verão) contribuiu para o estabelecimento do JBN da AS à leste destes sistemas.

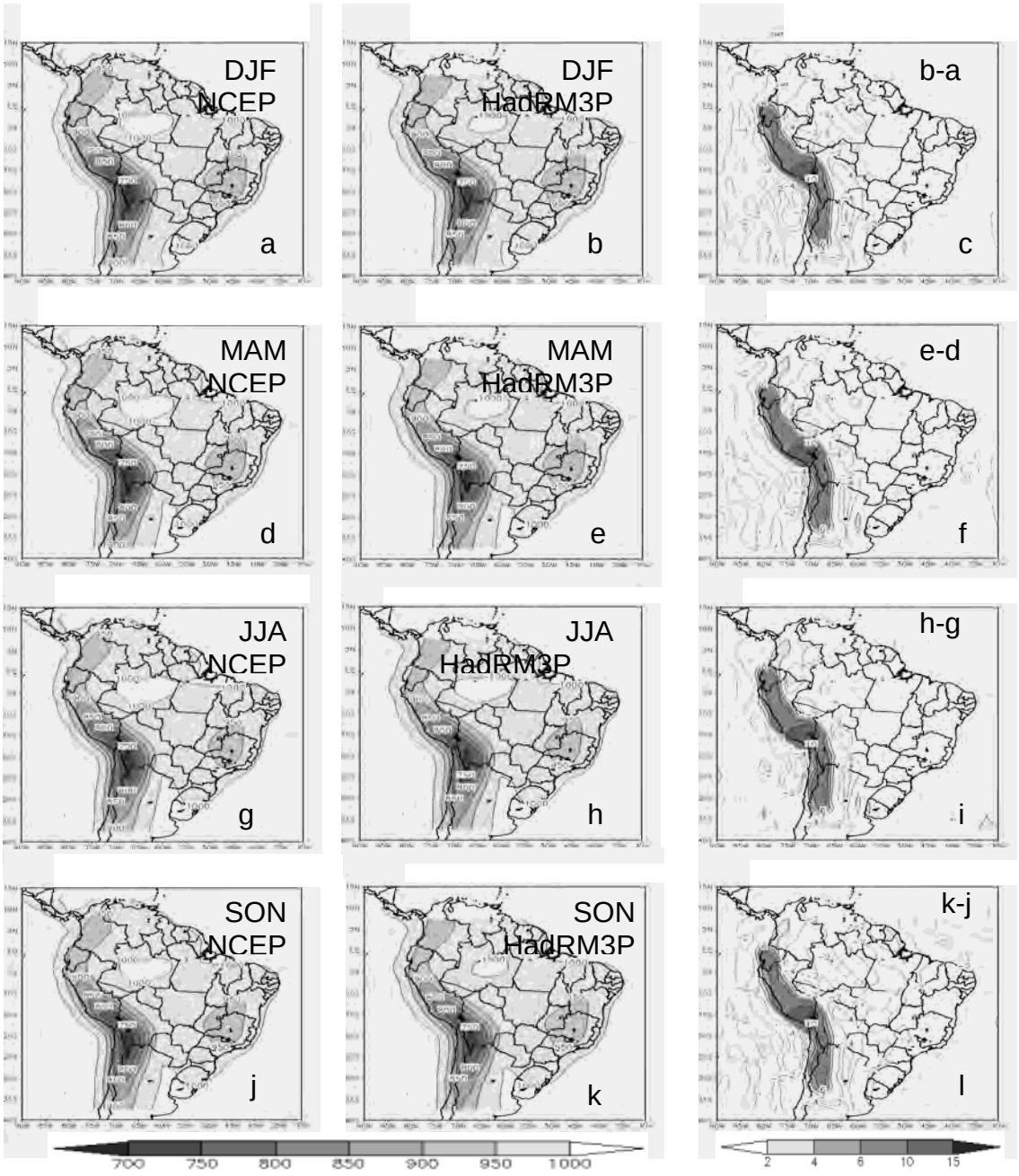


Figura 4.6 – Campos de pressão em superfície. As figuras a (DJF), d (MAM), g (JJA) e j (SON) foram obtidas das reanálises do NCEP para o período de 1980 até 1989. FIGS b (DJF), e (MAM), h (JJA) e k (SON) foram obtidas do modelo regional HadRM3P. As FIGS c, f, i e l são os campos de diferença entre b-a, e-d, g- h, e k-j respectivamente onde os valores positivos são representados em tons de cinza e negativos por contornos. A unidade é hPa.

4.3 – Variabilidade e características do JBN da AS no clima atual e futuro utilizando modelagem regional

Nesta sessão será abordada a ocorrência do JBN da AS a partir das simulações do HadRM3P no clima atual e projeção para o futuro. Aqui também são mostradas comparações entre as reanálises do NCEP e o modelo regional. A detecção do JBN da AS foi feita a partir da aplicação do critério 1 de Bonner especificado anteriormente.

A figura 4.7 apresenta o número de JBN da AS detectados em Santa Cruz de la Sierra (17.7S, 63W) para o clima atual e para o futuro projetados pelo modelo HadRM3P no cenário SRES A2 além do número de JBNs da AS detectados nas reanálises no clima atual.

É observado que no clima atual (1980-1989) o ciclo anual de ocorrência de JBN da AS obtido das reanálises do NCEP apresenta um máximo em DJF quando o máximo de ocorrência simulado pelo HadRM3P ocorre em JJA. Porém, é similar o ciclo anual simulado pelo modelo regional no presente e a projeção de clima de aquecimento global para o final do século XXI com máximo em JJA e mínimo em SON.

Nas reanálises do NCEP a partir da aplicação do critério 1 de Bonner, 28 casos de JBN da AS foram obtidos durante DJF, 18 para MAM, 5 para JJA e 9 para SON com um total de 60 jatos desde 1980 até 1989. Já para o HadRM3P, 169 jatos foram detectados durante o mesmo período. Isto indica que o modelo tende a superestimar o número de eventos de jatos no clima atual em relação às reanálises. A principal causa desta superestimação pode ser devido às diferentes resoluções do modelo regional em relação às reanálises. Além da resolução, o maior número de jatos detectados no modelo regional pode ser devido à maior intensidade dos alísios (que estão mais intensos quando está ocorrendo JBN da AS) no HadRM3P, e dos centros de mais baixa pressão no norte da Argentina mostrado anteriormente na figura 4.6.

É importante salientar que a metodologia na detecção de JBN da AS foi aplicada na média diária dos dados de vento, o que pode refletir em menos casos detectados.

Durante DJF, o número de jatos detectados passa de 45 no clima atual do HadRM3P para 78 no clima de aquecimento do SRES A2, um aumento de 73% na ocorrência de JBN da AS. Já durante MAM o número de jatos detectados é bem próximo, 37 casos no clima atual e 43 no clima de aquecimento global (+16%). Em JJA, o número de JBN da AS passa de 62 para 88, o que equivale a um aumento de 41% no SRES A2 em relação ao clima atual. Em SON foram detectados mais jatos no clima atual do que no clima de aquecimento global. O número diminui de 25 para 15, ou seja, neste período o número de jatos é 60% menor no clima de aquecimento global. Este decréscimo do número de JBNs da AS está associado com uma diminuição do cisalhamento vertical do vento neste período e sugere um alongamento do eixo vertical do jato nesta época do ano no SRES A2 e assim menos casos passariam no critério do cisalhamento vertical $>6 m.s^{-1}$ (veja a figura 4.8 onde se observa valores baixos de cisalhamento para SON).

O total de casos de jatos detectados utilizando o modelo HadRM3P, foi de 169 entre 1980 até 1989 e de 224 entre 2080 até 2089 evidenciando o impacto do SRES A2 na freqüência de ocorrência de JBN da AS. Os 55 casos de JBN da AS detectados no clima de aquecimento global pode ser considerado um indicador de intensificação da circulação regional. Isso vai de encontro ao indicado pelo IPCC 2007 que da evidências de que os ventos alísios se tornariam mais intensos num clima de aquecimento. Esta mudança pode ser atribuída a um maior aquecimento no continente em relação ao Oceano Atlântico tropical adjacente e ao gradiente térmico. Assim, ventos em baixos níveis sobre a Amazônia também ficam mais acelerados no clima de aquecimento, e dessa forma os jatos a leste dos Andes também se tornam mais intensos.

Baseado somente nos resultados do modelo, um aumento de 25% na freqüência de eventos de JBN da As é observado no SRES A2 no final do século XXI especialmente no verão onde o aumento de JBNs da AS pode alcançar 72%.

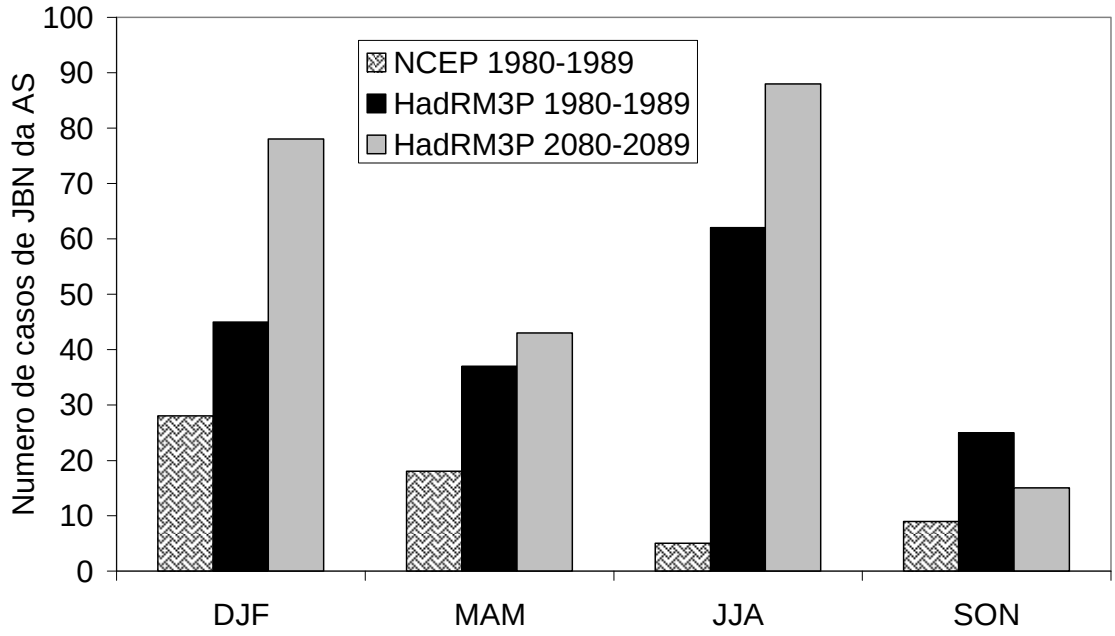


Figura 4.7 – Número de JBN da AS detectados em Santa Cruz de la Sierra (17.7S, 63W) para o clima atual e SRES A2 utilizando o critério de 1 Bonner. Para cada estação do ano as colunas da esquerda representam os dados das reanálises do NCEP, a coluna preta o número de jatos detectados a partir do modelo regional no clima atual e as colunas cinzas da direita o número de jatos detectados a partir do modelo regional no clima de aquecimento.

A fim de verificar mudanças na intensidade do JBN da AS é apresentada a figura 4.8 que mostra a velocidade do vento horizontal no nível de 850 hPa e valores do cisalhamento vertical do vento horizontal entre os níveis de 850 e 700 hPa em Santa Cruz de la Sierra.

Na figura 4.8 é observado uma superestimação da velocidade do vento e do cisalhamento vertical apresentados pelo HadRM3P em relação as reanálises do NCEP. Isso pode ser atribuído as diferentes resoluções entre o modelo e as reanálises.
É importante enfatizar que os dados do HadRM3 estão na resolução de 50km justamente para que os casos de JBN da AS e velocidade do vento sejam caracterizados com uma melhor resolução espacial.

Na figura 4.8a da comparação da simulação do HadRM3P no clima atual em relação a projeção para o clima futuro se observa em relação à magnitude do vento médio, uma variabilidade sazonal. Valores mais altos são observados em JJA. Já durante MAM podem ser observados tanto para o clima atual quanto para o clima futuro no cenário SRES A2, valores mais baixos do que em JJA.
No clima presente e futuro, a média do cisalhamento vertical tem valores menores que $3m.s^{-1}$.

Na figura 4.8b (compostos de JBN da AS) após a aplicação do critério 1 de Bonner, um incremento da velocidade do vento e do cisalhamento vertical é observado quando se compara à climatologia do clima atual (figura 4.8a) isso tanto nas reanálises quanto no HadRM3P. O valor do vento sobre Santa Cruz de la Sierra é alto, em torno de $20m.s^{-1}$ durante JJA tanto nas reanálises quanto no HadRM3P. O JBN da AS detectado em dezembro de 2002 durante SALLJEX (Vera et al. 2006c, Saulo et al 2007) apresentou ventos maiores que 20 $m^{.-1}$). Também é observado que valores do cisalhamento vertical chega a valores de 8 $m.s^{-1}$ (figura 4.8b).

A figura 4.8 mostra uma intensificação do vento no cenário de aquecimento global em relação ao período de 1980-89. Este aumento na velocidade do jato no cenário futuro pode ser associado com a intensificação do gradiente térmico entre a região tropical e subtropical da AS, como mostrado por Ambrizzi et al. (2007) e Marengo et al. (2007). Existe uma indicação de que a baixa térmica do

Chaco e noroeste Argentino poderiam se intensificar em um clima mais quente, assim, intensificando o JBN da AS (MARENGO et al., 2007).

Uccellini e Johnson (1979) mostraram a presença do jato de altos níveis após a formação de JBNs a leste de montanhas. Saulo et al. (2007) também mostrou a presença desse jato nos altos níveis da atmosfera quando existe a presença do JBN da AS. Assim, no clima de aquecimento, uma maior atividade do JBN da AS poderia ser associada em virtude do ajustamento de massa, com a intensificação da velocidade máxima do jato subtropical de altos níveis.

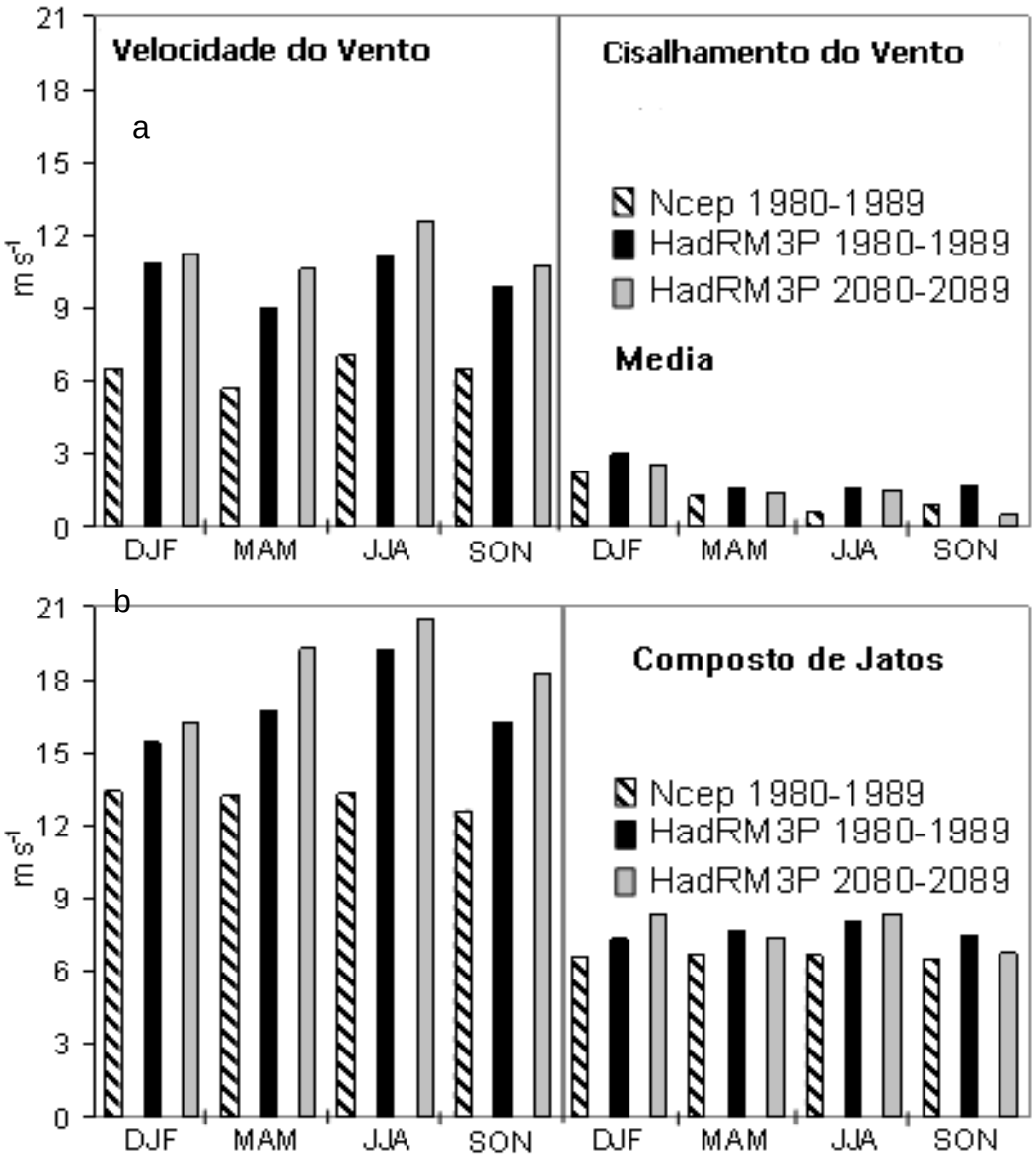


Figura 4.8 – Magnitude do vento em 850hPa e cisalhamento vertical entre os níveis de 850 e 700 hPa. A fig. (a) se refere a média dos períodos de 1980-1980 ou 2080-2089 e a fig. (b) para os casos de JBN da AS detectados. A localização é Santa Cruz de la Sierra (17.7S, 63W). Para cada estação do ano as colunas da esquerda representam os dados das reanálises do NCEP, a coluna preta o número o modelo regional no clima atual e as colunas cinzas da direita a projeção do modelo regional para o clima de aquecimento.

4.4 – Análise vertical do vento e umidade específica

As figura 4.9 mostra o vento meridional e a umidade específica na latitude de Santa Cruz de la Sierra (17.7S) simulados para o clima atual e a projeção de clima futuro do HadRM3P. Para a média do período de 1980 até 1989, as figuras 4.9 a, b, c e d mostram valores de vento da ordem de 4 até 6 $m.s^{-1}$ no lado leste dos Andes na região de ocorrência do JBN da AS. Já os valores de umidade específica fica entre 12 e 15 $g.kg^{-1}$, com maiores valores próximos a 1000 hPa como era de se esperar. A comparação entre o clima de aquecimento e o clima atual mostra que o núcleo da maior velocidade média do vento está próximo aos Andes. Tanto no clima atual quanto na projeção de clima futuro do SRES, se observa um segundo núcleo de vento meridional de norte mais intenso, localizado em torno de 40W-35W. Este núcleo secundário está associado à presença da ASAS e à presença do Planalto Brasileiro. Marengo et al., 2004 também encontraram esse núcleo utilizando dados de reanálises do NCEP.

Em relação à umidade específica, para o clima de aquecimento, para DJF, MAM e SON, se observa maior quantidade de umidade em comparação aos mesmos períodos no clima atual. Durante JJA, os valores de umidade são semelhantes no clima atual e futuro, porém no clima de aquecimento, a área de maior conteúdo de umidade é maior.

As figuras 4.9d até 4.9h mostram que durante todo o ano existe um núcleo de vento de norte próximo aos Andes e que maiores quantidades de umidade se localizam nos baixos níveis da atmosfera em duas regiões: uma imediatamente a leste do Andes, que deve ser oriundo principalmente da Amazônia e outro mais a leste oriundo da ASAS.

Na presença do JBN da AS, no clima atual, se observa um aumento na velocidade do vento próximo aos Andes. Os valores médios que no clima atual eram da ordem de 4 até 6 $m.s^{-1}$ (figuras 4.9 a, b, c e d) passam para valores

entre 10 e 12 $m.s^{-1}$ (figuras 4.9 i, j, k e l) no mesmo período. Na presença do JBN da AS, o núcleo de vento mais forte próximo dos Andes parece mais organizado que na média e em todas as épocas do ano está abaixo de 800hPa. Já os valores de umidade específica se mantêm semelhantes quando se compara a média e compostos de JBN da AS no clima atual.

No clima de aquecimento global (figuras 4.9 m, n, o e p), da mesma forma que no clima atual, a presença do JBN da AS causa aumento na velocidade do vento meridional de norte imediatamente no lado leste dos Andes, porém, os valores são mais intensos que no clima atual. Durante MAM , JJA, e SON (figuras 4.9 n, o e p) o núcleo apresenta uma velocidade em torno de $12m.s^{-1}$.

A combinação da velocidade do vento meridional de norte e da quantidade de umidade específica nos baixos níveis da atmosfera irão influir no transporte de umidade meridional como mostrado na sessão seguinte.

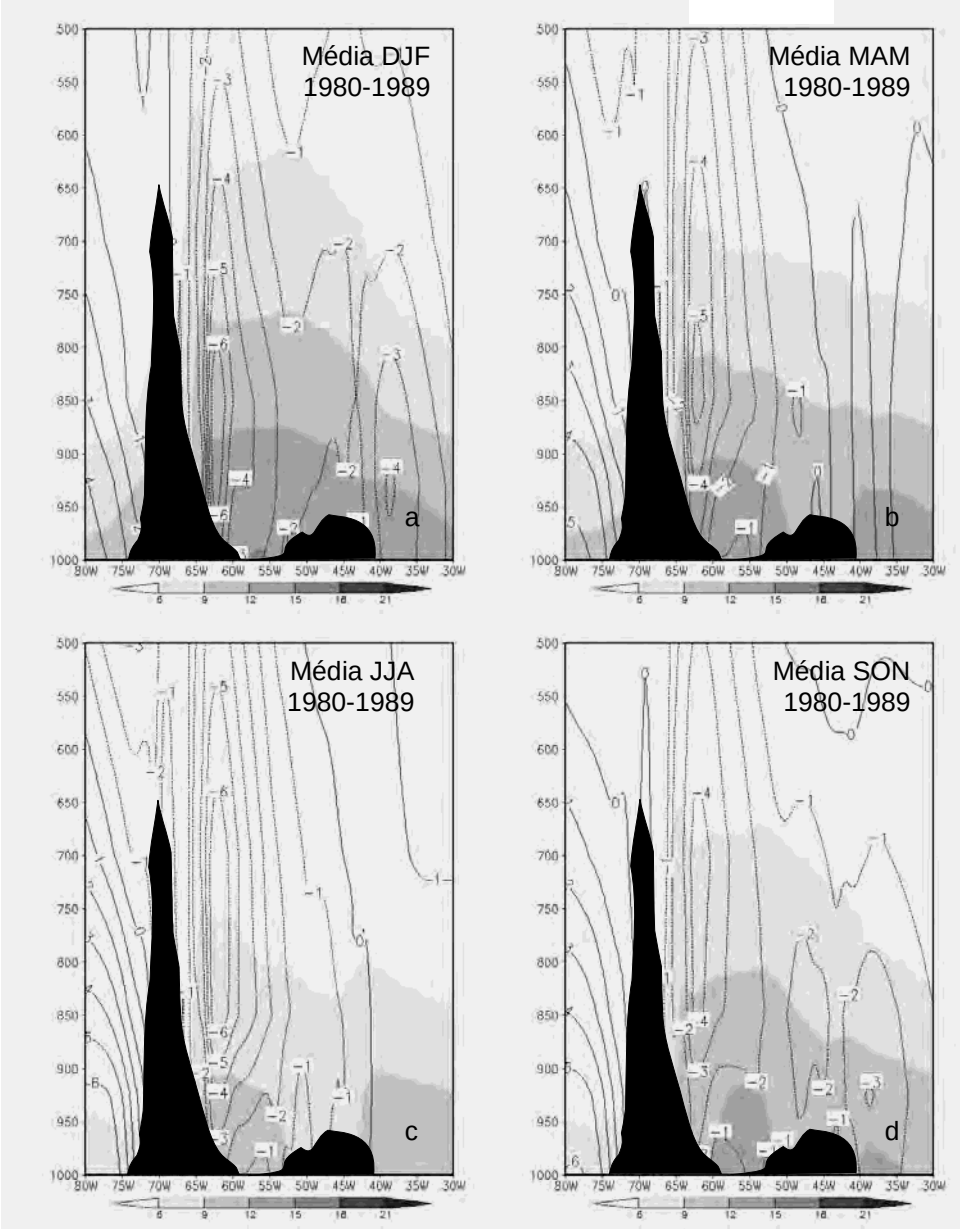


Figura 4.9 – Sessão vertical da componente meridional do vento (m.s^{-1}) e umidade específica (g.kg $^{-1}$) ao longo da latitude de Santa Cruz de la Sierra na Bolívia (17.7S) simulada pelo modelo HadRM3P. a, b, c e d representam a média para DJF, MAM, JJA e SON durante 1908-1989. e, f, g e h representam a média para DJF, MAM, JJA e SON durante 2008-2089. I, j, k e l representam compostos de JBN da AS para DJF, MAM, JJA e SON durante 1908-1989 e m, n o e p compostos de JBN da AS para DJF, MAM, JJA e SON durante 2008-2089 respectivamente. (Continua).

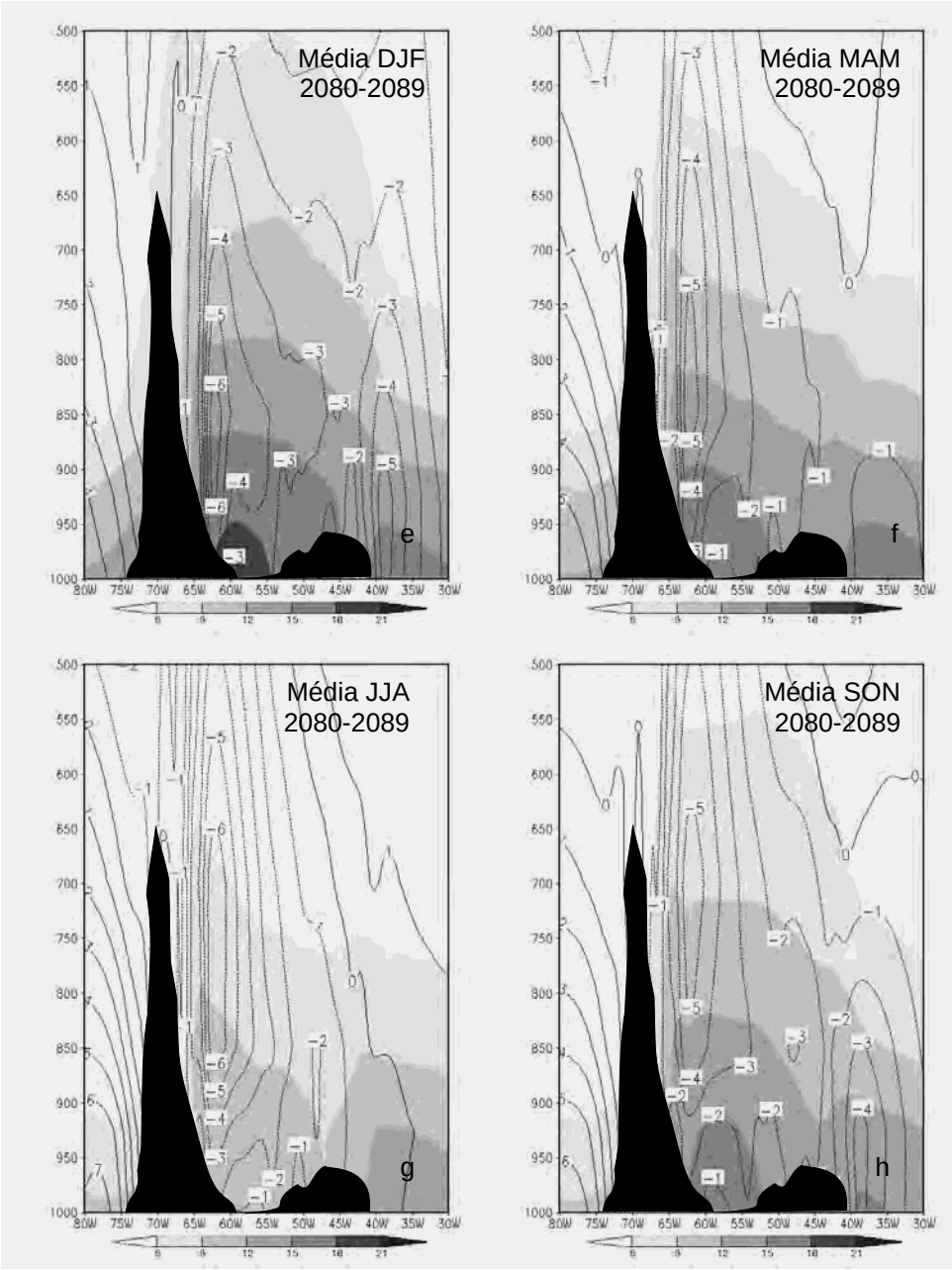


Figura 4.9 – Continuação (Continua).

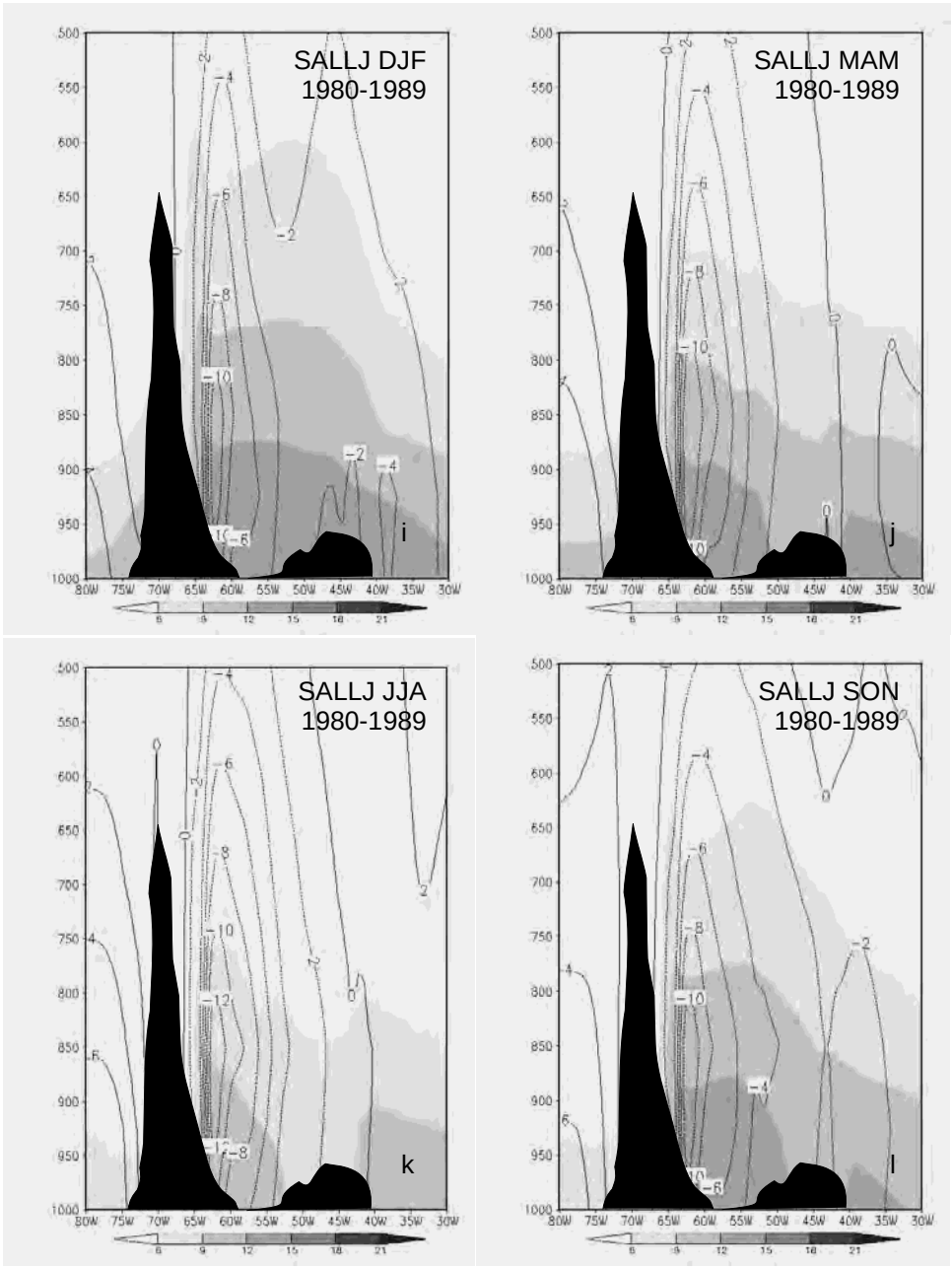


Figura 4.9 – Continuação (Continua).

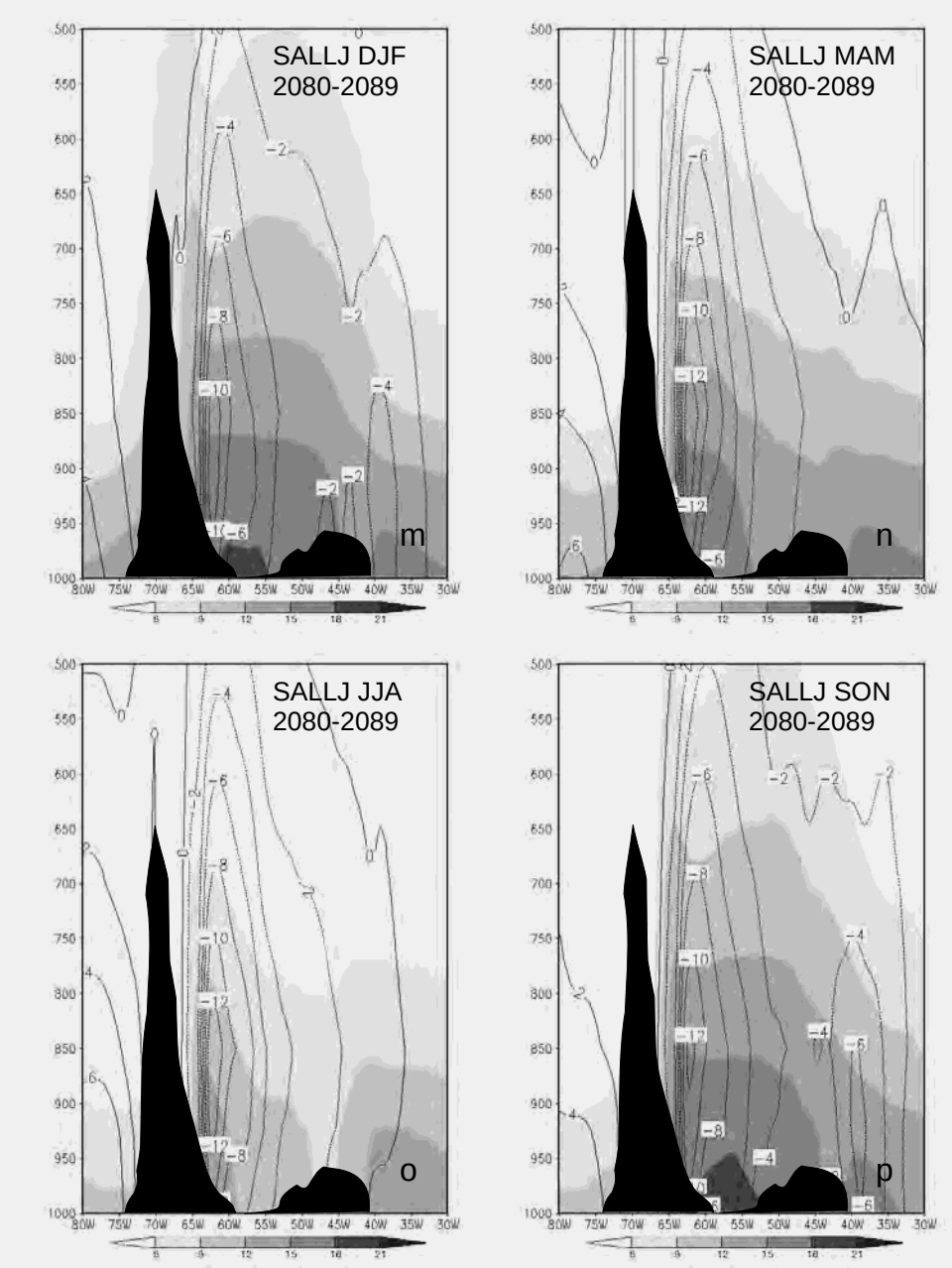


Figura 4.9 – (Conclusão).

4.5 – Análise vertical do transporte meridional de umidade

A figura 4.10 mostra o transporte meridional de umidade na latitude de Santa Cruz de la Sierra (17.7S) simulados para o clima atual e a projeção de clima futuro do HadRM3P. As figuras 4.10a, b, c e d, mostram o transporte de umidade meridional médio, onde os valores chegam a ordem de até -90 m g s^{-1} kg^{-1} em DJF, e até -60 m g s^{-1} kg^{-1} nas outras estações do ano no clima atual. Como discutido anteriormente, não só o vento meridional de norte mais intenso, mas também maior quantidade de umidade estariam contribuindo para o maior transporte de umidade em DJF que nas outras épocas do ano no clima atual.

No clima de aquecimento, o transporte meridional médio de umidade de norte é intensificado em relação ao clima atual. As figuras 4.10e, f, g e h mostram além de uma maior abrangência espacial, o transporte mais forte, , com valores chegando até a faixa de –90 até 120 m g s^{-1} kg^{-1} em DJF. Assim, a principio em termos de média, o HadRM3P mostra um maior transporte de umidade no lado leste dos Andes num clima de aquecimento em relação ao clima atual.

A presença do JBN da AS no clima atual, causa a intensificação do núcleo de transporte de umidade (figuras 4.10i, j, k e l) no lado leste dos Andes como mostrado nos estudos de Saulo et al. (2000) e Marengo et al. (2004).

No SRES A2, no composto do JBN da AS, o transporte meridional de umidade próximo aos Andes, no lado leste, fica ainda mais intensificado que no clima atual como mostram as figuras 4.10m, n, o e p. Os valores desse transporte chegam a ordem de –180 até –210 m g s^{-1} kg^{-1}. Por ex. enquanto que o JBN da AS durante o verão de 1980 até 1989 transporta entre –120 e –150 m g s^{-1} kg^{-1} (figura 4.10i) no clima de forte aquecimento global o valor no núcleo desse transporte chega até –210 m g s^{-1} kg^{-1} (figura 10m).

Assim, o HadRM3P mostrou JBNs da AS mais intensos acelerando o transporte de umidade na baixa atmosfera no lado leste dos Andes e que esse transporte seria ainda mais forte na simulação de um clima futuro mais quente.

Até aqui os resultados mostraram que num clima de aquecimento em comparação ao clima atual, o HadRM3P aponta para uma maior freqüência na ocorrência de JBN da AS. Os jatos também são mais intensos no SRES A2 comparado ao clima atual. Maior transporte de umidade no lado leste dos Andes também foi observado no clima de aquecimento onde uma maior intensificação desse transporte é observada na presença do jato.

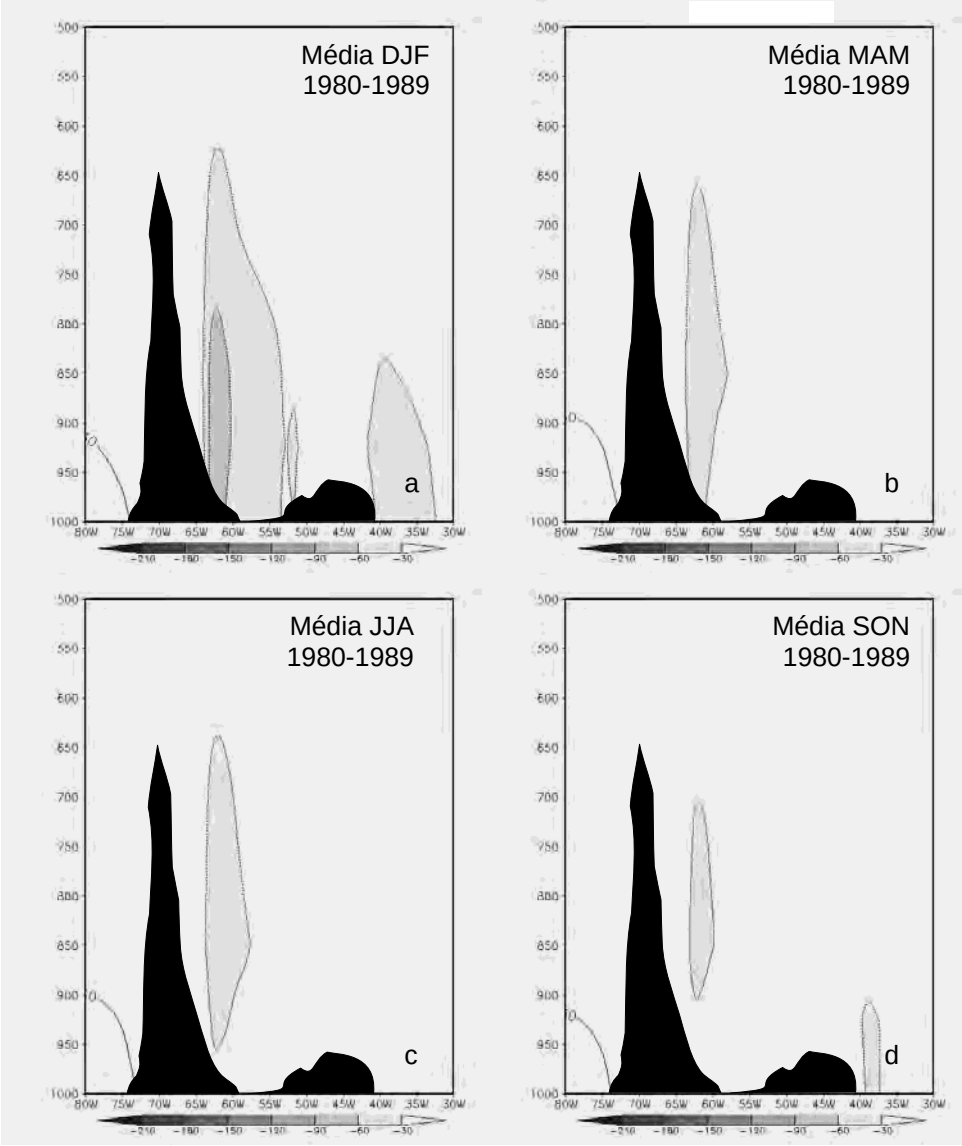


Figura 4.10 – Sessão vertical do transporte meridional de umidade (g s^{-1} kg^{-1}) ao longo da latitude de Santa Cruz de la Sierra na Bolívia (17.7S) simulado pelo modelo HadRM3P. a, b, c e d representam a média para DJF, MAM, JJA e SON durante 1908-1989. e, f, g e h representam a média para DJF, MAM, JJA e SON durante 2008-2089. I, j, k e l representam compostos de JBN da AS para DJF, MAM, JJA e SON durante 1908-1989 e m, n o e p compostos de JBN da AS para DJF, MAM, JJA e SON durante 2008-2089 respectivamente. (Continua).

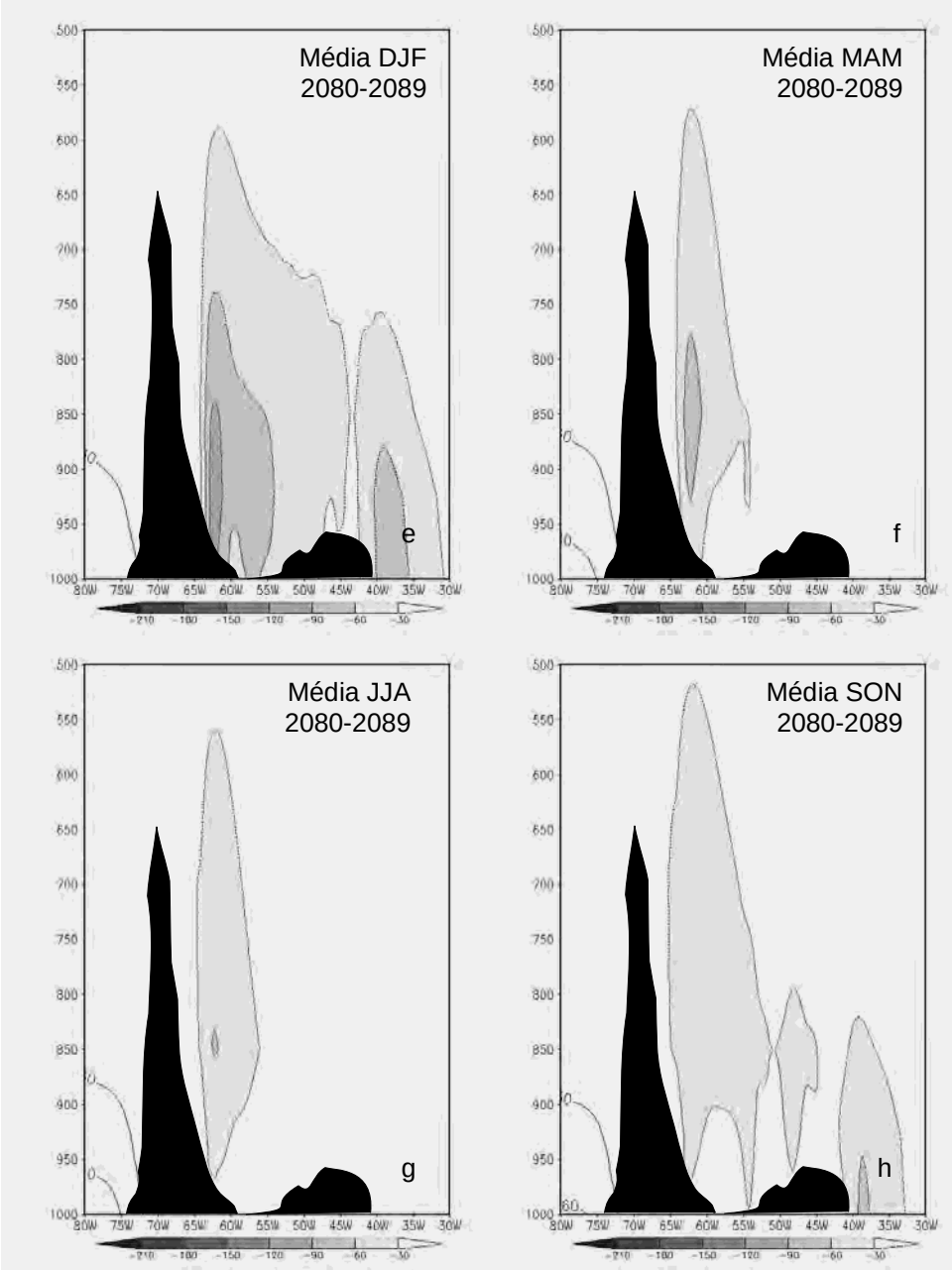


Figura 4.10 – Continuação (Continua).

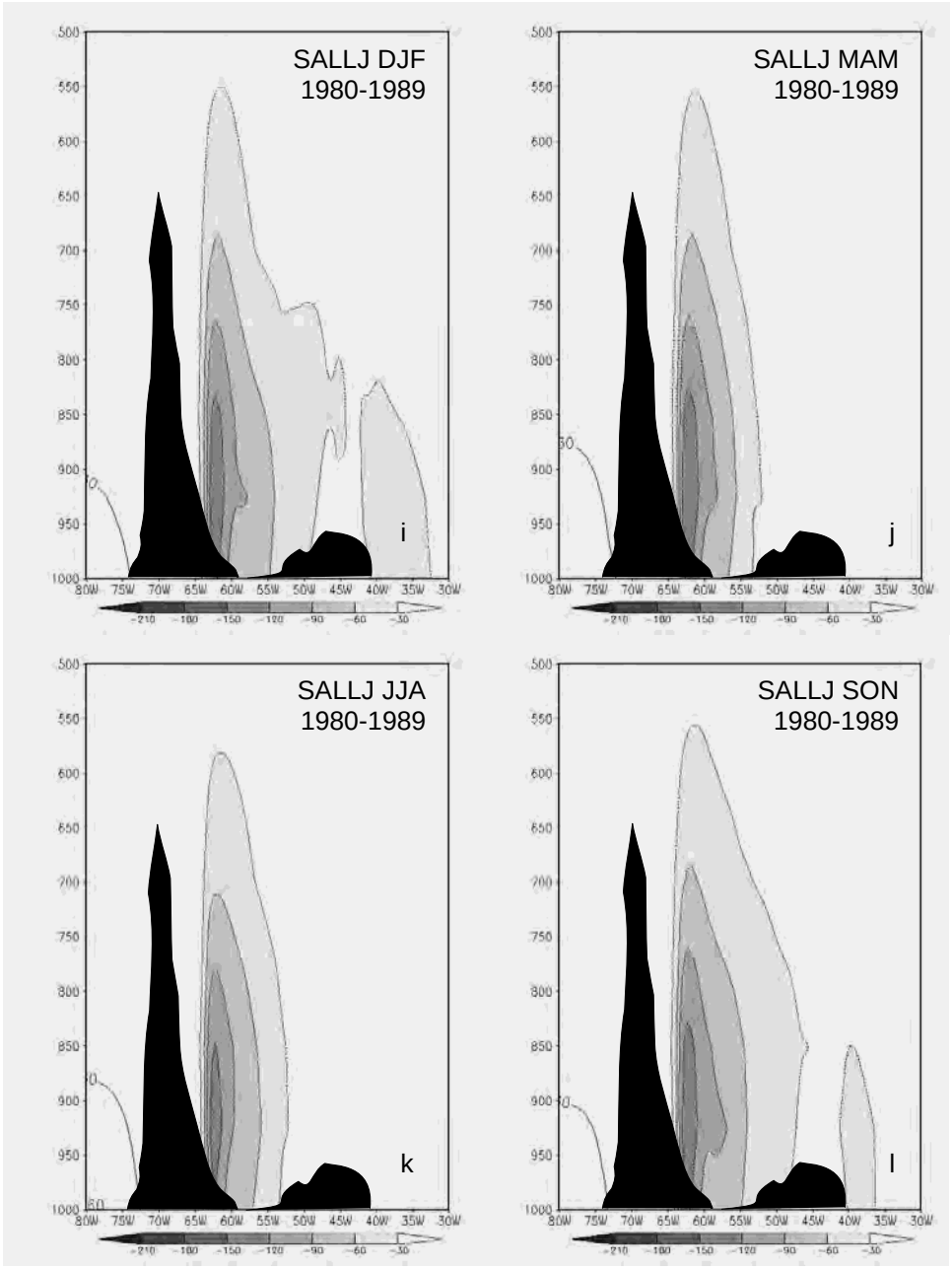


Figura 4.10 – Continuação (Continua).

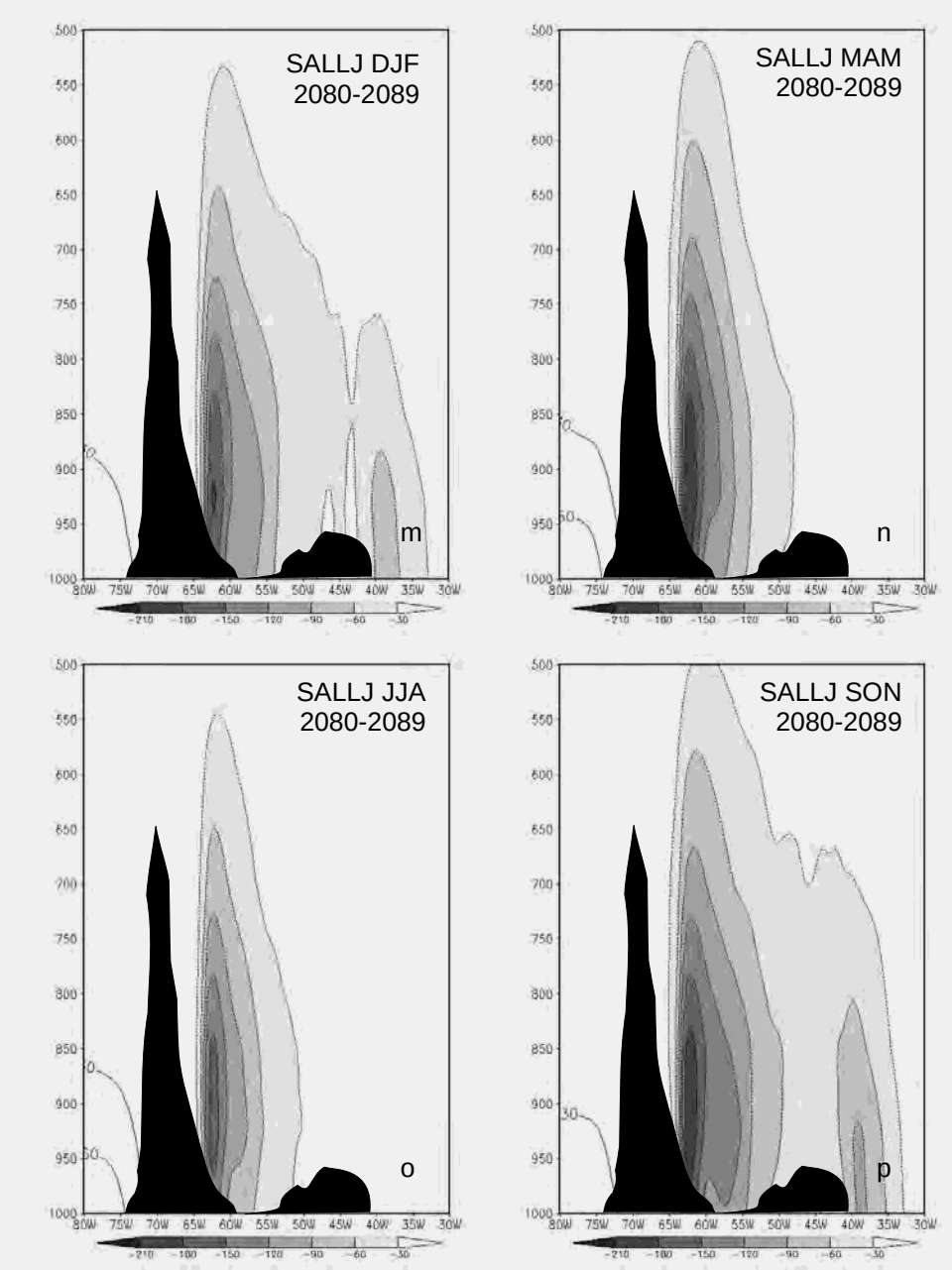


Figura 4.10 – (Conclusão).

4.6 – Componentes do fluxo de umidade integrado verticalmente no clima atual e futuro

As figuras 4.11 e 4.12 mostram os campos do fluxo zonal e meridional de umidade integrado desde a superfície até 700hPa a partir das equações de Qv e Qu mostradas na sessão 3.5.

4.6.1– Fluxo zonal de umidade integrado verticalmente na baixa atmosfera

A comparação do ciclo anual médio para o período de 1980 até 1989 (figuras 4.9a, b, c e d) mostra que o fluxo zonal de umidade, associado aos ventos alísios de leste, é mais intenso na região do Oceano Atlântico tropical a leste do continente e sobre parte da região Amazônica. Durante DJF (figura 4.11a) e MAM (figura 4.11b) o fluxo esta situado mais ao norte, enquanto que em JJA (figura 4.11c) e SON (figura 4.11d) se localiza mais próximo do litoral do NEB. No lado leste dos Andes valores maiores de fluxo zonal são observados durante DJF (chegando até 100 kg.(m.s) $^{-1}$), enquanto que no resto do ano é da ordem de 50 kg.(m.s) $^{-1}$. Saulo et al. (2000) também mostraram fluxos zonais de oeste mais intensos nesta região no clima atual.

No período de 2080 até 2089 (figuras 4.11e até 4.11h) essa mesma característica é observada, porém os fluxos zonais são ainda mais intensos, tanto próximo à costa do NEB, quanto no lado leste dos Andes. Comparando-se a figura 4.11a com a 4.11e, clima atual em relação ao clima de forte aquecimento em DJF, se observa uma intensificação do fluxo zonal de umidade sobre o Oceano Atlântico tropical e sobre a região do NEB e Amazônia. Os valores passam de –250/-300 kg.(m.s^{-1}) no período de 1980 até 1989 (figura 4.11a) para -350 kg.(m.s^{-1}) no período de 2080 até 2089 (figura 4.11e).

No lado leste dos Andes, valores mais intensos do fluxo zonal da ordem de ~150 kg.(m.s) $^{-1}$ no cenário de aquecimento global, são maiores que o valor observado no clima do atual. No norte da Argentina, se observa valores

negativos de ~-100/-150 kg.(m.s^{-1}), no cenário de aquecimento global, enquanto que no período de 1989 até 1989, os valores são da ordem de –50/100 kg.(m.s^{-1}). Os valores negativos indicam que o fluxo zonal é de leste. Para os meses de MAM, comparação entre as figuras 4.9b e 4.11f, o padrão de intensificação do fluxo zonal no SRES A2 é bem semelhante ao que ocorre em DJF porém os fluxos zonais de oeste são menos intensos que em DJF no lado leste dos Andes. Para MAM estes fluxos são da ordem de 50 kg.(m.s^{-1}) tanto no clima atual quanto no clima de aquecimento.

Para os meses de JJA (figuras 4.11c e 4.11d), o padrão de distribuição e intensificação do fluxo zonal de umidade, é bem semelhante ao observado durante MAM (figuras 4.11b e 4.11f). A distribuição e intensificação do fluxo zonal de umidade em SON (figura 4.11d e 4.11h), também é semelhante a MAM e JJA, porém, se observa um fluxo zonal de oeste no norte da Argentina como em DJF.

A presença do JBN da AS causa um aumento da componente zonal do fluxo de umidade principalmente na região dos aliseos (próximo da costa Norte-Nordeste do Brasil) e no lado leste dos Andes. Este aumento pode ser observado nas figuras 4.11i até 4.11p onde os valores podem chegar até mais de 300 kg (m.s)$^{-1}$.

De forma geral, no clima de aquecimento, os fluxos são mais intensos e tem maior abrangência espacial sobre a AS, com mais evidência de maiores fluxos zonais de umidade nas áreas próximas a costa do NEB e sobre a Amazônia onde provavelmente o gradiente de temperatura oceano-continente é maior.

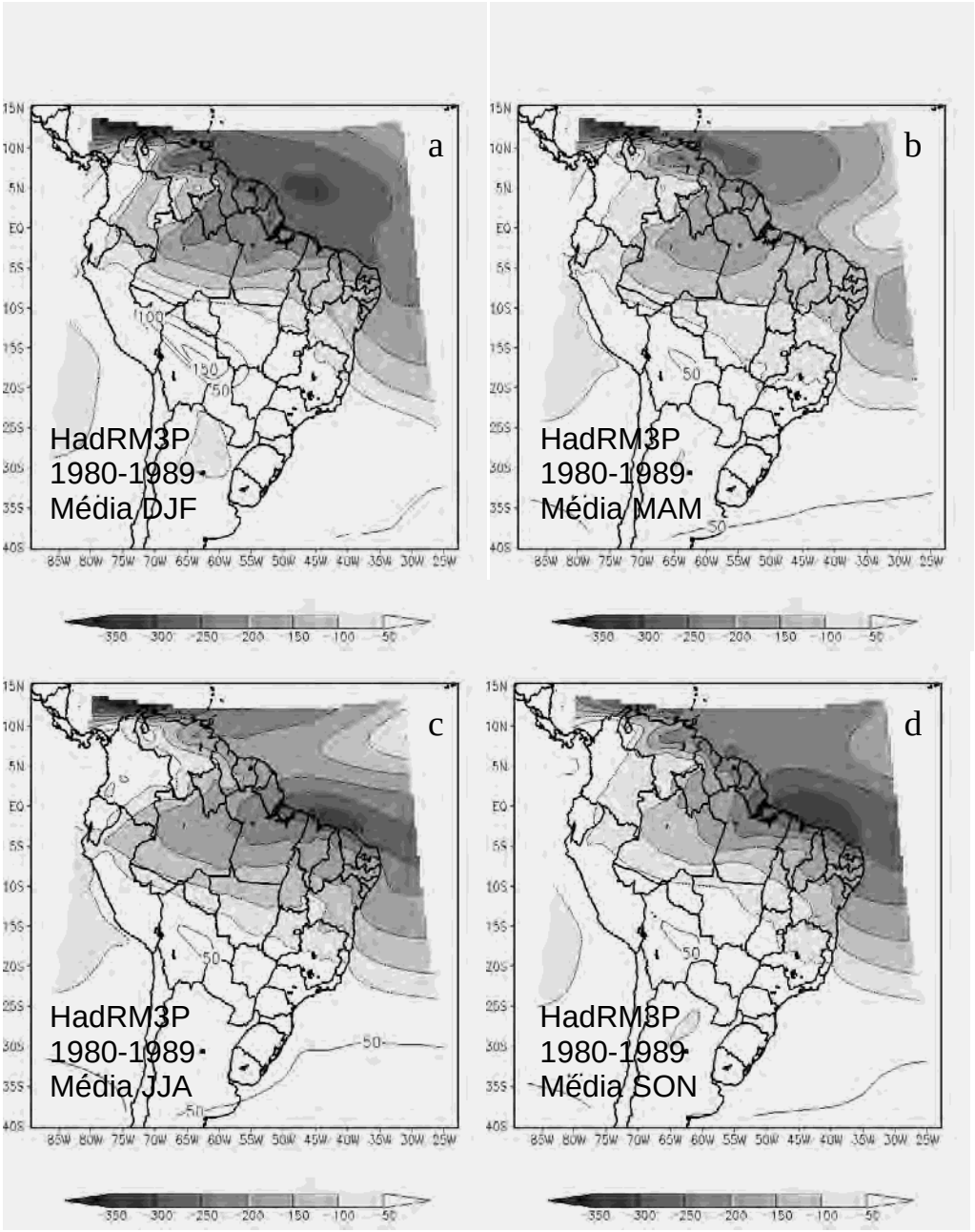


Figura 4.11 – Fluxo zonal de umidade integrado verticalmente entre a superfície e 700 hPa.. a ,b, c e d representa os campos médios durante o período de 1980 até 1989 para os trimestres de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras e, f, g e h para o período de 2080 até 2089. As figuras i, j, k e l representam os compostos de JBN da AS no período de 1980-1989 para os meses de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras m, n, o e p representam os compostos de jatos durante o período de 2080-2089 respectivamente. A unidade é kg $(m.s)^{-1}$. (Continua).

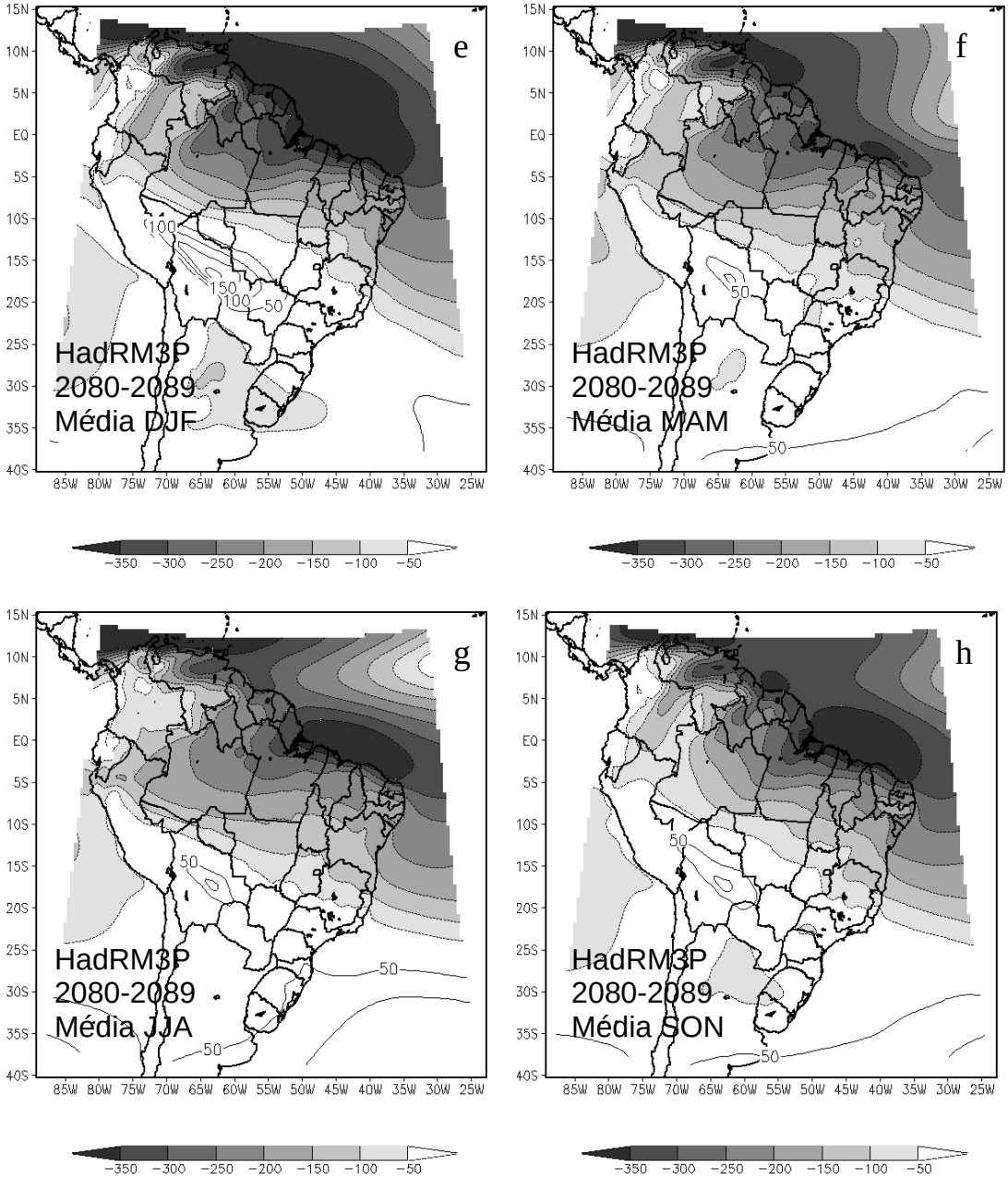


Figura 4.11 – Continuação (Continua).

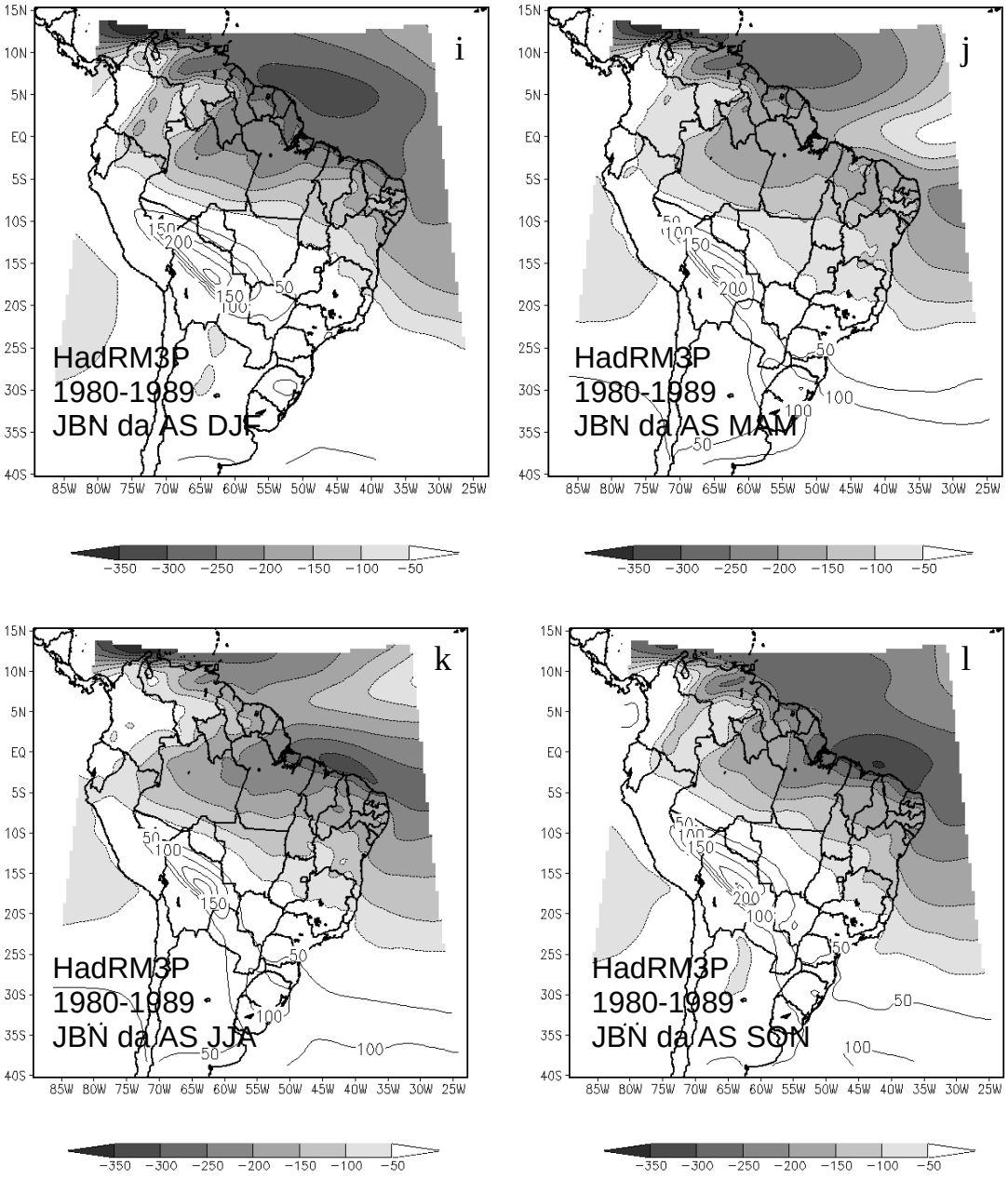


Figura 4.11 – Continuação (Continua).

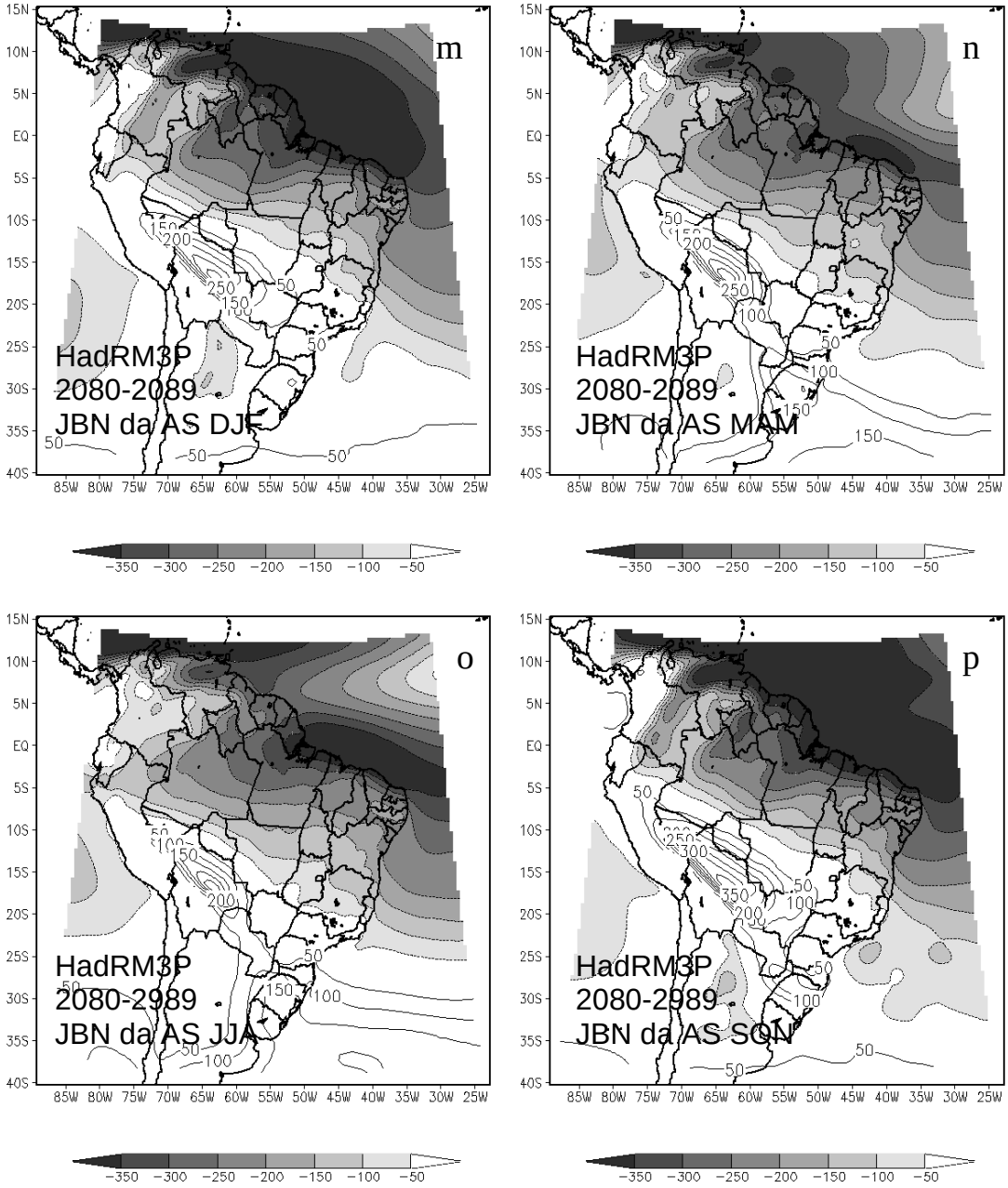


Figura 4.11 – (Conclusão).

4.6.2 – Fluxo meridional de umidade integrado verticalmente na baixa atmosfera

Em relação ao fluxo meridional médio entre 1980-1989 durante DJF, (figura 4.12a), se observa, sobre a região Amazônica, fluxos mais intensos da ordem de –50 até 100 kg.(m.s^{-1}) associados a componente meridional dos ventos alísios de leste, quando se compara aos períodos de MAM, JJA e SON. No lado leste dos Andes, o fluxo meridional de norte também é mais intenso nesta época do ano que nas outras. Durante MAM, JJA e SON (figuras 4.12b, c e d), um fluxo meridional mais forte é observado principalmente no lado leste dos Andes. Já em DJF e SON, além desse fluxo sobre o continente, um fluxo mais evidente é observado próximo à costa do Rio de Janeiro e Espírito Santo, associado a atuação da ASAS.

De forma geral, no clima de aquecimento (comparação entre as figuras 4.12a, b, c e d com as 4.12e, f g e h), os fluxos meridionais são intensificados e tem maior abrangência em termos de área sobre a AS. Em todos os períodos se observa maiores fluxos meridionais associados a ASAS e ao escoamento no lado leste dos Andes.

A comparação entre os padrões dos fluxos meridionais de umidade durante DJF, entre o período de 1980/1989 (figura 4.12a) e 2080/2089 (figura 4.12e), é semelhante, porém tem mais intensidade, principalmente no lado leste dos Andes e na região do fluxo de umidade associado à ASAS. No lado leste dos Andes, os valores passam de 150/-200 para ~ -250/-300. O fluxo associado a ASAS aumenta de –100/-150 para –200/-250, próximo a costa do ES e RJ.

Para os meses de MAM (comparação entre as figuras 4.12b e 4.12f), os fluxos são menos intensos do que em DJF, tanto no clima atual quanto no cenário de aquecimento.

Para os meses de JJA (comparação entre as figuras 4.12c e 4.12g), se observa que o fluxo mais forte no lado leste dos Andes se estende até a região sul/sudeste do Brasil e é mais intenso no SRES A2 sobre a Bolívia e norte da Argentina. Este fluxo também é mais intenso na região oeste do estado de São Paulo.

Para os meses de SON, (comparação entre as figuras 4.12d e 4.12h), o fluxo da ordem de –50/-100 observado no lado leste dos Andes no clima atual se intensifica e abrange grande parte do território brasileiro. Também se observa intensificação do fluxo associado a ASAS próximo ao litoral do ES e RJ.

A presença do JBN da AS tanto no clima atual quanto no cenário de aquecimento (figuras 4.11i até 4.11p e 4.12i até 4.12p), causa um aumento de intensidade nas componentes zonal e meridional do fluxo de umidade na baixa atmosfera como era de se esperar, principalmente numa faixa ao longo dos Andes (lado leste). Isto pode causar aumento de convergência horizontal de umidade na região de saída do JBN da AS que consequentemente poderia causar um aumento na precipitação possivelmente na forma de eventos extremos nas regiões sul do Brasil.

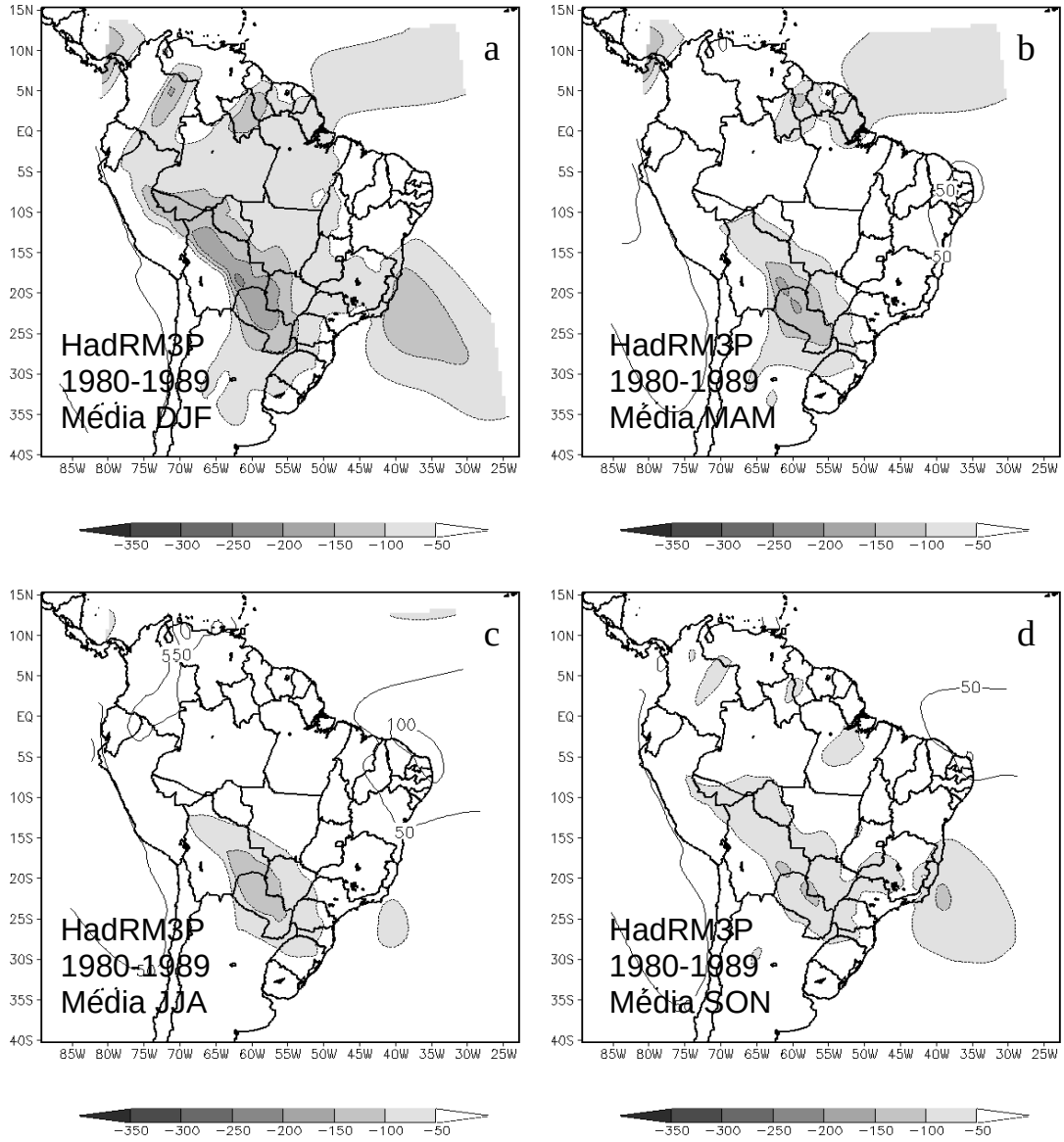


Figura 4.12 – Fluxo meridional de umidade integrado verticalmente entre a superfície e 700 hPa. a ,b, c e d representa os campos médios durante o período de 1980 até 1989 para os trimestres de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras e, f, g e h para o período de 2080 até 2089. As figuras i, j, k e l representam os compostos de JBN da AS no período de 1980-1989 para os meses de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras m, n, o e p representam os compostos de jatos durante o período de 2080-2089 respectivamente. A unidade é kg $(m.s)^{-1}$. (Continua).

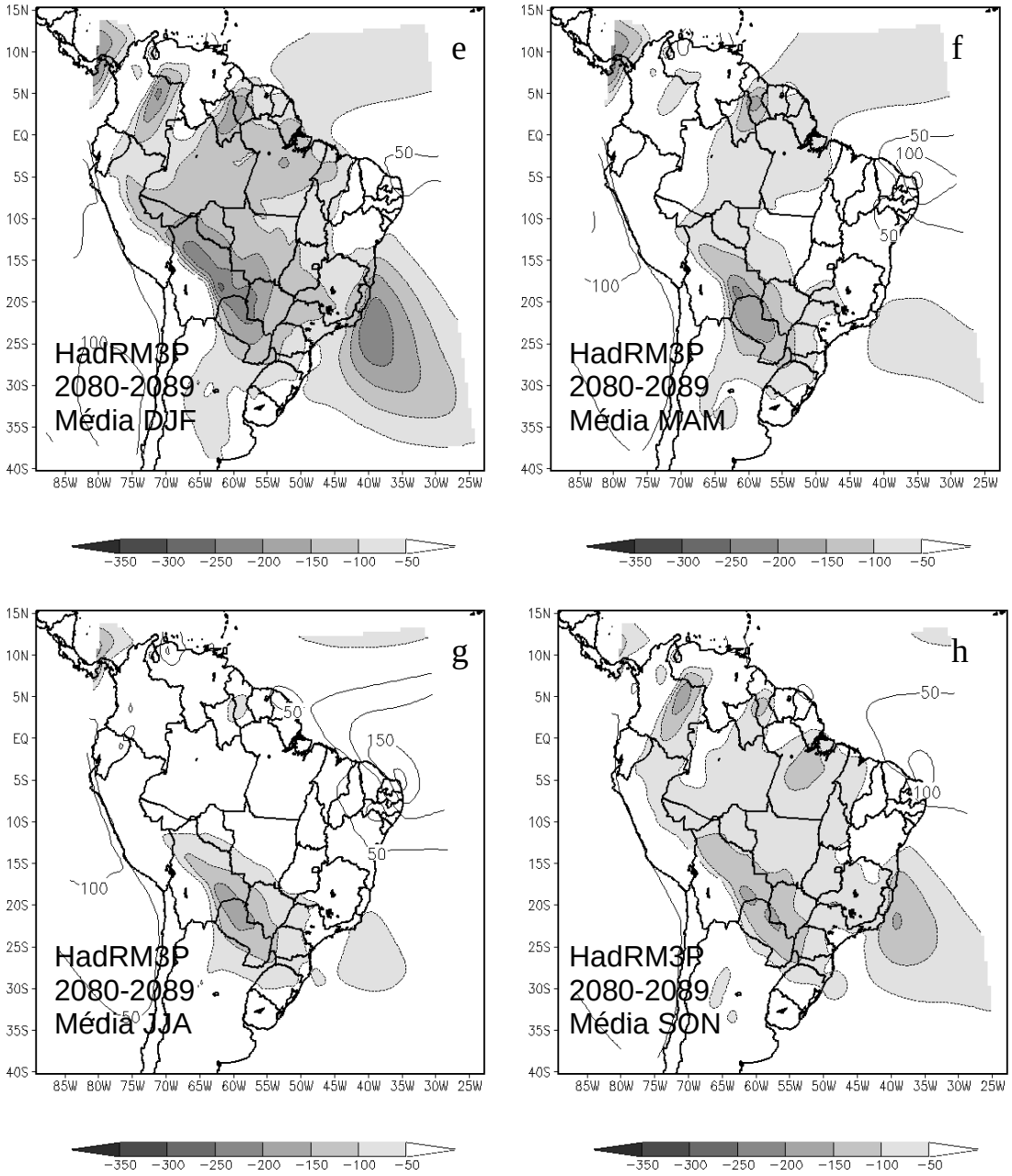


Figura 4.12 – Continuação (Continua).

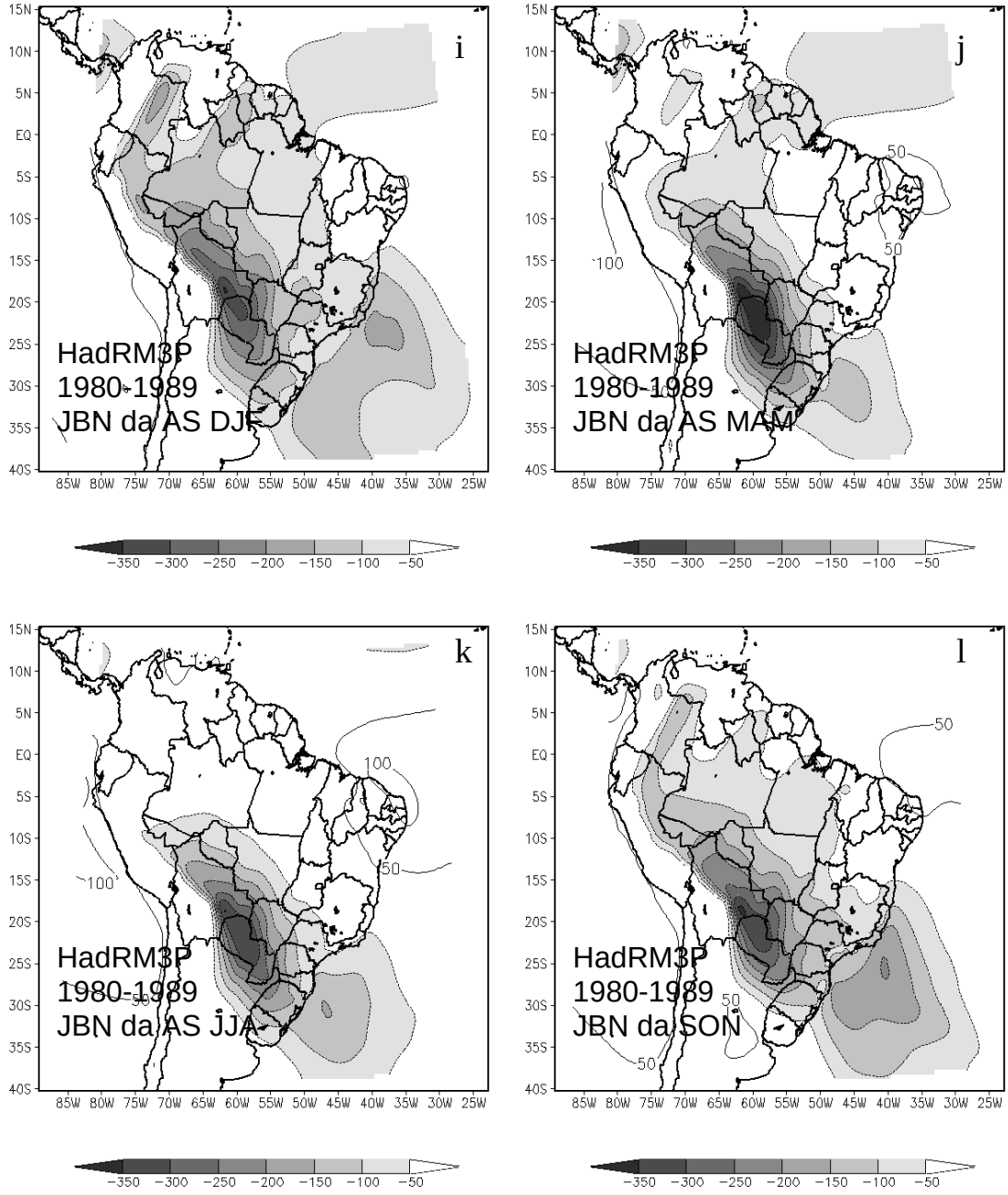


Figura 4.12 – Continuação (Continua).

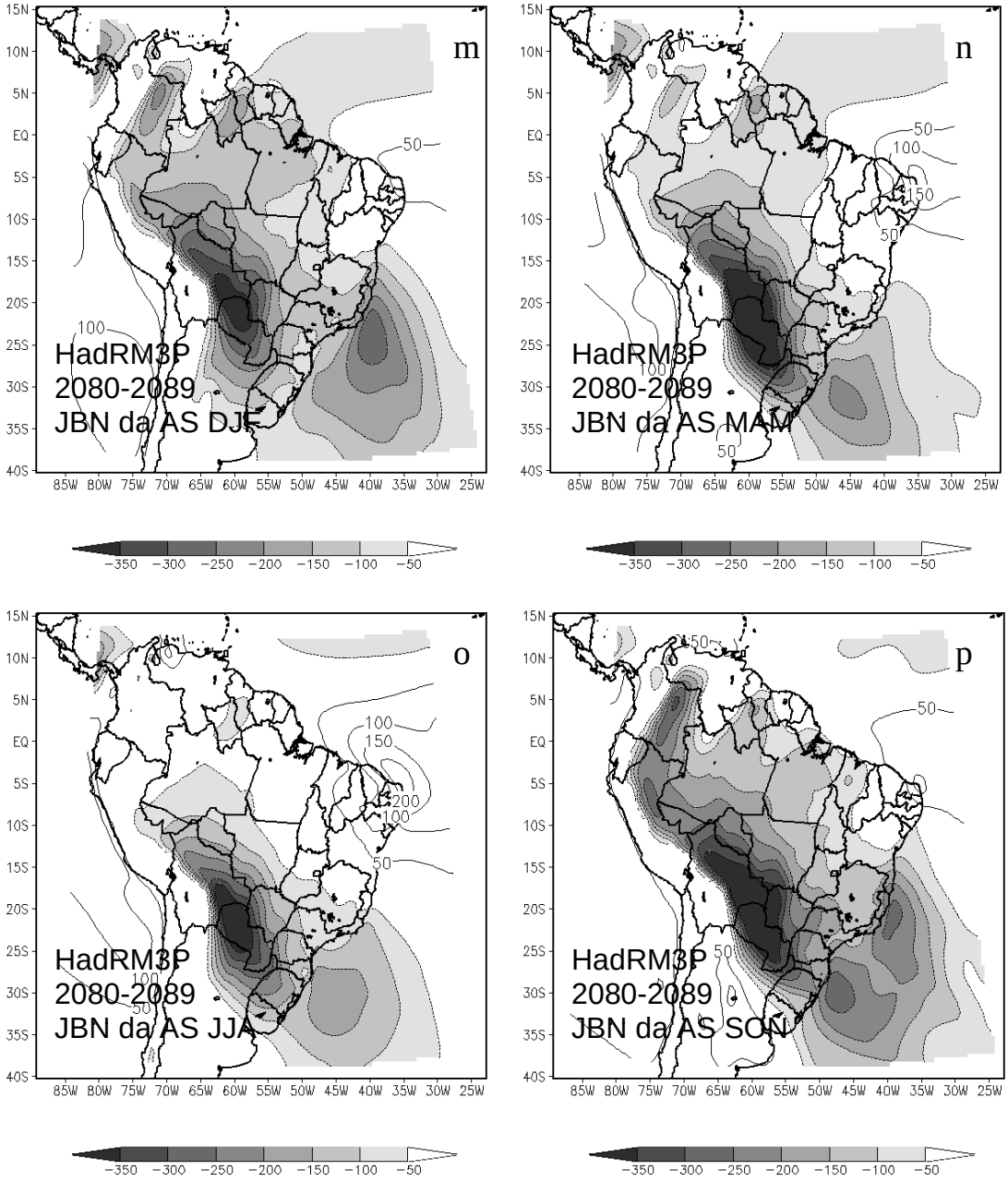


Figura 4.12 – (Conclusão).

4.6.3 – Análise sazonal e do fluxo total de umidade integrado verticalmente

A figura 4.13 mostra a intregação do fluxo total de umidade entre a superfície e 700hPa.

Os padrões simulados pelo HadRM3P para o verão e inverno durante 1980-1989 são consistentes aos apresentados por Nicolini, et al. (2002), Marengo et al. (2004) e Salio et al. (2007) que usaram dados de reanálises do NCEP e ECMWF.

Adicionalmente, em relação ao intenso transporte próximo ao equador associado com os ventos alísios, o modelo simulou a mudança de direção quando o vento encontra os Andes e depois segue de noroeste para sudeste em direção a bacia Paraná-Prata.

A influencia da ASAS no fluxo de umidade também é representada no conjunto de figuras 4.13 onde se observa o fluxo penetrando na região da bacia Paraná-Prata.

A análise sazonal durante 1980-1989 (figuras 4.13a até 4.13d) mostra que a componente zonal é mais intensa na região tropical do Oceano Atlântico (entre 0 e ~10S) e sobre a Amazônia. Durante DJF e SON, próximo do Norte/NEB da costa brasileira o fluxo é mais zonal do que em MAM e JJA. Um forte fluxo para o sul pode ser observado devido à ação da ASAS que está mais ativa e próxima do continente nesta época do ano.

No período de 2080 até 2089, os ventos alísios se tornam mais intensos sobre o norte e NEB do Brasil. Além disso, uma intensificação do fluxo de umidade é observada no lado leste dos Andes quando se compara ao período de 1980 até 1989. Esta intensificação vista nas figuras 4.13e até 4.13h poderia ser atribuída ao aprofundamento das baixas do Chaco e do noroeste da Argentina.

De forma geral, no clima de aquecimento global simulado pelo HadRM3P, sobre a AS, o fluxo de umidade nos baixos níveis da atmosfera é intensificado ao longo do lado leste dos Andes e uma intensificação também é observada na região dos alísios em todas as estações do ano (comparação entre as figuras 4.13a, b, c e d com as figuras 4.13e, f, g e h respectivamente).

A presença do JBN da AS tanto no clima atual quanto no SRES A2, como era esperado, incrementa o fluxo médio ao longo do lado leste dos Andes (Figuras 4.13i até 4.13p). Segundo Saulo et al. (2007) e Marengo et al. (2007) jatos mais intensos podem causar um aumento na convergência de umidade na região de saída do jato e favorecer a convecção e eventos mais extremos de precipitação no sul do Brasil.

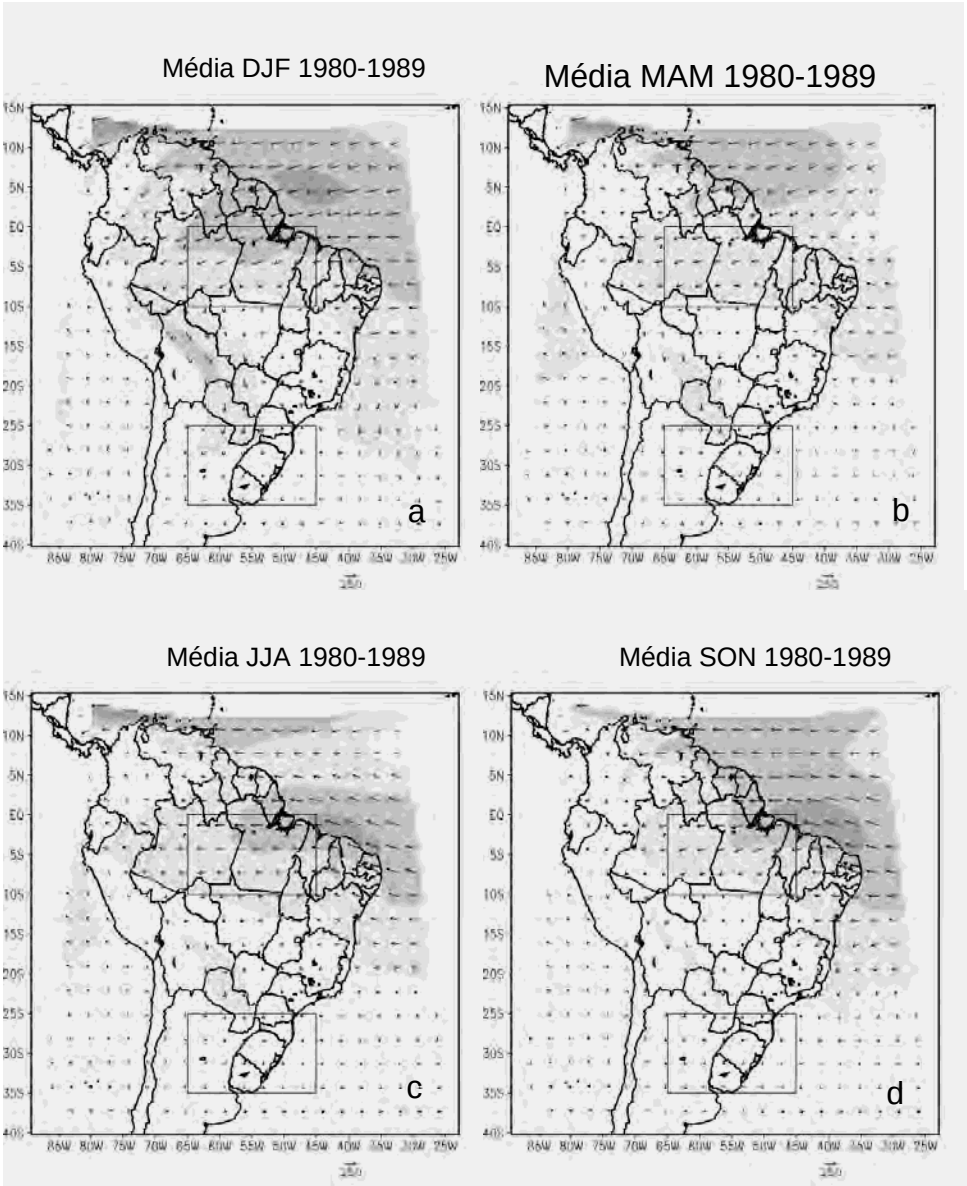


Figura 4.13 – Fluxo de umidade integrado verticalmente entre a superfície e 700 hPa. As figuras a ,b, c e d representa os campos médios durante o período de 1980 até 1989 para os trimestres de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras e, f, g e h para o período de 2080 até 2089. As figuras i, j, k e l representam os compostos de JBN da AS no período de 1980-1989 para os meses de DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. As figuras m, n, o e p representam os compostos de jatos durante o período de 2080-2089 respectivamente. A unidade é kg $(m.s)^{-1}$. (Continua).

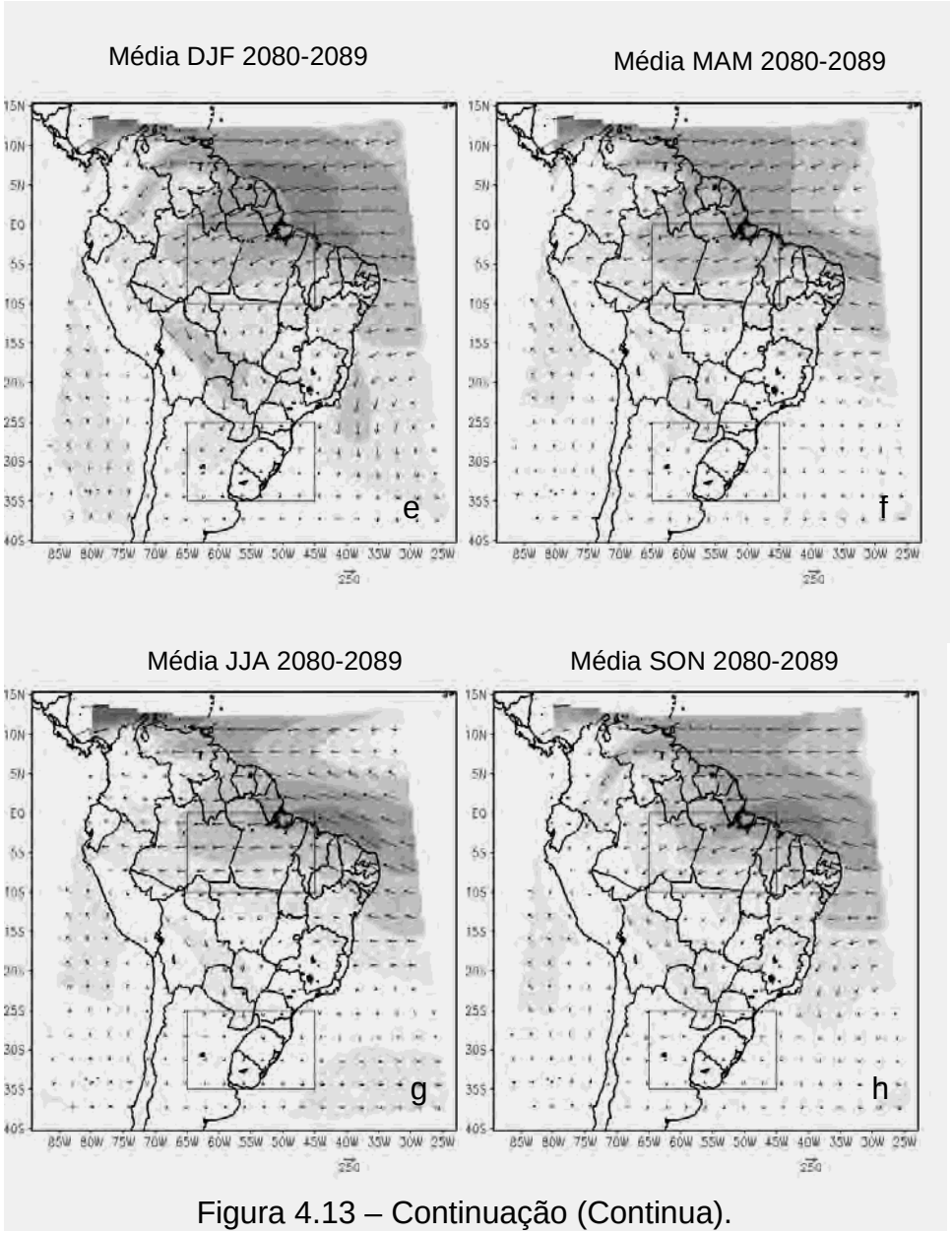


Figura 4.13 – Continuação (Continua).

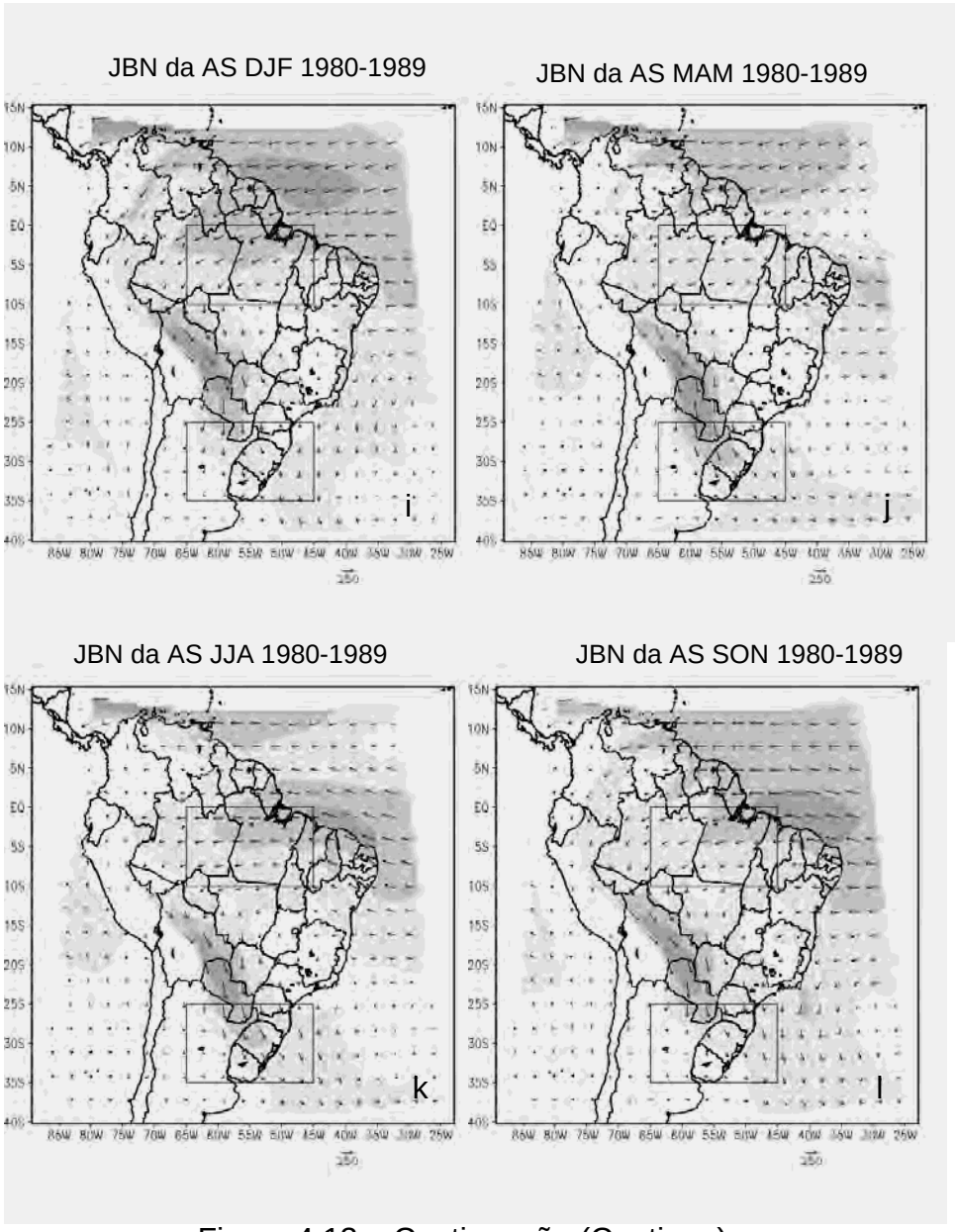


Figura 4.13 – Continuação (Continua).

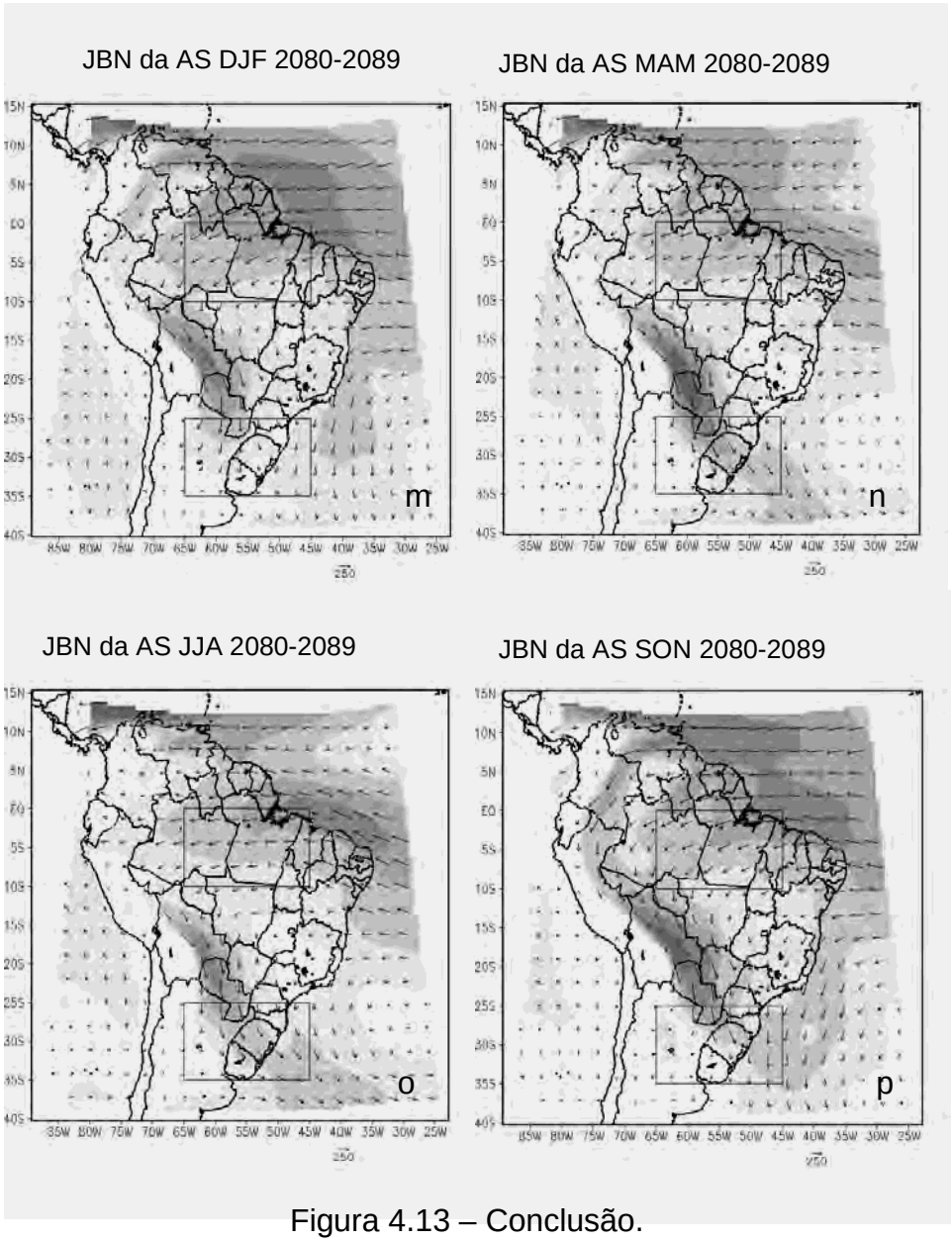


Figura 4.13 – Conclusão.

4.7 – Fluxos de umidade nas bordas laterais das áreas de estudo

Nesta sessão é feita uma comparação entre as simulações para o clima presente e projeções para o futuro, do fluxo de umidade do HadRM3P como descrito nas sessões 3.4 e 3.5. As figura 4.14 (DJF), 4.15 (MAM), 4.16 (JJA) e 4.17 (SON) mostram os fluxos de umidade integrados ao longo das fronteiras laterais leste LA e LP, oeste OA e OP, norte NA e NP e sul AS e SP das bacias Amazônica e Paraná-Prata respectivamente.

Durante a estação de verão, Nicolini et al. (2002) usando o modelo regional Eta/CPTEC obteve valores em torno de -1.9×10^{-8} $kg.s^{-1}$ num fluxo de norte atravessando uma borda fixada em 20S (de 45 até 64W). Para a mesma borda e também utilizando o modelo Eta/CPTEC, Saulo et al. (2000) obtiveram -1.9×10^{-8} $kg.s^{-1}$ para o período do verão e -1.84×10^{-8} $kg.s^{-1}$ para o período da primavera integrando os fluxos de umidade até 800hPa. Estes valores são muito semelhantes aos simulados pelo HadRM3P na borda NP na sua simulação do clima atual.

Para DJF (comparação entre as figuras 4.14a e 4.14b) na borda NA no SRES A2, o fluxo de umidade é maior 64% que no clima atual. Na borda LA, um incremento similar é observado. Na borda OA se tem um incremento de 45% na intensidade do fluxo de oeste no SRES A2 em relação ao clima atual. Na borda AS o fluxo aumenta em 75% no futuro.

Durante MAM, (comparação entre as figuras 4.15a e 4.15b) e durante SON (comparação entre as figuras 4.17a e 4.17b) uma intensificação no clima futuro do fluxo de umidade também é detectada atravessando as bordas LA e NA, e também atravessando as bordas OA e SA. Em contraposição, em JJA no clima atual, (figura 4.16a) existe um fluxo do sul penetrando a borda SA e que também passa pela borda NA.

Nas bordas laterais da bacia Paraná-Prata, uma intensificação do fluxo que penetra pela borda NP no cenário de aquecimento global é observada. Durante DJF este incremento chega até 50% no SRES A2 na borda NP. Para MAM o fluxo aumenta em 50%, em JJA 44% e em SON 72%.

Em relação à influência do JBN da AS no fluxo de umidade nas regiões A e P, no clima atual comparando a média com o composto de jatos em DJF, se observa uma intensificação do fluxo penetrando a região da bacia Paraná-Prata na borda NP (comparação entre as figuras 4.14a e 4.14c). Assim, um aumento de 60% no fluxo de norte no verão no composto de JBN da AS é obtido quando se compara o composto de JBN da AS com o valor do fluxo de umidade médio. Para MAM (comparação entre as figuras 4.15a com 4.15c), JJA (comparação entre as figuras 4,16a com 4.16c) e SON (comparação entre as figuras 4,17a com 4.17c), o mesmo padrão de aumento no fluxo de umidade é observado sugerindo uma intensificação do fluxo na borda NP quando está ocorrendo JBN da AS.

O JBN da AS no clima atual acelera o transporte de umidade no lado leste dos Andes. Incrementos no fluxo de umidade nas bordas da bacia Paraná- Prata (principalmente próximo da borda NP) na presença do JBN da AS é mostrado em alguns estudos. Um fluxo de norte de -3.85×10^{-8} $kg.s^{-1}$ penetrando a bacia Paraná-Prata em 20S foi observado por Nicolini et al. (2002) utilizando modelagem regional. Ao longo da mesma latitude, o HadRM3P para o período de 1980 até 1989 simula um valor de -2.79×10^{-8} $kg.s^{-1}$ na estação quente (figura 4.14c).

No SRES A2 (figuras 4.14, 4.15, 4.16 e 4.17 b), se observa um incremento no fluxo de umidade atravessando a borda NP. Durante DJF, o valor aumenta em 47% em MAM, o aumento chega até 111%, já em JJA cerca de 103% e em SON o fluxo aumenta em 156% . Isso mostra que no cenário de aquecimento, maior transporte de umidade esta penetrando na Bacia Paraná-Prata.

O fluxo de umidade no composto de JBN da AS no clima de aquecimento global (figura 4.14d) mostra o maior fluxo (-3,37 x 10^{-8} $kg.s^{-1}$) passando pela NP. Da mesma forma, durante MAM (figura 4.15d), JJA (figura 4.16d) e SON figura 4.17d) são observados mais altos valores atravessando a borda NP quando se compara ao clima atual em MAM (figura 4.15c), JJA (figura 4.16c) e SON (figura 4.17c).

A presença do JBN da AS em DJF e MAM causa um aumento no fluxo de umidade de cerca de 40%, em JJA esse aumento é de 33% e em SON de 63% na borda NP.

O incremento do fluxo de umidade na baixa atmosfera indo em direção à bacia Paraná-Prata sugere que o JBN da AS seria mais ativo num clima de forte aquecimento global do que no clima atual, transportando grandes quantidades de umidade da Amazônia para a bacia Paraná-Prata. O fluxo de umidade penetra a região Amazônica (área A) passa pelas bordas OA e SA e vai em direção às bordas OP ou NP. É importante salientar que a circulação em baixos níveis da atmosfera associada à ASAS também transporta umidade para dentro da região sul/sudeste do Brasil. Num possível clima de aquecimento global como o SRES A2, os ventos alísios poderiam se intensificar como resposta ao maior gradiente térmico entre o oceano e continente. Assim, passando sobre a Amazônia, nos baixos níveis da atmosfera, se teria grandes quantidades de umidade oriunda do Atlântico Tropical. Devido ao fluxo do vento de leste, essa umidade seguiria para a região oeste da Amazônia. Esta umidade seria então canalizada pelos Andes e transportada em direção à bacia Paraná-Prata mais eficientemente pela presença de jatos mais freqüentes e mais intensos. O incremento do fluxo de umidade associado a presença do JBN da AS no lado leste dos Andes, ou devido ao cenário de aquecimento, significa que a baixa atmosfera esta mais ativa e com mais energia com aumento da velocidade do vento e umidade desde a região dos ventos aliseos, passando pela Amazônia e indo em direção a bacia Paraná-Prata. Assim, o

ajuste de massa faz com que ocorra um aumento nos fluxos de umidade na baixa atmosfera sobre a AS.

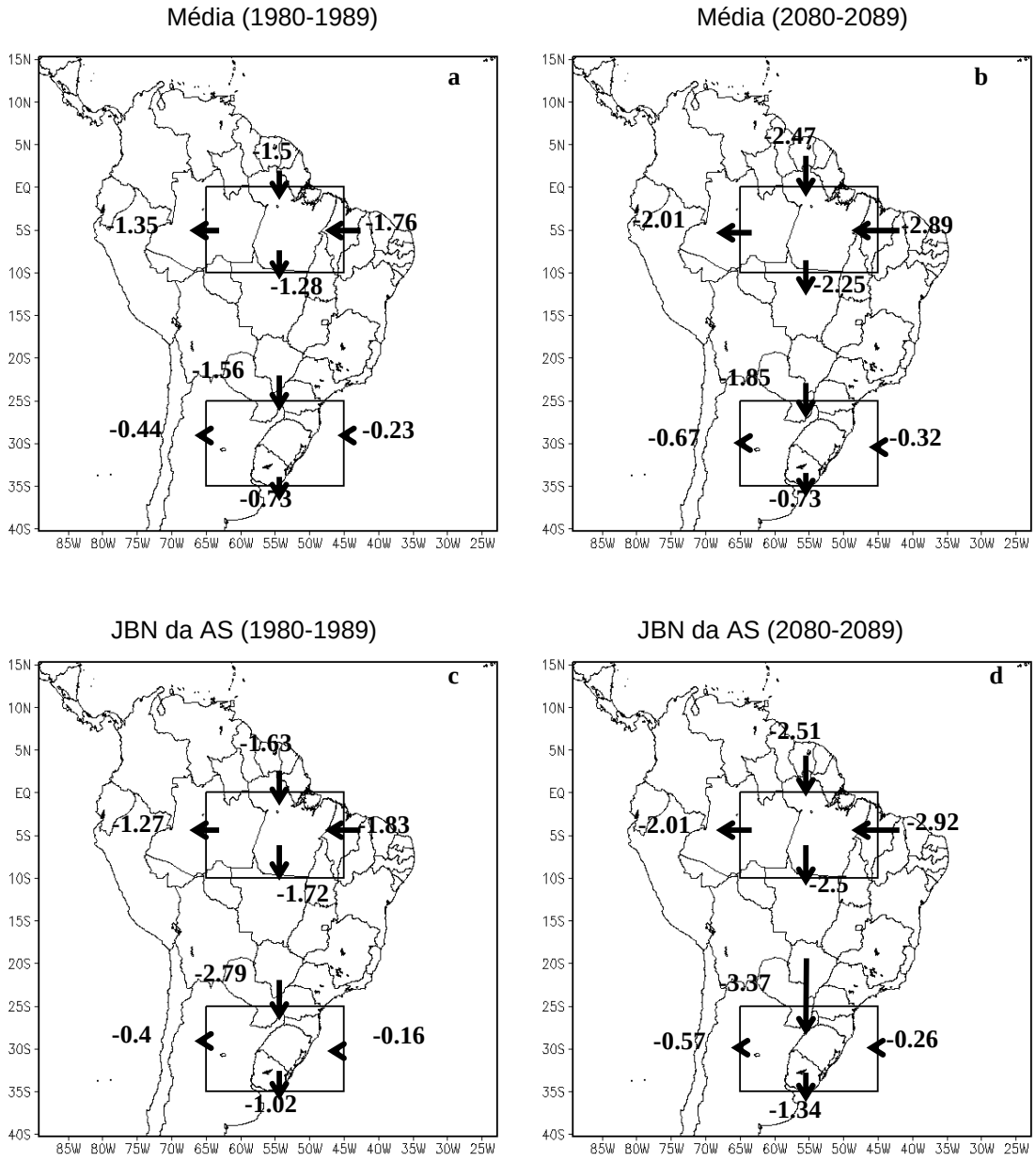


Figura 4.14 – Componentes do fluxo de umidade intregrados ao longo da bordas laterais representatívas das bacias Amazônica e Prata durante DJF. (a) representa a média para o período de 1980-1989, (b) representa a média para o período de 2080-2089, (c) representa compostos de JBN da AS para o período de 1980-1989 e (d) representa compostos de JBN da AS para o período de 2080-2089. A unidade é $X10^8$ $kg.s^{-1}$.

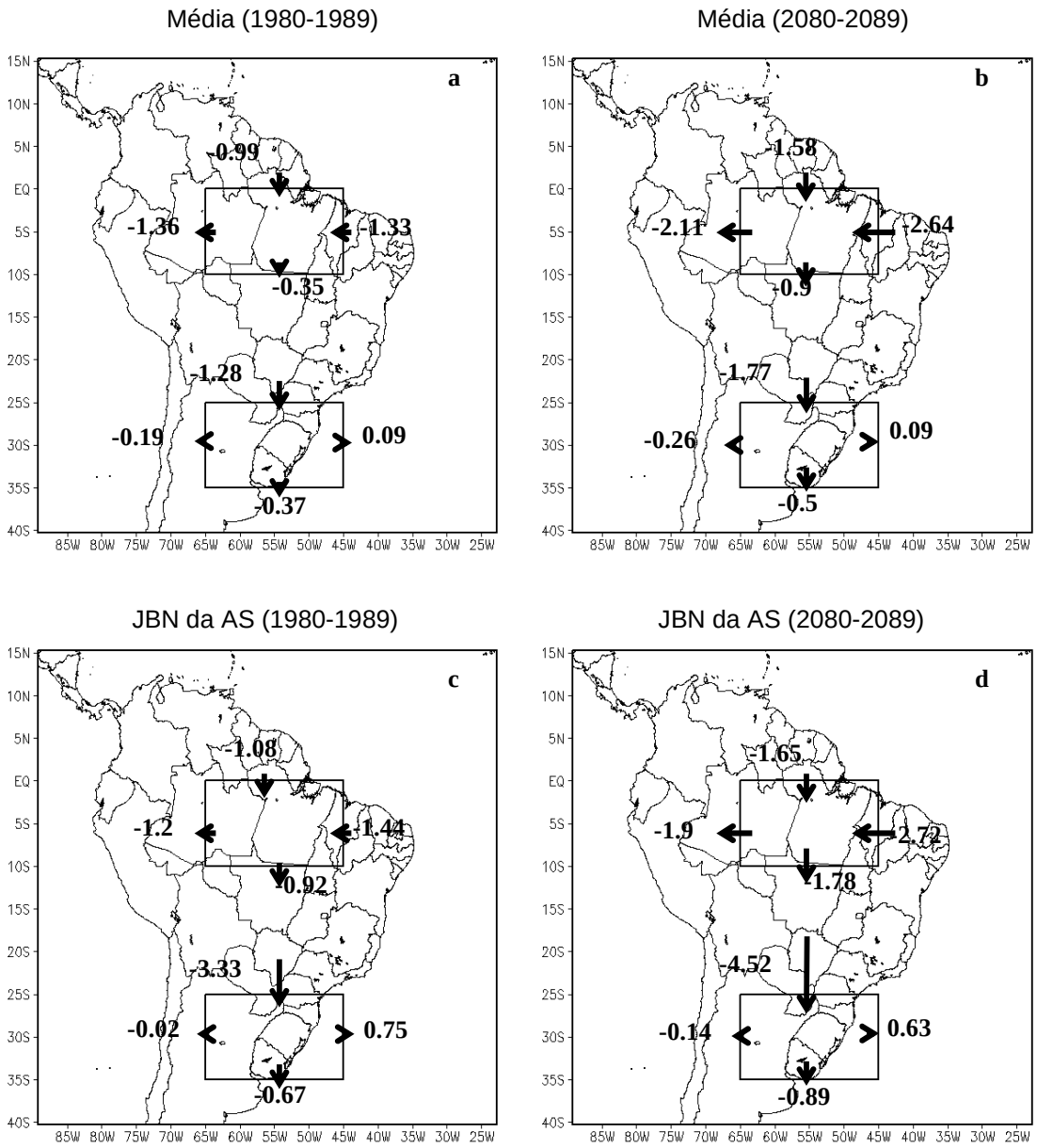


Figura 4.15 – Componentes do fluxo de umidade intregrados ao longo da bordas laterais representatívas das bacias Amazônica e Prata durante MAM. (a) representa a média para o período de 1980-1989, (b) representa a média para o período de 2080-2089, (c) representa compostos de JBN da AS para o período de 1980-1989 e (d) representa compostos de JBN da AS para o período de 2080-2089. A unidade é $X10^{8}$ $kg.s^{-1}$.

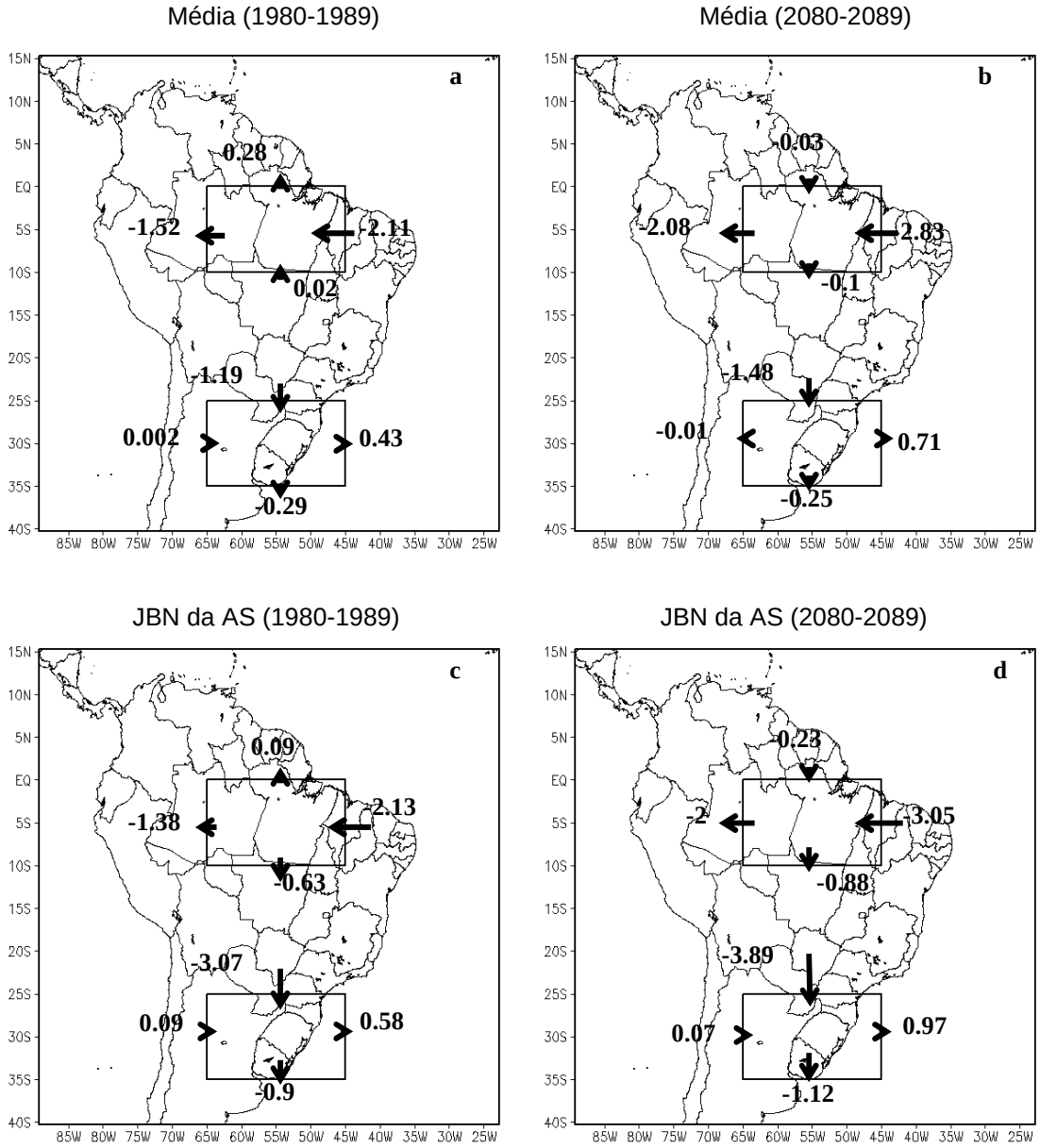


Figura 4.16 – Componentes do fluxo de umidade intregrados ao longo da bordas laterais representatívas das bacias Amazônica e Paraná-Prata durante JJA. (a) representa a média para o período de 1980-1989, (b) representa a média para o período de 2080-2089, (c) representa compostos de JBN da AS para o período de 1980-1989 e (d) representa compostos de JBN da AS para o período de 2080-2089. A unidade é $X10^{8}$ $kg.s^{-1}$.

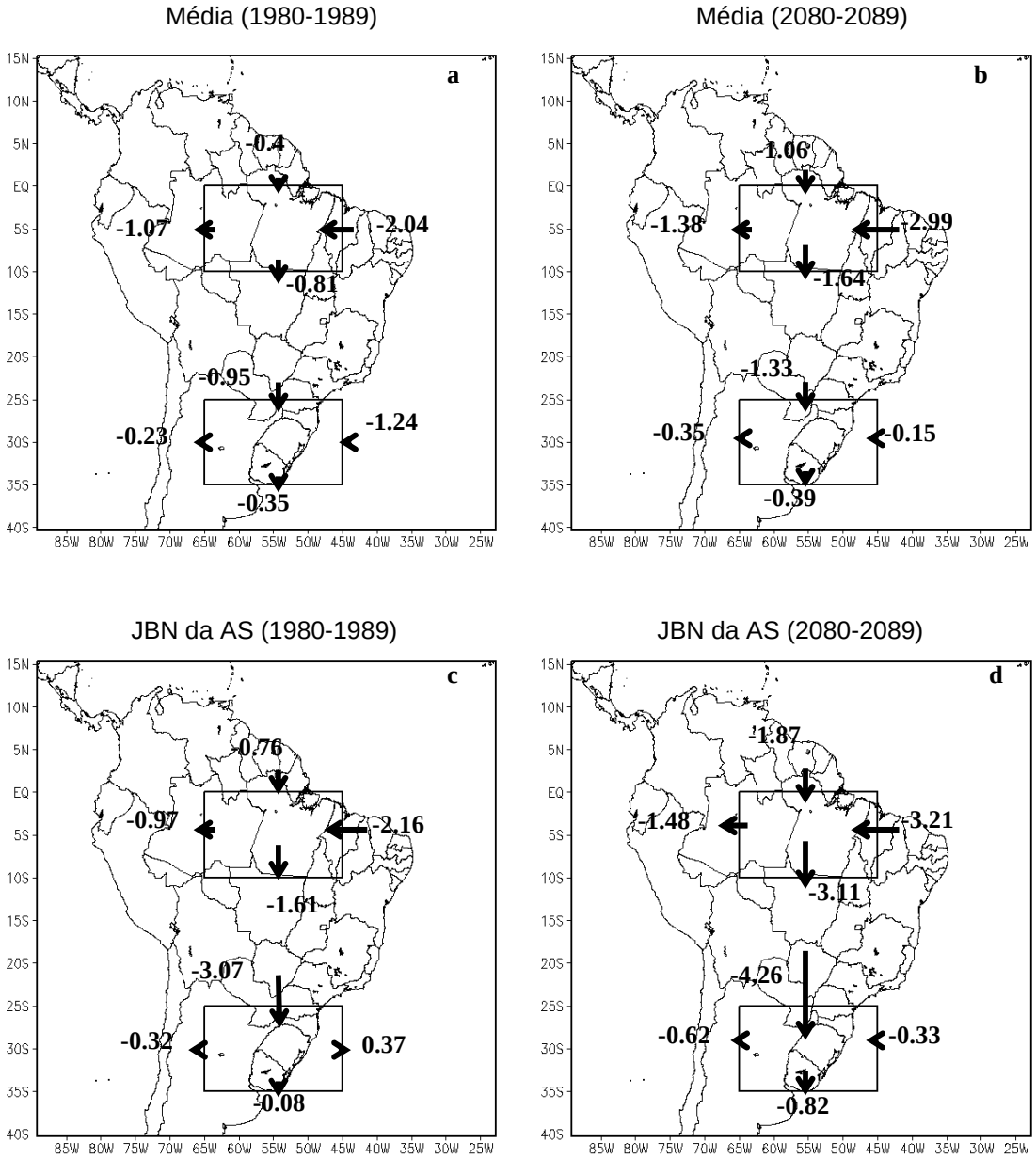


Figura 4.17 – Componentes do fluxo de umidade intregrados ao longo da bordas laterais representatívas das bacias Amazônica e Paraná-Prata durante SON. (a) representa a média para o período de 1980-1989, (b) representa a média para o período de 2080-2089, (c) representa compostos de JBN da AS para o período de 1980-1989 e (d) representa compostos de JBN da AS para o período de 2080-2089. A unidade é $X10^{8}$ $kg.s^{-1}$.

4.8 Padrões espaciais do fluxo de umidade sobre a América do Sul

A figura 4.18 mostra os padrões do fluxo de umidade integrados abaixo de 700 hPa gerados pelo HadRM3P. O valor limite de 170 kg $(m.s)^{-1}$ foi determinado com base no máximo alcance espacial quando o fluxo de umidade atingiu até a região sul do Brasil e Uruguai.

No clima atual, as figuras 4.18a até 4.18d apresentam fluxos mais intensos sobre o Oceano Atlântico tropical próximo à costa do Brasil. No SRES A2 (4.18e até 4.18h) o fluxo oriundo do Oceano Atlântico subtropical avança mais sobre o continente na região da bacia Amazônica.

Para o período de 1980 até 1989 em DJF (figura 4.18a) aparece um pequeno fluxo mais intenso no lado leste dos Andes, o que não se observa nos outros períodos do ano.

No SRES A2, fluxo no lado leste dos Andes é mais intenso em DJF (figura 4.18e), do que nos outros períodos do ano (4.18f, 4.18g e 4.18h). O fluxo também é mais evidente ao longo da costa Brasileira em direção ao sul, evidenciando que a ASAS, também passa a ser uma fonte de umidade para as regiões sul e sudeste do Brasil. Nos compostos de JBN da AS, para o clima atual, se observa maior área com fluxos de umidade maiores que 170 kg $(m.s)^{-1}$, principalmente no lado leste dos Andes.

No clima atual, nos compostos de JBN da AS, durante DJF (figura 4.18i) e SON (figura 4.18l) o fluxo passa sobre a Bolívia e chega até o noroeste do Rio Grande do Sul. Este fluxo também chega até o extremo nordeste da Argentina. Já durante MAM (figura 4.18 j) e JJA (figura 4.18k) o fluxo chega até mais ao sul, em torno de 30S. Para o SRES A2, os fluxos de umidade no composto de JBN da AS, abrangem maiores áreas durante todo o ano (figuras 4.18m até 4.18p). Em DJF (figura 4.18m), embora o alcance em direção ao sul, seja o mesmo que no período de 1980 até 1989, o fluxo associado ao JBN da AS é

maior em área. Para MAM (figura 4.18n) e JJA (figura 4.18o), o fluxo passa sobre o Rio Grande do Sul em direção ao oceano Atlântico. A maior área de fluxos mais intensos é observada durante SON (figura 4.18p), e abrange grande parte do território brasileiro, incluindo também a Bolívia e norte da Argentina. O conjunto de figuras mostra que existe uma área onde os fluxos de umidade são menos intensos mesmo sob um possível clima de aquecimento global. Os estados de Minas Gerais e Goiás aparecem sempre como regiões onde o fluxo é menos intenso devido à própria dinâmica do escoamento e da topografia da região.

No clima presente, fluxos mais intensos são observados sobre o Oceano Atlântico subtropical, próximos da costa nordeste do Brasil, e na presença do jato, se observa o fluxo sobre a região Amazônica e no lado leste dos Andes mais evidente. O fluxo médio no lado leste dos Andes no SRES A2 tem maior abrangência que no clima presente e se torna ainda maior na presença do JBN da AS evidenciando sua importância no clima da AS e mostrando que um clima de fortes concentrações de gases de efeito estufa afetará o jato e consequentemente o transporte de umidade em direção à bacia Paraná-Prata.
Os padrões do fluxo de umidade mostrados aqui poderiam influenciar na convergência de umidade e precipitação na região sul do Brasil e mostram que a região Amazônica é uma fonte de umidade que vai ter influência no regime hídrico da AS.

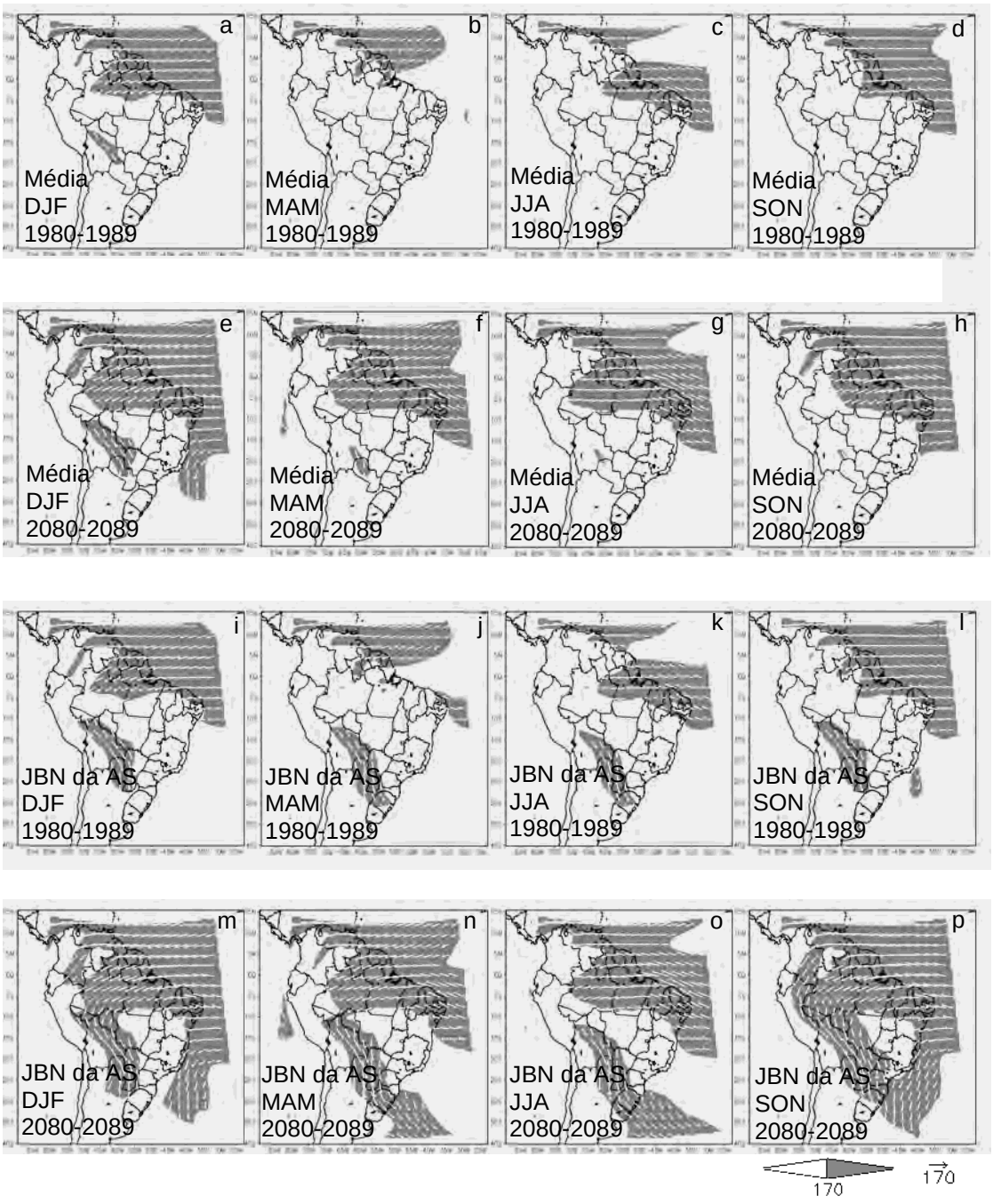


Figura 4.18 – Padrões do fluxo de umidade integrado até 700hPa utilizando o modelo HadRM3P. a, b, c e d representam a simulação para o clima atual, e, f, g e h a projeção do modelo para o clima futuro, i, j, k e l compostos de JBN da AS para o clima atual e m, n o e p compostos de JBN da AS para o clima futuro, para DJF, MAM, JJA e SON respectivamente. A unidade é kg $(m.s)^{-1}$.

4.9 – Impactos do cenário de aquecimento e da presença do JBN da AS na convergência de umidade e precipitação nas bacias Amazônica e Paraná-Prata

Neste item é realizada uma análise do efeito do cenário de forte aquecimento global e da presença do JBN da AS na convergência de umidade nos baixos níveis da atmosfera e na precipitação sobre as bacias Amazônica e Paraná-Prata. Os valores de convergência e precipitação foram obtidos fazendo-se uma média nas áreas A e P mostradas na figura 3.2.

Para o período de 1980-1989, na bacia Amazônica, o modelo regional HadRM3P subestima a convergência quando se compara com valores obtidos das reanálises do NCEP-NCAR enquanto que na região da bacia Paraná-Prata, se observa uma superestimação do modelo em relação às reanálises como se observa na figura 4.19.

Comparando-se, os valores médios de convergência no clima atual com o clima futuro projetado pelo modelo (figura 4.19), mostra que em DJF, MAM, JJA e SON existe um aumento na convergência sobre a Amazônia no SRES A2 em relação ao clima atual. Este aumento de convergência na área A pode ser atribuído ao aumento no fluxo de umidade sobre a Amazônia como mostra o conjunto de figuras 4.17 no cenário de aquecimento. Para o inverno a ASAS pode influenciar no fortalecimento do transporte de umidade nesta região como mostrou Marengo et al. 2004.

A figura 4.19 também mostra que a presença do JBN da AS no clima atual e no SRES A2 induz uma redução de convergência sobre a área A (Amazônia). Por ex: a figura 4.14a (DJF) mostra que o fluxo de umidade vindo da Amazônia que passa através das bordas LA (leste da Amazônia) e SP (Sul da Bacia Paraná-Prata) é muito forte no composto de JBN da AS. Isso tanto durante o período de 1980-1989 quanto no período de 2080-2089. É interessante notar na figura 4.18, que da comparação do efeito do JBN da AS no clima atual em relação ao

SRES A2 (jatos no clima atual x jatos no SRES A2), é observado que existe um aumento na convergência de umidade no clima de aquecimento na Amazônia. Esta intensificação é devido à intensificação do fluxo na borda LA (leste da Amazônia) na comparação entre as figuras 4.14d com 4.14c, 4.15d com 4.15c, 4.16d com 4.16c e 4.17d com 4.17c em nível sazonal. Por outro lado, a presença do JBN da AS diminui a convergência na Amazônia, tanto no clima atual quanto no cenário de aquecimento, em relação à média nos dois períodos.

Para a região da bacia Paraná-Prata, no lado direito da figura 4.19 se observa para a média, um incremento na convergência de umidade no SRES A2 em relação ao clima atual. Isto ocorre porque o fluxo que sai da Amazônia principalmente pelas fronteiras SA e OA alcançam a região P com mais intensidade no clima de aquecimento.

Na bacia Paraná-Prata, o efeito do JBN da AS tanto no clima atual quando no cenário de aquecimento é oposto ao que ocorre na região da bacia Amazônica. Isto significa que na região sul do Brasil, a convergência de umidade aumenta na presença do jato devido aos fluxos que penetram nesta região serem intensificados como discutido anteriormente.

O discutido aqui mostra que em virtude do fluxo de umidade se tornar mais intenso no cenário de aquecimento, maior convergência horizontal de umidade foi observada sobre as bacias Amazônica e Paraná-Prata. Assim, se tem mais umidade disponível para alimentar sistemas convectivos principalmente devido à atuação de JBNs da AS mais intensos e freqüentes.

Além disso, a presença do JBN da AS tanto no clima atual como no SRES A2 sugere um aumento no fluxo da umidade que cruza os limites oeste e sul da área representativa da bacia Amazônica, gerando uma diminuição na convergência da umidade nesta região. Da Amazônia, esse fluxo de umidade

vai para a região sul/sudeste do Brasil e ocorre um aumento de convergência sobre a bacia Paraná-Prata em relação à média.

Em relação à precipitação no clima atual, a figura 4.20 mostra que o modelo regional coloca sempre menos chuva que o CRU na Amazônia e mais chuva na bacia Paraná-Prata. Na bacia Paraná-Prata o ciclo anual mostrado pelo modelo regional é semelhante ao CRU, enquanto que na Amazônia se observam algumas diferenças. Alves, 2007, atribuiu diferenças na precipitação sobre a Amazônia do HadRM3P em relação ao CRU à representação da cobertura vegetal na região onde se tem algumas áreas de pastagem.

A figura 4.20 mostra que no clima atual, o HadRM3P simula pouca chuva para o composto de jatos com o ciclo anual caracterizado por maiores valores no verão a menores no inverno na Amazônia. No clima de aquecimento a tendência em menos chuva no composto de JBN da AS também é observada concordando com a diminuição de convergência nesta região.

Segundo o GT1 do IPCC em 2007, a freqüência de precipitações fortes tem aumentado sobre a maioria das regiões continentais, consistente com aquecimento e com o aumento observado de vapor d'água na atmosfera.

Na bacia Paraná-Prata, a presença do JBN da AS aumenta a precipitação tanto no clima atual quanto no SRES A2 onde este aumento é mais acentuado. Isso vai de encontro aos maiores valores de convergência de umidade na baixa atmosfera mostrados na figura 4.19 nesta região.

De forma geral, sob um forte clima de aquecimento global, as simulações do HadRM3P indicam que a Amazônia teria um clima mais seco com menos chuva ao longo do ano, mas por outro lado se teria um clima com mais chuvas na bacia Paraná-Prata. No clima atual, assim como no SRES A2, foi observado que quando o JBN da AS está atuando, ocorre menos chuva na Amazônia e mais na região da bacia Paraná-Prata concordando com os valores de

convergência de umidade obtidos nestas regiões, mostrados na figura 4.19. Maiores quantidades de chuva, na bacia do Prata, são observadas como efeito da presença de JBNs da AS mais ativos, na projeção do cenário de aquecimento global do que no clima atual. Isto pode ser atribuído ao fluxo mais intenso da umidade associado ao jato, que causa mais convergência de umidade nesta região.

As diferenças observadas na precipitação, mostram que o fluxo de umidade associado ao JBN da AS causaria impactos no regime hídrico da AS especialmente na bacia Paraná-Prata a qual recebe umidade da região Amazônica. A média do ciclo anual de precipitação tem um aumento de aproximadamente 60% na região da bacia Paraná-Prata quando está ocorrendo JBN da AS tanto no clima atual quanto no SRES A2.

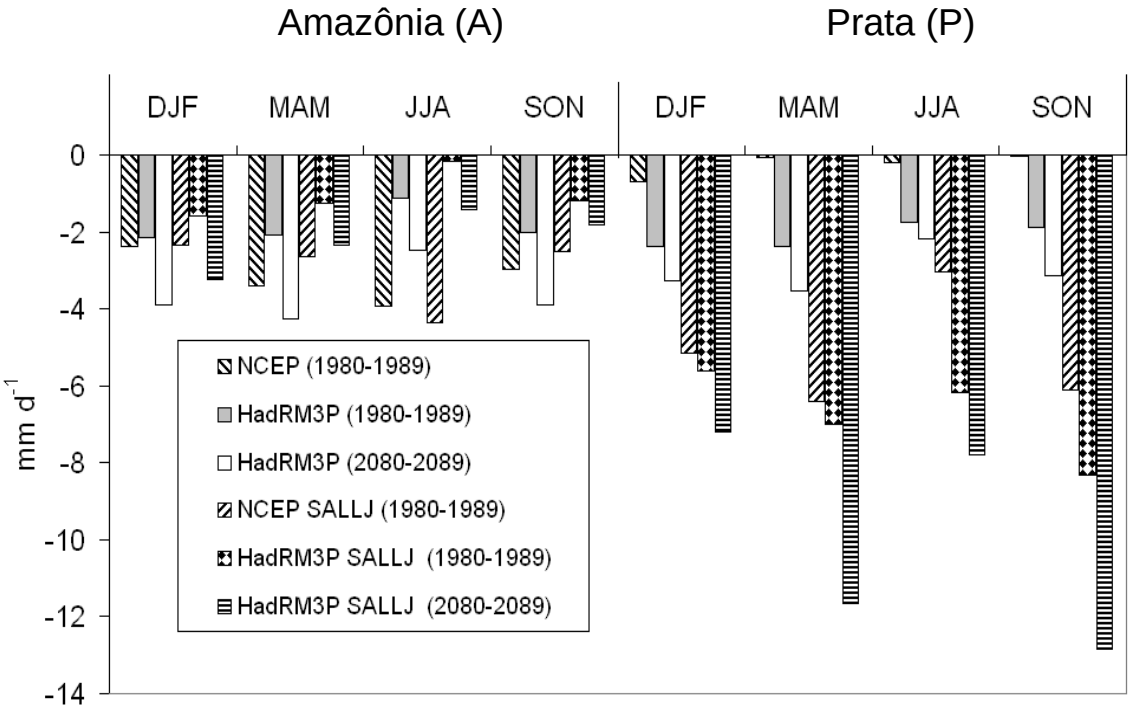


Figura 4.19 – Divergencia de umidade nas áreas representatívas das bacias Amazônica (A) e Paraná-Prata (P) durante as quatro estações do ano. A fonte dos dados e período estão indicados pelas barras verticas. Velores negativos significam convergência de umidade. A unidade é $mm.d^{-1}$.

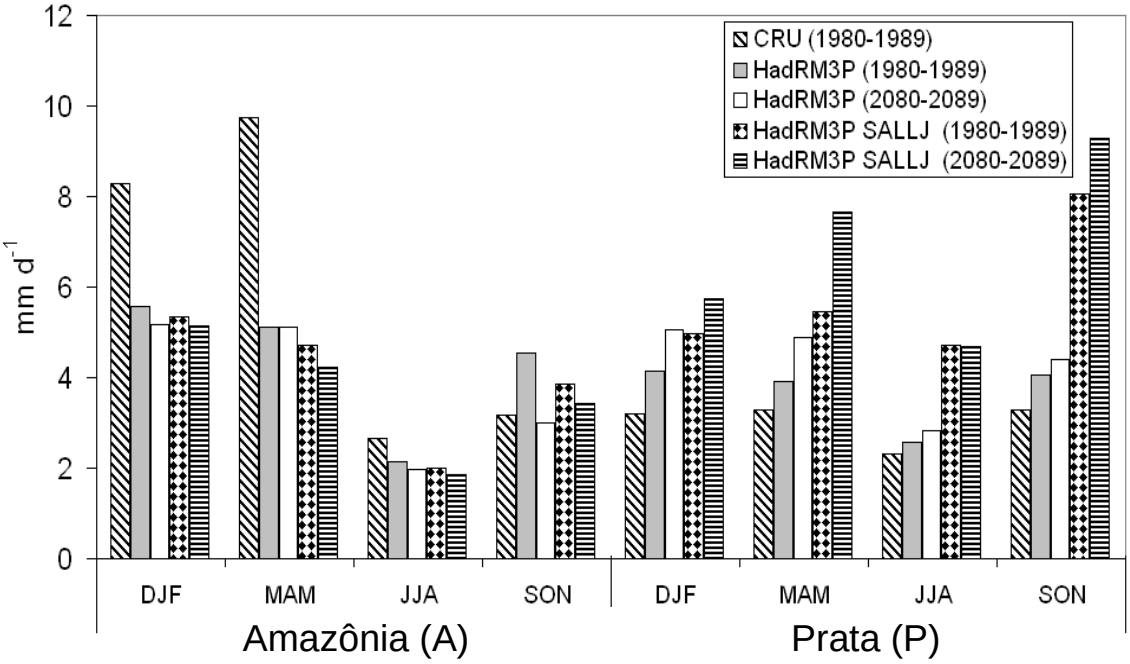


Figura 4.20 – Precipitação nas áreas representatívas das bacias Amazônica (A) e Paraná-Prata (P)) durante as quatro estações do ano. A fonte dos dados e périodo estão indicados pelas barras verticas. A unidade é $mm.d^{-1}$.

CAPÍTULO 5
CONCLUSÕES

O modelo regional HadRM3P do Hadley Centre foi utilizado a fim de fazer um estudo sobre o JBN da AS e comparar os fluxos de umidade numa simulação que representou o clima atual e outra que representou um clima futuro a partir do cenário de altas emissões do IPCC SRES A2. Em relação à temperatura, o HadRM3P coloca maior aquecimento na região tropical do Brasil no SRES A2 quando comparado ao clima atual. Em relação à precipitação, maiores valores são observados nas regiões sul e sudeste do Brasil no SRES A2 em comparação ao clima atual. A presença de JBNs da AS com maior freqüência e um maior transporte de umidade associado ao jato num clima de aquecimento global, poderia ser a principal causa para o aumento de precipitação na região sul do Brasil.

O fluxo de umidade, bem como a divergência horizontal de umidade foram obtidos a partir de campos de umidade específica, pressão em superfície e componentes do vento. Assim, a fim de se observar semelhanças/diferenças das saídas do HadRM3P em relação às reanálises do NCEP, foi feita uma comparação entre estes campos gerados a partir do modelo regional e dados de reanálises do NCEP no clima atual e foi observada uma boa aproximação entre a simulação do HadRM3P e as reanálises.

Em relação ao JBN da AS, o modelo regional conseguiu detectar casos de jatos na latitude de Santa Cruz de la Sierra (17.7S, 63W) com as mesmas características verticais observadas em outros estudos como os de Saulo et al., 2000, Nicoline et al., 2002 e Marengo et al., 2004, Salio et al., 2007 e Saulo et al., 2007. O eixo do jato simulado pelo HadRM3P está situado em aproximadamente 850hPa entre as longitudes de 65 e 60W. Além disso, o transporte meridional de umidade também foi bem representado pelo HadRM3P tanto em intensidade quanto em posicionamento.

Mais casos de JBN da AS foram detectados no modelo regional que nas reanálises do NCEP, o que pode ser atribuído a maior resolução espacial do modelo.

A simulação e projeção do HadRM3P mostra que com exceção dos meses de SON, durante as outras épocas do ano, foram encontrados mais casos de JBN da AS no SRES A2 do que no clima atual indicando que o jato seria mais ativo num clima de aquecimento global de fortes emissões projetado pelo modelo regional. A menor ocorrência de JBN da AS em SON pode ser atribuída aos menores valores de cisalhamento vertical do vento horizontal entre os níveis de 850 e 700hPa neste período. Porém, maiores quantidades de umidade nos baixos níveis da atmosfera foram observados nesta época do ano e assim, o transporte meridional de umidade para o sul no lado leste dos Andes foi intensificado durante as quatro estações do ano no SRES A2 em relação ao clima atual.

Tanto na simulação do clima atual como na projeção de clima futuro do cenário SRES A2, o JBN da AS acelerou o transporte meridional de umidade para o sul e esse transporte é ainda mais intenso no SRES A2.

A presença do JBN da AS tanto no clima atual (período de 1980 até 1989) quanto no cenário de aquecimento (2080 até 2089 - cenário SRES A2 do IPCC), causou um aumento nas componentes zonal e meridional do fluxo de umidade na baixa atmosfera, como era de se esperar, principalmente numa faixa ao longo dos Andes, no lado leste. Também foi observado uma intensificação do fluxo total de umidade com sentido de noroeste para sudeste próximo dos Andes. Além disso, a Alta subtropical do Atlântico Sul também teve um papel importante nos fluxos umidade nos baixos níveis da atmosfera principalmente para as regiões sul e sudeste do Brasil.

O ciclo anual dos compostos de JBN da AS evidenciou que num clima de aquecimento, eventos de jatos transportam umidade com mais eficiência em direção a região da bacia Paraná-Prata.

As integrações ao longo das fronteiras laterais das áreas representativas das bacias Amazônica e Paraná-Prata, mostraram pontos importantes onde se destaca que num clima de possível aquecimento, na região Amazônica, os fluxos de umidade são mais intensos assim como valores de convergência de umidade, devido a própria dinâmica do escoamento.

A presença do JBN da AS tanto no clima atual como no SRES A2 fez aumentar os fluxos de umidade que atravessam as fronteiras oeste e/ou sul da Amazônia, causando diminuição de convergência de umidade e chuva nesta região. Vale ressaltar que parte da umidade oriunda do Oceano Atlântico tropical fica retida sobre a Amazônia e parte segue para o sul. Assim, um aumento de convergência e chuva foi observado na região da bacia Paraná-Prata em compostos de jatos. Isto indica que o JBN da AS pode funcionar como um modulador de clima entre as duas regiões, e possibilitando maior convecção na região sul/sudeste do Brasil e norte da Argentina principalmente num clima de possível aquecimento.

Devido ao fato do fluxo da umidade oriundo da Amazônia se tornar mais intenso no cenário de aquecimento, maior convergência horizontal de umidade sobre a bacia Paraná-Prata foi observado conduzindo em mais chuvas nesta região.

Na bacia Paraná-Prata, a presença do jato causou aumento na precipitação tanto no clima atual quanto no SRES A2 em que este aumento é maior.
Assim, no SRES A2, as simulações do HadRM3P indicam que na Amazônia (particularmente Amazônia central e parte leste), se teria um clima mais seco com menos chuva ao longo do ano. Por outro lado, possivelmente se teria um clima com mais chuvas na bacia Paraná-Prata. No clima atual, assim como no

SRES A2, quando o JBN da AS está atuando, ocorre menos chuva na Amazônia e mais na região da bacia Paraná-Prata.

Um panorama das simulações do HadRM3P pode ser observado na figura 5.1.

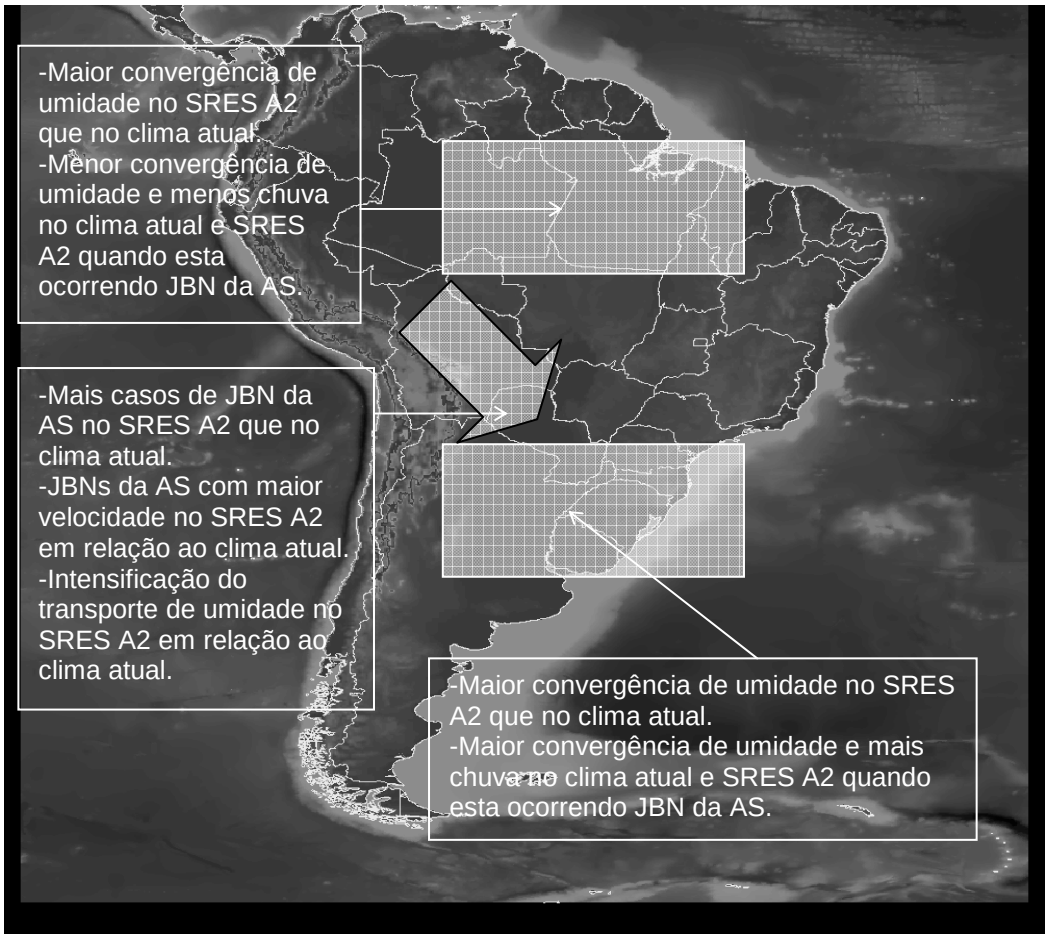


Figura 5.1 – Resumo dos principais resultados das simulações utilizando o modelo regional HadRM3P do Hadley Centre.

É necessário enfatizar que as simulações apresentadas nesta Tese não consideram mudanças na vegetação nem desflorestamento da Amazônia como aquele simulado no trabalho de Cox et al., 2000 que num cenário de aquecimento global devido à maior concentração de gases de efeito estufa, poderia até ter impactos opostos no ciclo hidrológico sobre a AS.

Nesta Tese, a utilização do PRECIS proporcionou de forma simples indicar possíveis impactos, de um cenário de aquecimento global, na ocorrência do JBN da AS e quantificar o fluxo de umidade na baixa atmosfera além de impactos e mudanças na precipitação em duas regiões de extrema importância no Brasil, a bacia Amazônica e Paraná-Prata. Além disso, este estudo é uma nova e relevante contribuição à ciência pois foi possível identificar que além de mudanças na temperatura e precipitação já mostrados em vários trabalhos, um cenário de maiores concentrações de efeito estufa influencia na dinâmica do transporte de umidade desde a região Amazônica até a bacia Paraná-Prata.

Para aqueles interessados no assunto abordado nesta Tese, vale lembrar que mudanças no clima e as próprias incertezas constituem um enorme desafio em relação a variações no ciclo hidrológico.

5.1 – Trabalhos futuros

Sugerimos investigar, utilizando modelagem regional, por meio de comparações dos efeitos de um cenário de aquecimento global e de mudanças na cobertura vegetal sobre a Amazônia como mudaria a quantificação e padrões do fluxo de umidade na AS. Primeiramente avaliar separadamente, apenas a contribuição do cenário de aquecimento global como no trabalho de como os apresentados nesta Tese e diferentes cenários de desflorestamento na Amazônia como aqueles apresentados por Sampaio et al. 2007. Após esta análise feita separadamente, juntar através de simulações numéricas o cenário de aquecimento global mais as mudanças no uso da terra na Amazônia afim de quantificar os fluxos de umidade, divergência e precipitação na AS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, L. M. **Simulação da variabilidade do clima presente sobre a América do Sul utilizando um modelo climático regional**. 2007. 98 p. (INPE-14825-TDI/1265). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/06.13.12.59>. Acesso em: 09 fev. 2009.

AMBRIZZI, T.; ROCHA. R.; MARENGO, J.; PISNITCHENKO, A. I.; ALVES, L.; FERNANDEZ, J.P. **Cenários regionalizados de clima no Brasil para o século XXI:** projeções de clima usando três modelos regionais".Brasília: Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Diretoria de Conservação da Biodiversidade**-** Mudanças climáticas globais e efeitos sobre a biodiversidade – Subprojeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Brasília: Secretaria de Biodiversidade e Florestas (SBF) 108p. 2007. Relatório 3.

ANDREAS, E. L.; CLAFFEY, K. J. MAKSHTAS, A. P. Low-level atmospheric jets and inversions over Western Weddell Sea. **Boundary-Layer Meteorology**, v.97, n.3, p. 459-486, 2000.

BANTA, R. M.;. NEWSOM, R. K.; LUNDQUIST, J. K.; PICHUGINA Y. L.; COULTER, E R. L. Nocturnal Low-Level Jet Characteristics Over Kansas During CASES-99. **Bound.-Layer Meteor**. v105, n. 2, p. 221-252, doi:10.1023/A:1019992330866, 2002.

BERBERY, H. E.; COLLINI, E. Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern South American. **Monthly Weather Review**, v. 128, n.5, p. 1328-1346, 2000.

BERRI, G. J.; INZUNZA, B. The effect of the low-level jet on the poleward water vapor transport in the central region of South America. **Atmospheric Environment,** 27A, n. 3, p. 335–341, 1993.

BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 38, n. 5, p. 283-290, 1957.

BOYLE, J. S. Sensitivity of dynamical quantities to horizontal resolution for a climate simulation using the ECMWF (cycle 33) model. **Journal of Climate**, v6, n. 5, p. 796-815, 1993.

BONNER, W.D. Climatology of the Low-Level Jet. **Monthly Weather Review,** v96, n. 12, p. 833-850,1968.

BONNER, W.D.; PAEGLE, J. Diurnal variations in boundary layer winds over the southcentral United States in summer. **Monthly Weather Review,** v98, n. 10, p. 735-744, 1970.

BROHAN, P.; KENNEDY, J. J.; HARRIS, I.; TETT, S. F. B.; JONESP, D. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850, **J. Geophys. Res,** v111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548, 2006.

CAMARGO, .S.; ZEBIAK, . E.; DEWITT, D. G.; GODDARD, L. **Seasonal comparison of the response of CCM3.6, ECHAM4.5 and COLA2.0 atmospheric models to observed SSTs**., Palisades, NY, 2001. 68 p. Tech. Rep. 01/01.

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interacoes entre sistemas de circulacao de escala sinotica e circulacoes locais**. 1982. 133 p. (INPE-2494-TDL/097). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1982. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.24.13.44>. Acesso em: 09 fev. 2009.

CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, C. A.; KOUSKY, V. E. Características atmosféricas associadas ao jato em baixos níveis a leste dos Andes em uma simulação com o MCGA CPTEC/COLA e em dados da reanálise NCEP/NCAR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., , Foz do Iguaçu. **Anais...** 2002. p. 934-939. CD-ROM. (INPE-9437-PRE/5093). Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2005/04.11.18.25>. Acesso em: 09 fev. 2009.

COOK, K. H.; VIZY, K, E. Effects of Twenty-First-Century Climate Change on the Amazon Rain Forest. **Journal of Climate**, v21 n. 3, p. 542-560, 2008.

COX PM, BETTS RA, JONES CD, SPALL SA, TOTTERDELL IJ. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature** v408, n, 6809, p.184-187, 2000.

CUSACK, S.; J. M. EDWARDS E J. M. CROWTHER. 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.

CUSTÓDIO, M.; HERDIES, D. L. O jato de baixos níveis a leste da cordilheira dos Andes – um estudo de caso. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 7., 1994, Belo Horizonte, MG. **Anais**... Rio de Janeiro, RJ: SBMET, 1994.

DARBY, L. S.; BANTA, R. M.; BREWER, W. A.; NEFF, W. D.; MARCHBANKS, R. D.; MCCARTY, B. J.; SENFF, C. J.; WHITE, A. B.; ANGEVINE, W. M.; WILLIAMS, E. J. Vertical Variations in O_3 Concentrations before and after a Gust Front Passage. **J. Geophys. Res**, v107 (D13), 4174, doi 10.1029/2001JD000996, 2002.

DOUGLAS, M. W.; NICOLINI, M.; SAULO, C. Observational evidences of a Low-Level Jet east of the Andes during January-March 1998. **Meteorologica** v3, p. 63-72, 1998.

DOUGLAS, M. W.; PEÑA, M.; VILLARPANDO, R. W. Special observations of the low level flow over eastern Bolivia during the 1999 atmospheric mesoscale campaingn. **Proceedings…** Boston: American Meteorological Society, 2000. p. 157-158.

EDWARDS, J. M.; SLINGO, A. Studies with a flexible new radiation code. I: choosing a configuration for a large-scale model. **Q. J. R. Meteorol Soc.**, v. 122, p. 689-719, 1996.

FERREIRA, R. N-.; HERDIES D. L.; RICKENBACH T. M.; CARVALHO L. M. V. Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during January-March 1998 and 1999. **Mon. Wea. Rev.** V.131, n. 5, p. 961–973. 2003.

GIORGI, F.; MEARNS, L. O. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. **Journal of Geophysical Research**, v104(D6), p. 6335-6352. 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.

GORDON, C.; COOPER. C.; SENIOR, C. A.; BANKS, H.; GREGORY, J. M.; JOHNS, T. C.; MITCHELL, J. F. B.; WOOD, R. A. The simulation of SST, sea ice extent and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. **Climate Dynamics,** v.16, n. 2-3, p. 147– 168, 2000.

GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul.** 1985. 89 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG), São Paulo, 1985.

HANSEN, J.; RUEDY, R.; SATO, M.; IMHOFF, M.; LAWRENCE, W.; EASTERLING, D.; PETERSON, T.; KARL ,T. A closer look at United States and global surface temperature change. **J. Geophys. Res**., v. 106, n. D20, p. 23947–23963, 2001.

HERDIES, L. D.; SILVA, A.; DIAS, M. A. F. Moisture budget of the bimodal patter of summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research,** v. 107, n**.** (D20). Art. 8075, 2002.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC), Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)., In: J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C.A. Johnson (eds.) **Climate change 2001**: the scientific basis. Cambridge: Univ. Press, 2001, 2001. 881 p. Contribution of working group 1 to the Third IPCC scientific assessment.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC. **Climate change 2007**: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2007, Summary for Policymakers,. 2007a, 18 p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC. **Climate change 2007**: climate change impacts, adaptation and vulnerability**.** contribution of working group ii to the fourth assessment report climate change 2007**,** Summary for Policymakers, 2007b, 23 p.

IZAURRALDE, R.C.C.; ROSENBERG, N. J.; BROWN, R. A.; THOMSON, A. M. Integrated assessment of Hadley Centre (HadCM2) climate-change impacts on agricultural productivity and irrigation water supply in the conterminous United States. Part II. Regional Agricultural Production in 2030 and 2095**. Agricultural and Forest Meteorology,** v. 117, n.1-2, p. 97-122, 2003.

JOHNS, T. C.; CARNELL, R. E.; CROSSLEY, J. ; GREGORY, J. M.; MITCHELL, J. F. B.; SENIOR, C. A.; TETT, S. F. B.; WOOD, R. A. The Second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: Model description, spinup and validation. **Climate Dynamics**, v13, n. 2, p. 103-134. 1997.

JONES, R. G.; NOGUER, M.; HASSEL, D. C.; HUDSON, D.; WILSON, S.S.; JENKINS, G. J.; MITCHELL, J. F. B**. Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS.** Exeter, UK: Meteorological Office Hadley Centre, . 2004. 40p.

JOSEPH, P.V.; SIJIKUMAR, S. Intraseasonal variability of the low-level jet stream of the Asian summer monsoon. **Journal of Climate,** v17, n. 7, p. 1449-1458, 2004.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLE, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, .; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, B. The NCEP/NCAR Reanalysis Project**. Bulletin of the American Meteorological Society,** v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.

KRAUS, H.; MALCHER, J. E.; SHALLER, E. Nocturnal low-level jet during PUKK. **Boundary-Layer Meteorological**, v.31, n. 2, p. 187-195, 1985.

KRISHNAMURTI, T. N.; MOLINARI, J.; PAN, H. L. Numerical simulation of the Somali Jet, **J. Atmos. Sci**., v. 33, n. 12, p. 2350–2362, 1976.

LAU, W.; ZHOU, E. J. Rainfall regimes and interannual variability of South American summer monsoon. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 6.,. 2000, Santiago. **Anais.**..Santiago, Chile: AMS, p. 2000. 153-154.

LIEBMANN, B.; KILADS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, C.; CARVALHO, L. M. V. Subseasonal Variations of Rainfall in South America in the Vicinity of the Low-Level Jet East of the Andes and Comparison to Those in the South Atlantic Convergence Zone. . **Journal of Climate**, v.17, n. 19, p. 3829-3842. 2004.

LUGINA, K.M.; GROISMAN, P.Y.A.; VINNIKOV, K. Y.A.; KOKNAEVA, V.V.; SPERANSKAYA, N. A., Monthly surface air temperature time series area-averaged over the 30-degree latitudinal belts of the globe, 1881–2004. In: **Trends:** a compendium of data on global change. Oak Ridge, Tenn., USA: Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, 2005.

MADDOX, R. A. An objective technique for separating macroscale and mesoscale features in Meteorological data. **Mon. Wea. Rev.**, v.108, n. 8, p.1108-1121, 1980.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R. Episódios de jatos de baixos níveis ao Leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., , Foz do Iguaçu. **Anais...** 2002. v. 1, p. 892-902. CD-ROM. (INPE-9442-PRE/5098). Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2005/04.13.13.54>. Acesso em: 12 fev. 2009.

MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M. W.; SILVA DIAS, P. L. The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. art.8079, Oct. 2002. (INPE-9972-PRE/5532). Disponível em: <http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2003/05.26.13.40>. Acesso em: 12 fev. 2009.

MARENGO; J.; SOARES, W. R. Impacto das modificações da mudança climática-sintese do terceiro relatório do IPCC. Condições climaticas e recursos hidricos no Norte do Brasil. **Clima e Recursos Hídricos 9**. Associação Brasileira de Recursos Hídricos/FBMC-ANA. Porto Alegre, Brasil, p. 209-233, 2003.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; NICOLIN, M.; SAULO, C. Climatology of Low-Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate,** v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

MARENGO, J.A.; ALVES, L.; VALVERDE, M.; ROCHA, R.; LABORBE, R. Eventos extremos em cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais**.** Relatório 5, Ministério do Meio Ambiente - MMA, Secretaria de Biodiversidade e Florestas – SBF, Diretoria de Conservação da Biodiversidade – **DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade**, p.77, 2007.

MARENGO, J. A.; JONES, R.; ALVES, L.; VALVERDE, M. C. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system, **Int. J. Climatology**. 2008. , Submitted.

MCCORCLE, M. D. Simulation of surface-moisture effects on the Great Plains low-level jet. **Mon. Wea. Rev.,** v. 116, n. 9, p. 1705–1720,1988.

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, 2002.

NAKICENOVIC N, ALCAMO J, DAVIS G, DE VRIES B, FENHANN J, GAFFIN S, GREGORY K, GRUBLER A, JUNG TY, KRAM T, LA ROVERE EL, MICHAELIS L, MORI S, MORITA T, PEPPER W, PITCHER H, PRICE L, RIAHI K, ROEHRL A, ROGNER H-H, SANKOVSKI A, SCHLESINGER M, SHUKLA P, SMITH S, SWART R, VAN ROOIJEN S, VICTOR N, DADI Z**. Special report on emissions scenarios.** Cambridge: University Press, . 2000. 599p.

NICOLIN,I M. .; SALIO, J.; KATZFEY, J.; MCGREGOR, L.; SAULO, A. C. January and July regional climate simulation over South American**. Journal of Geophysical Research,** v.107, n.. D22, p. 4637. 2002.

NOBRE, P.; MALAGUTTI, M. Uma avaliacao do modelo de circulacao geral do CPTEC para estudos de modelagem acoplada oceano-atmosfera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** 2004. CD-ROM. (INPE-12075-PRE/7421). Disponível em: <http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/09.27.14.16>. Acesso em: 12 fev. 2009.

NOGUÉS-PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over south america during summer. **Monthly Weather Review,** v. 125, n. 2, p. 279–291, 1997.

PAEGLE, J. A. comparative review of South American Low-Level-Jets. **Meteorologica**, v.23, n. 1 y 2, p. 73-82, 1998.

PISNITCHENKO, I. A.; TARASOVA, T. A. The new version of the Eta regional model developed for climate-change simulations. **Meteorological Applications**. 2007. Submetido**.**

POPE, V. D.; GALLANI, M. L.; ROWNTREE, P.;R.; STRATTON RA. The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model - HadAM3. **Climate Dynamics**, v. 16, n. 2-3, p. 123-146, 2000.

RAO, V. B.; CHAPA, S.R.; FRANCHITO, S. H. Decadal variation of atmosphere-ocean interastion in the tropical Atlantic and its relationship to the Northeast-Brazil rainfall. **Journal of the Meteorological Society of Japan,** v. 77, n. 1, p. 63-75, 1999.

RAYNER, N.; PARKER, D. E.; HORTON, E. B.; FOLLAND, C.; ALEXANDER, L. V.; ROWELL, D. P.; KENT, E.C.; KAPLAN, A. 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), p. 4407, DOI 10.1029/2002JD002670, 2003.

RODRIGUEZ, A. D; CAVALCANTI I.F.A. Simulations of the Hydrological Cycle over South America Using the CPTEC/COLA AGCM. **Journal of Hydrometeorology.** v.7, n. 5. p. 916-936. 2006.

ROZANTE, J. R.; I. F. A. CAVALCANTI, Regional Eta model experiments: SALLJEX and MCS development, **J. Geophys. Res**., v. 113, n. D17106, doi:10.1029/2007JD009566, 2008.

ROSENZWEIG, C. Potential CO_2-induced climate effects on North American wheat-producing regions. **Climatic Change,** v7, 367-389, doi:10.1007/BF00139053. 1985:

SALIO, P.; NICOLINI, M.; SAULO, C. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season**. Journal of Geophysical Research,** v107: D24, 4816 10.1029/2001JD001315. 34, 2002.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low- Level Jet. **Monthly Weather Review**, v135: 1290-1309, DOI: 10.1175/MWR3305.1, 2007.

SANTOS, A. F. Padrões sinóticos de circulação atmosférica associados ao jato em baixos níveis a leste da cordilheira dos Andes na América do Sul. Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteotologia. INPE 252p. 2007.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SILVA DIAS, P. South America. In: Karoly, D., and Vincent, D., (eds.), **Meteorology of the Southern Hemisphere**, Meteorological Monographs 27, 49, 119-139, American Meteorological Society, Boston, 1998.

SAULO, C.; NICOLIN, M.; CHOU, S. C. 2000. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season. **Climate Dynamics**, v16: 867-881.

SAULO, C.; RUIZ, J.; SKABAR, Y. G. Synergism between the Low-Level Jet and Organized Convection at Its Exit Region. **Monthly Weather Review** v135: 1310-1326. DOI: 10.1175/MWR3317.1, 2007.

SAMPAIO, G.; NOBRE, C.; COSTA, H. M.; SATYAMURTY, P.; SOARES-FILHO, B. S.; CARDOSO, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters,** v34: L17709, doi:10.1029/2007GL030612. 2007.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P.; The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events**. Monthly Weather Review,** v131: 2361–2378. doi: 10.1175/1520-0493(2003)131, 2003.

SILVA, G. A. M. ; AMBRIZZI, T. Inter-El Niño variability and its impact on the South American low-level jet east of the Andes during austral summer two case studies. **Advances in Geosciences**, v.6, 283-287, 2006.

SMITH, T.M., REYNOLDS, R.W. A global merged land air and sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880-1997), J. Climate, Volume 18, pages 2021-2036, 2005.

SOARES, W.R.; MARENGO, J. A. **Utilização de projeções dos cenários SRES de modelos globais do IPCC na caracterização de temperatura sobre a América do Sul ao longo do século XXI.** em: II Regional Conference on Global Change: South America, São Paulo. 2005.

SOARES, W. R.; MARENGO, J. A. Análise de um episódio de jato de baixos níveis a leste dos Andes durante janeiro de 2003. Circulação e transporte de umidade. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza. Anais, 2004.

SOUZA, C. A. Aspectos sinóticos associados à ocorrência do Jato em Baixos Níveis na América do Sul simulados pela reanálise do NCEP/NCAR e MCGA. 2005. 144 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, S˜ao Jos´e dos Campos, 2005. 74, 76, 85, 106, 226

STENSRUD, D. J. Importance of low-level jets to climate: A Review. **Journal of Climate**, v9, p. 1698-1711, 1996.

SUGAHARA, S.; ROCHA, R. P.; RODRIGUES, M. L. Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 8., 1994, Belo Horizonte, MG. **Anais...** Rio de Janeiro, RJ: SBMET, 1994. p. 573-577.

TRENBERTH, K. E.; CARON J. M. The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures and precipitation. **J. Climate,** v13, 4358-4365. 2000.

TRENBERTH, K. E. et al. Observations: surface and atmospheric climate change. In: Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K. B.; Tignor, M. ;Miller, H. L. (eds.) **Climate Change 2007**: the physical science basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007. p. 235-336.

VERA, C. S.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGL, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E. The South American Low-Level Jet Experiment. Bulletin of the American. **Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63–77, 2006a.

VERA, C. S.; SILVESTRI,G.; LIEBMANN, B.; GONZÁLEZ, P.. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. **Geophysical Research Letters,** v33, L13707, doi:10.1029/2006GL025759, 2006b.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J. A.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P.; ZHANG, C. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems 4977-5000., Journal of Climate, v19: WN: 0628807462003, 2006c.

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/CPTEC model. **Journal of Climate**, v16: 297-311, 2003.

WEYKAMP, F. V. **Eventos Extremos de precipitação no sul do Brasil associado a jatos de baixos níveis.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas, 2006.

WEYKAMP, F. V.; AMBRIZZI, T. The Role of the Low-Level Jet East of the Andes in Extreme Rainfall events over Southern South America. In: **8 th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography** - 8 ICSHMO**,** Foz do Iguaçu - PR, Abril 24-28,1231-1234. 2006.

WHITEMAN, C.; BIAN, X.; ZHONG, S. Low-level jet climatology from enhanced awinsonde observations at a site in the southern Great Plains**. Journal of Applied Meteorology**, v36: 1363-1375, 1997.

WIPPERMANN, F. Numerical study on the effects controlling the low-level jet. **Contr. Phys. Atmos**, **v**46, pp. 137–154, 1973.

WILBY, R. L.; E WIGLEY, T. M. L. Downscaling general circulation model output: A review of methods and limitations. **Prog. Phys. Geogr**., v. 21, p. 530-548, 1997.

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

WU Y. H.; RAMAN, S. Effect of Land-use Pattern on the Development of Low-Level Jets'. **J. Appl. Meteorol**, v36: 573–590, 1997.

ANEXO A

ARTIGO:

ASSESSMENTS OF MOISTURE FLUXES EAST OF THE ANDES IN SOUTH AMERICA IN A GLOBAL WARMING SCENARIO

Soares; Marengo
Accepted: Oct 4 2008
Proofs Available: Oct 21 2008
Anticipated Publication Date: Nov 5 2008

ACEITO NA REVISTA INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY

INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY
Int. J. Climatol. **28**: 000–000 (2008)
Published online in Wiley InterScience
(www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/joc.1800

RMetS
Royal Meteorological Society

Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario

Wagner Rodrigues Soares* and Jose Antonio Marengo
Center for Weather Forecasts and Climate Studies (CPTEC/INPE) São Paulo, Brazil

ABSTRACT: The HadRM3P regional model from the UK Hadley Centre has been used to assess the moisture flux and the low-level jet (LLJ) east of the Andes in South America over two time periods: the first can be understood as the current climate and covers the period from 1980 to 1989; the second covers the period from 2080 to 2089 under a future global warming climate as projected by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Special Report on Emissions Scenarios (SRES) A2 high-emission scenario. The results are analyzed considering the vertically integrated moisture transport in the lower atmosphere and the moisture flux between the two core areas of South America – the Amazon Basin and the La Plata River Basin. In order to analyze the moisture transport east of the Andes, composites of South American LLJs were built based on the wind speed and vertical wind shear following the modified Bonner criteria 1 used to define LLJs. Integrations along the lateral boundaries of the two basins show that there could be a more intense moisture transport from tropical regions available to feed the mesoscale convective systems in the subtropical La Plata Basin in the IPCC A2 scenario, as compared to the present. This is because of the intense flow to the south associated with a faster LLJ bringing more moisture from the Amazon Basin southwards. It was also observed that the presence of the LLJ affects moisture convergence in the Amazon Basin in the current climate as well as in the warmer climate. In the future high-emission scenario A2, a more intense LLJ in a global warming climate suggests increased moisture transport from north to south east of the Andes as compared to the present. Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

KEY WORDS low-level jet; climate change; moisture flux

Received 15 October 2007; Revised 1 October 2008; Accepted 4 October 2008

1. Introduction

In several regions of the globe, strong meridional fluxes are observed in the lower atmosphere along the mountain ranges. Such events have a maximum wind speed in the lower levels of the atmosphere (below 2000 m) and are known as *low-level jets* LLJ (Paegle, 1998). LLJ events occur on the east side of elevated topography and are associated with large-scale circulations extending over large areas, such as the Rocky Mountains in the USA (Bonner, 1968; Whiteman *et al.*, 1997; Douglas *et al.*, 1998) and the Andes in South •America (Douglas *et al.*, 1998; Berbery and Collini, 2000; •Paegle *et al.*, 2002; Marengo *et al.*, 2004; Vera *et al.*, 2006a; Saulo *et al.*, 2007 among others). Jets are also observed westward of topography, but these may not be important in the transport of moisture.

The studies by Bonner and Paegle (1970) as well as Paegle (1998) and Marengo *et al.* (2004) suggest similarities between the Rocky Mountains and the Andes Cordillera and their effects on the occurrence of the jet. These mountains extend from the tropical regions to high latitudes, blocking the zonal circulation in lower levels and leading to the channelling of the wind. For instance, the moisture from the Gulf of Mexico in North America and northern tropical Atlantic Amazon in South America is transported by the LLJ to the central regions of their continents, i.e. to the Mississippi and Amazon river basins, respectively (Berbery and Collini, 2000).

In South America, the LLJ is known as the *South American low-level jet* (*SALLJ*) (Saulo *et al.*, 2000; Marengo *et al.*, 2004). The SALLJ is a component of the South American monsoon system and transports moisture from the Amazon Basin to the La Plata Basin, affecting the weather and the climate east of the Andes and at •the exit point of the jet in the southern Brazil–northern Argentina region(Marengo *et al.*, 2004; Vera *et al.*, 2006a,c). Thus, occurrences of the SALLJ can, through the intense moisture flow and associated strong convective clouds in the exit region of the jet, generate rainfall extremes that produce floods (Paegle, 1998; Liebmann *et al.*, 2004; Marengo *et al.*, 2004).

The circulation patterns of the SALLJ can be summarized as follows: moisture is brought from the tropical Atlantic into the Amazon Basin by the trade winds. Once they flow over Amazonia, the air masses can gain more moisture through the intense evapotranspiration of the forest (Salati, 1987; Marengo, 2005). After that, the trade winds experience a shift in direction due to the

* Correspondence to: Wagner Rodrigues Soares, Center for Weather Forecast and Climate Studies, Rod. Presidente Dutra, Km 40, 12630-000 Cachoeira Paulista/SP, Brazil. E-mail: wsoares@cptec.inpe.br

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

topographic blocking by the Andes and then flow parallel to the Andes towards south/southeast South America (southern Brazil and northern Argentina). Marengo *et al.* (2004) show that this transport exhibits an annual cycle, where in summer, the moisture that goes into the La Plata Basin is mostly from the Amazon region. In winter, on the other hand, even though we can have moisture transport from the Amazon region, it is observed that the moisture transport of the oceanic origin associated with the annual cycle of the South Atlantic subtropical high (SASH) is stronger and dominates the annual cycle of the SALLJ.

The Amazon region contains the largest rainforest on the planet, with an area of about 7 million km^2. This basin and the tropical forest ecosystem play an important role in the global energy, water and carbon balances. The La Plata Basin represents a region of great economic importance in South America. It includes the southern Brazilian states of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul, plus Uruguay and northern Argentina. Economic activities developed in this basin, including agriculture and the generation of hydroelectric power, are sensitive to the variability of the weather and climate, becoming vulnerable to impacts related to the strong moisture transport by the jet and subsequent intense rainfall events.

Several studies based on a few isolated upper-air observations (Douglas *et al.*, 1998; Misra *et al.*, 2000; Marengo and Soares, 2002; Marengo *et al.*, 2004; Nicolini and Saulo, 2006 and Liebmann *et al.*, 2004) or modelling (Berri and Inzunza, 1993; Nogues-Paegle and Mo, 1997; Paegle, 1998; Saulo *et al.*, 2000; Herdies *et al.*, 2002; Vernekar *et al.*, 2003) have documented the SALLJ and the moisture transport over South America in the current climate. However, there are not many studies about the impact of global warming and climate change on the variability and characteristics of the SALLJ, and on the concentration of moisture in the lower atmosphere.

Since 1988, the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) has been assessing the climate change under different scenarios of greenhouse gas emissions and analyzing also the scientific basis of the climate change, its impact, vulnerability and mitigation. The IPCC considers the scientific basis for climate projections into the future, and documents and quantifies its results, taking uncertainties into account. The issue of changes in the intensity of the South American monsoon system under global warming scenarios is something relatively new and is being considered in this study. The main question is this: what would be the impact of global warming upon the moisture transport from the Amazon to the La Plata Basin and how would the SALLJ behave in the future?

Analysis of the models from the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3) that contributed to the assessment of future climate change scenarios in South America in the IPCC AR4 (Li *et al.*, 2006; Vera *et al.*, 2006b; Christensen *et al.*, 2007; Meehl *et al.*, 2007 and references quoted therein) has produced climate projections for the future, using the IPCC AR4 global models (Li *et al.*, 2006; Vera *et al.*, 2006b; Meelh *et al.*, 2007 and the references quoted). The models used to evaluate future climate changes have, therefore, evolved over time. Global models have allowed for a better scientific understanding of anthropogenic global climate change and this has led to the developments of commensurate mitigation strategies. However, at the regional scale, there remains an urgent need for relevant, targeted projections of regional climate change. Climate projections have been derived from the regional models for South America (Marengo and Ambrizzi, 2006; Alves 2007; Ambrizzi *et al.*, 2007; Marengo *et al.*, 2008). Such studies analyze changes in the temperature and rainfall as well as extreme climate events for the end of the 21st century from the scenarios of low and high emissions of greenhouse gases A2 and B2 of IPCC, respectively.

However, these studies do not analyze the behaviour of the meridional moisture transport on the east side of the Andes in South America, associated with possible changes in the SALLJ activity. Marengo *et al.* (2007), using dynamic downscaling, showed an increase in the frequency of extreme events of rain in the far western end of the Amazon and in the south of Brazil. It is possible that this is a consequence of a future change in the regime of the transients, probably associated with cold fronts from the south or more frequent and/or intense SALLJs in a warmer climate.

The use of the dynamic downscaling technique in the generation of scenarios of the future climate makes for a better understanding of the variability typical of phenomena such as the SALLJ. Its high resolution can better present the mechanisms of surface and local factors (vegetation and topography) that affect the regional climate. Dynamic downscaling can contribute by providing details of the simulated patterns that are not obvious from global models and this favours the investigation of moisture transport patterns in the low levels of the atmosphere, when considering projections for possible future climate under global warming.

In this article we focus on quantification, for the present and future climate, of the moisture flux and horizontal moisture convergence over two regions, the Amazon and La Plata basins on seasonal and annual levels, focusing on the average behaviour during the present climate and at the climate at the end of the 21st century. To this end, we use two long-term simulations of 10 years each. The first covers the period from 1980 to 1989 ('present climate'); the second covers the period from 2080 to 2089 ('future climate'). The future climate is for the IPCC SRES (Special Report on Emissions Scenarios, Nakicenovic *et al.*, 2000) A2 (high emission), using the HadRM3P regional model, which was run in the Providing Regional Climates for Impacts Studies (PRECIS) system(Jones *et al.*, 2004).

The analyses presented have generated an opportunity to check the behaviour of the PRECIS system in simulating SALLJ events and moisture transport associated with the jet in warmer future climates.

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

UNCORRECTED PROOFS

2. Data and methods

2.1. Characteristics of the regional model

PRECIS is a regional climate modelling system developed by the UK Hadley Centre allowing the regional model HadRM3P to be run over any area of the globe (see Jones *et al.*, 2004, which also includes a detailed description of HadRM3P). There are 19 vertical levels and 2 horizontal resolutions to pick from HadRM3P. In this study, a 50-km horizontal resolution and 1-day temporal resolution were used. Lateral boundary conditions for HadRM3P are available from a range of model- and observation-based sources. In this study, they are obtained from the global atmospheric model, HadAM3P. The horizontal resolution of HadAM3P is 1.25° latitude by 1.875° longitude and the model formulation is the same as HadRM3P.

As suggested in the PRECIS technical manual, the simulations were initiated in December of 1979 and December of 2079 and run until the end of 1989 and 2089, respectively. The extra integration time was assumed to be sufficient to allow for model 'spin-up', which should be a few days for the atmosphere, although for soil processes (moisture) it could take a few seasons (Giorgi and Mearns, 1999) or even a few years (Robock *et al.*, 1998).

Rowell (2005) described and synthesized the experimental design of the driving HadAM3P experiment as follows. The HadAM3P 1980–89 simulation is forced by observed sea-surface temperatures (SSTs) and sea-ice from the HadISST1 dataset (Rayner *et al.*, 2003). For the future period, 2080–89, HadAM3P is forced by SSTs which are obtained from observed SSTs altered by the sum of mean changes and trends calculated from a global coupled model projection. The coupled integration was performed with HadCM3 (Gordon *et al.*, 2000) whose atmospheric component, HadAM3 (•Pope *et al.*, 1999), is the basis for HadAM3P (Jones *et al.*, 2007). The same SSTs were used as the lower boundary condition for the HadRM3P simulations.

The domain utilized (shaded grey in Figure 1) appears to be sufficiently large so that the regional model can develop its own internal circulation on a regional scale, but not so large that the climate of the HadRM3P would depart significantly from the global model in the centre of the domain (Giorgi and Mearns, 1999; Chou *et al.*, 2005).

2.2. Simulations using HadRM3P and characteristics of the IPCC warming scenario

For this study, two long-term simulations were performed using HadRM3P with a spatial resolution of 50 km (latitude/longitude) and a time step of 1 day from which the climate projections were obtained for the two 10-year periods. The first simulation covers the period from 1980 to 1989 and can be considered as current climate. The second simulation embraces the period from 2080 to 89 and represents a possible future climate from the IPCC SRES A2 scenario. The CO2 concentration in the SRES A2 is about ~300 ppm during the 1980s and about ~700 ppm during 2080s. The NO_2 concentrations are about 280 and 400 ppb and the CH4 concentrations are from 1500 and 3200 ppb during the decades of 1980 and 2080, respectively (IPCC, 2007a,b).

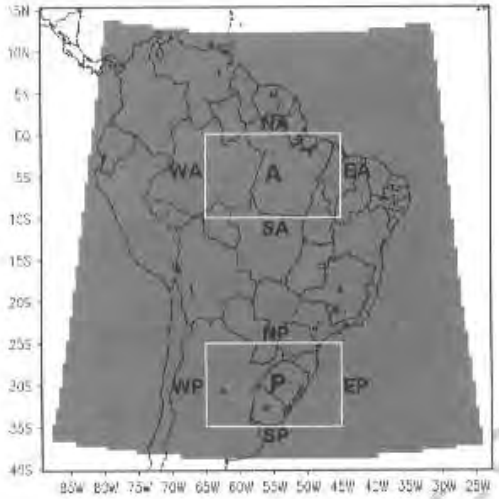


Figure 1. Areas under study shown in the regional model. The rectangles mark the regions of the Amazon (A) and La Plata basins (P).

We were only able to make one model run in this study due to limited computational resources.

For the proposed assessments of moisture transport and moisture convergence at lower levels, mean flow and SALLJ composites for present climate have been prepared for the 1980–89 present-climate simulations from the HadRM3P. Evaluations of the simulated present climate are done using the National Centers for Environmental Prediction-National Center •for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) reanalyses (Kalnay *et al.*, 1996). For rainfall observations we use the Climate Research Unit (CRU) gridded data set (New *et al.*, 2001). Simulated present precipitation was compared with CRU. The grid size of the HadRM3P model was interpolated to the 2.5° latitude–longitude grid of the NCEP–NCAR reanalyses.

Comparing present precipitation from the model with the CRU data, Alves (2007) shows that the regional model is too dry over the Amazon region while in the La Plata basin region, the model is too wet. This bias could be related to the fact that the CRU data set includes fewer reporting stations in regions such as Amazonia and Central Brazil (New *et al.*, 2001). According to Alves (2007), besides these biases, the seasonal cycle of precipitation and temperature and the timing of the peak season, as well as the main large-scale circulation patterns, are well reproduced in South America.

2.3. Detection of low-level jet events

To detect and characterize SALLJ events, the modified Bonner criteria 1 (Bonner, 1968) were used. These

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

modified criteria specify that the magnitude of the wind has to be equal to or larger than 12 m s^{-1} on the 850 hPa level, the vertical wind shear has to be at least 6 m s^{-1} between the 850 and 700 hPa levels and the meridional component of the wind has to be negative and larger in magnitude than the zonal component. These modified criteria were applied for the daily data at a grid point in Santa Cruz de la Sierra (16.7 °S, 63 °W) in Bolivia, a location that represents the main axis of the jet, as in previous studies (Douglas *et al.*, 1998; Saulo *et al.*, 2000; Nicolini *et al.*, 2002; Salio *et al.*, 2002; Marengo *et al.*, 2004 and Saulo *et al.*, 2007 among others). Later on, composites of SALLJ episodes were assembled by grouping SALLJ events in each season of the year, for the future and present climate.

2.4. Definition of the area of study

The La Plata Basin is influenced by the annual cycle of moisture in the lower levels of the atmosphere, mainly from the tropical region of South America. The Amazon forest is one of the sources of moisture for regions in the south of Brazil such as the La Plata Basin region (SALLJ exit region), particularly during spring and summer. Other moisture sources for this region are: moisture associated with the presence of the SASH and the sea breeze, mainly during fall and winter.

With the objective of quantifying the moisture flux between the Amazon and the La Plata basins, two areas were chosen whose lateral borders are shown in Figure 1.

The two areas chosen for the computation of horizontal moisture divergence were A (Amazon Basin) latitude = 10 °S, 0°; longitude = 65 °W, 45 °W and P (La Plata Basin) latitude = 25 °S, 35 °S; longitude = 65 °W, 45 °W. The lateral borders of those areas were established as: north of the Amazon Basin (NA), latitude = 0°; longitude = 65 °W, 45 °W, south of the Amazon basin (SA), latitude = 10 °S; longitude = 65 °W, 45 °W, east of the Amazon Basin (EA), longitude = 45 °W; latitude = 0°,10 °S, west of the Amazon Basin (WA), longitude = 65 °W; latitude = 0°,10 °S, north of the La Plata basin (NP), latitude = 25 °S; longitude = 65 °W, 45 °W, south of the La Plata Basin (SP), latitude = 35 °S; longitude = 65 °W, 45 °W, east of the La Plata Basin (EP), longitude = 45 °W; latitude = 25 °S, 35 °S, west of the La Plata Basin (WP), longitude = 65 °W; latitude = 25 °S,35 °S.

2.5. Quantification of the moisture flux and horizontal moisture divergence

The vertically integrated moisture flux was calculated from the following equations:

$$Q_v = \frac{1}{g}\int_{pt}^{po} qv\, dp \tag{1}$$

$$Q_u = \frac{1}{g}\int_{pt}^{po} qu\, dp \tag{2}$$

Where Q_v is the meridional moisture flux, Q_u is the zonal moisture flux, g is gravity, q is the specific humidity, u and v are the zonal and meridional components of the wind, and pt and po represent the pressure at 700 hPa and the surface, respectively (Rao *et al.*, 1999). Marengo *et al.*, 2004 show that the impact of the SALLJ on moisture transport on the east side of the Andes is more strongly felt below the 700 hPa level, where most of the moisture is concentrated.

The moisture flux along the lateral borders was calculated from the following equations:

$$Q_j = \int_{la1}^{lao} Q_i\, dy \tag{3}$$

$$Q_k = \int_{lo1}^{loo} Q_i\, dx \tag{4}$$

In Equations (3) and (4), the integration is made by fixing the latitude or longitude along the borders. The index j defines the longitude of the eastern or western borders (integration towards y), l_{o1} is the latitude of the southern border and l_{o0} and the latitude of the northern border. The index i defines the meridional or zonal moisture flux already vertically integrated. The index k (integration towards x) defines the latitude to define the northern or southern borders. l_{o1} is the longitude of the western border and l_{o0} is the longitude of the eastern border.

The horizontal moisture divergence was obtained from Q_v and Q_u, which provided the vertically integrated zonal and meridional moisture fluxes. The calculation was made at each grid point using finite differences. The results are shown for four seasons: December-January-February (DJF), March-April-May (MAM), June-July-August (JJA) and September-October-November (SON). In the results, negative values of divergence mean convergence.

3. Results and discussion

3.1. Evaluation of the regional model in the low levels of the atmosphere for the current climate

The moisture flux as well as the horizontal moisture divergence fields were derived from the specific humidity and components of the wind from the surface to 700 hPa and surface pressure. For evaluation purposes, the specific humidity and zonal and meridional components of the wind and surface pressure generated from the regional model HadRM3P were compared to those derived from the NCEP–NCAR reanalyses.

In this section, the grid size of the HadRM3P model was interpolated to the 2.5° latitude–longitude grid of the NCEP–NCAR reanalyses.

Figure 2 shows the vertical mean water vapour fields. Figure 2(a) represents the NCEP reanalysis seasonal (DJF) mean field for the period from 1980 to 1989 and Figure 2(b) represents the same field and period from the HadRM3P simulations. The two figures show

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

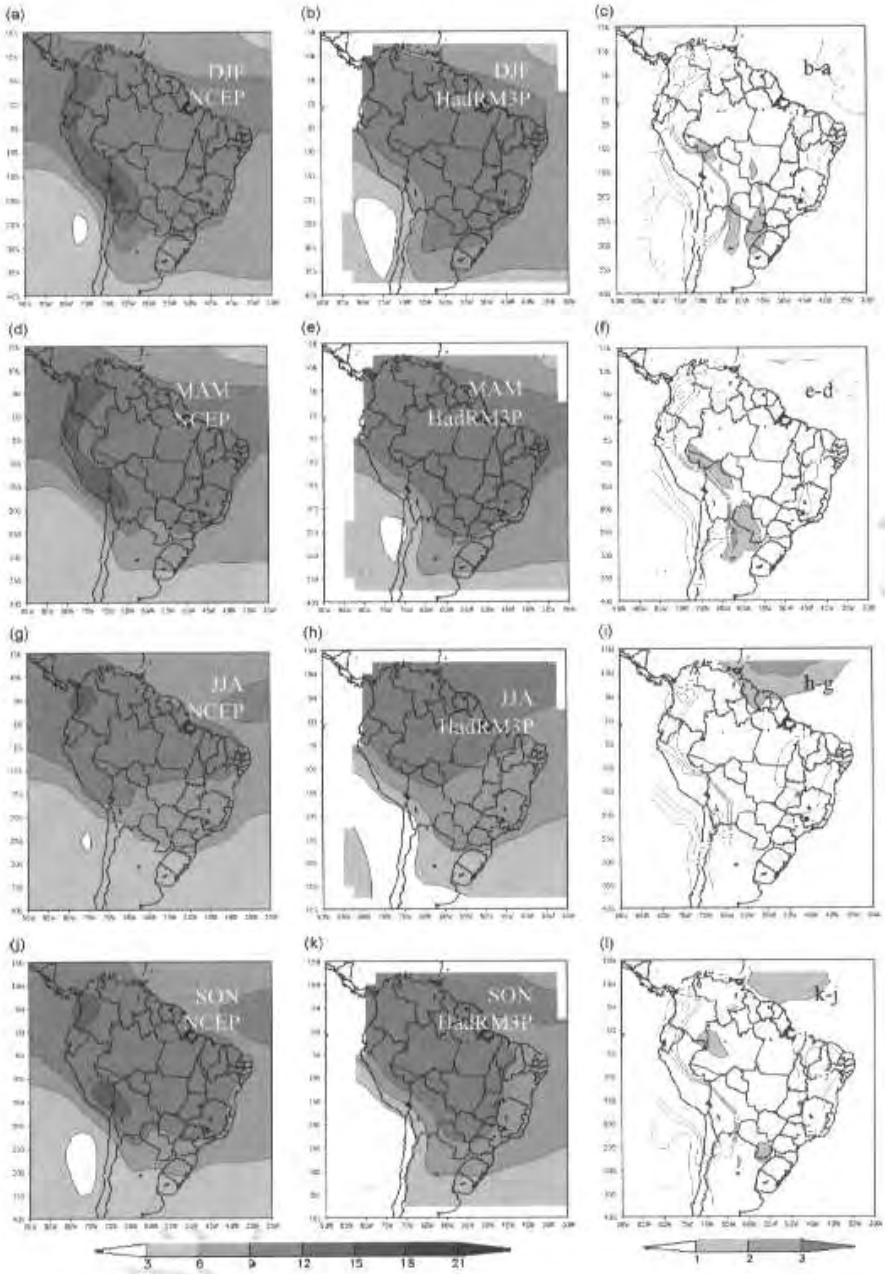


Figure 2. Specific humidity ($g.kg^{-1}$) between the surface and 700 hPa. Figures (a) (DJF), (d) (MAM), (g) (JJA) and (j) (SON) were obtained from NCEP reanalyses for the period 1980–1989. Figures (b) (DJF), (e) (MAM), (h) (JJA) and (k) (SON) were obtained from HadRM3P for same period. The Figures (c), (f), (i) (e) and (l) are the difference fields between (b) and (a), (e) and (d), (g) and (h), (e) (k) and (j) respectively. Units are g kg^{-1}.

a pattern of similarities in the spatial distribution and the values. Specific humidity varies from 3 to 9 g kg^{-1} in both NCEP–NCAR and HadRM3P reanalyses over South America, except in an area close to the Andes, where the reanalyses show higher values.

Figure 2(c) shows the difference between the reanalysis and model fields. Figure 2(c) shows a difference over the continent of less than 1 g kg^{-1}, while over the Andes this difference reaches 3 g kg^{-1}. Over other regions of South America, the regional models underestimate

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

specific humidity relative to the NCEP reanalyses by about 1 g kg^{-1} in various seasons of the year. The regional model projections have larger moisture values (by about 2 g kg^{-1}) than the NCEP–NCAR reanalyses over northern Argentina and Paraguay, while over a region between 10 and 24 °S and 45 °W (Figure 2(f)), the model values are lower than those in the reanalyses. In the region between 10°N and 2°N during austral winter (JJA), which corresponds to the rainy season in the northern South America the regional model presents large specific humidity values about ~1–2 g kg^{-1} greater than those in the NCEP–NCAR reanalyses (Figure 2(i)). In austral spring (SON) the regional model depicts lower humidity values in Northeast Brazil as compared to the reanalyses, by about 2 g kg^{-1}, while over regions such as northern Paraguay, western Amazonia and the Atlantic Ocean off the coast of Northeast Brazil the difference is smaller (~1 g kg^{-1}), as shown in Figure 2(l). In general, we can affirm that the mean specific humidity fields over South America in the regional model are of the same order of magnitude as those from the reanalyses, with similar spatial distribution and with some systematic positive or negative biases in some regions. Some of these differences could also be due to the meridional shifts of bands of high specific humidity during the annual cycle, or to the parameterization of the Andes in both the HadRM3P and the NCEP reanalyses (Alves, 2007; Solman *et al.*, 2008).

During DJF, the zonal wind component, as shown in Figure 3(a) and (b), displays intense northeast trade winds in both the NCEP–NCAR reanalyses and the HadRM3P simulations. On the east side of the Andes, a centre of intense zonal wind of about 3 m s^{-1} has been detected to the east of Bolivia. The difference field between the regional model and the reanalyses (Figure 3(c)) shows positive values in northern Amazonia, suggesting that the regional model is underestimating the zonal wind intensity as compared to the reanalyses, by about 3 m s^{-1}. In the fall (MAM), Figure 3(d) and (e) indicates that both the regional model and reanalyses capture the trade winds, but to the east of the Andes the regional model shows a weaker flow, by about 3 m s^{-1}. The difference map for MAM (Figure 3(f)) clearly displays the underestimation of the zonal wind by the regional model in the tropical region both over the continent and the tropical Atlantic Ocean. In addition, it shows that the regional model simulates less intense easterly flow close to 20°S and 55°W. In winter (JJA, Figure 3(i)), the regional model underestimates the northeast trade winds over northern Amazonia reaching into Bolivia. More intense zonal flow values are observed in the region of the SASH in the regional model (Figure 3(i)), suggesting an intensification of the SASH. In spring (SON), as well as in other seasons of the year, the mean zonal flow from the regional model and the reanalyses tend to be similar, and the difference map (Figure 3(l)) indicates smaller discrepancies in winter than in other periods of the year. While an underestimation of the trade winds is apparent over central Amazonia, an overestimation of the winds coming from the SASH is evident in the south/southeastern regions of Brazil.

The meridional component of the wind during DJF (Figure 4(a) and (b)) shows that the regional model captures the northerly flow over the Amazon and the east side of the Andes, and that the HadRM3P simulates a more intense southerly flow as compared to the reanalyses. The difference maps (Figure 4(c)) show an overestimation of the meridional northerly flow as compared to the NCEP–NCAR reanalyses over Central Brazil. This may be due to the better representation of the topography. The difference map for MAM (Figure 4(f)) exhibits smaller differences in the meridional component of the wind close to the coast of eastern Brazil, suggesting a reduction in the northerly flow and overestimation of the southerly flow over Central Brazil and northern Argentina. During winter (JJA, Figure 4(i)), the largest differences are observed over northern Argentina, where the regional model overestimates the intense southerly flow as compared to the reanalyses (Figure 4(i)). The difference field for SON (Figure 4(l)) shows a stronger southerly meridional flow in the regional model at the southern coast of Brazil, suggesting that in this region the circulation associated with SASH is more intense in the regional model than in the reanalyses.

As for surface pressure, there was close resemblance between the pressure fields in the reanalysis (Figure 5(a)) and the HadRM3P model (Figure 5(b)); moreover no significant seasonal variations were observed in the differences between the NCEP–NCAR reanalyses and the regional model. For this reason, only one figure was prepared, showing the annual average field from 1980 to 1989. The difference map (Figure 5(c)) shows an underestimate of pressure over a large part of South America in the HadRM3P as compared to the reanalysis. Larger differences are observed over northern Argentina, perhaps due to an overestimation (more intense) of the thermal low pressure in this region by the model (Seluchi *et al.*, 2003). This could contribute to the regional model having a northwesterly flow on the east side of the Andes that is stronger than that found in the reanalysis.

3.2. Variability and characteristics of the SALLJ in the current and future climate using regional modelling

Figure 6 shows the number of SALLJ events detected at Santa Cruz de la Sierra (17.7°S, 63°W), using the modified Bonner criteria 1 specified in Section 2.3, for both present and future climate. It is observed that in the current climate the SALLJ annual cycle derived from the reanalyses reaches a maximum in DJF, while the simulated maximum in the annual cycle from the HadRM3P occurs in JJA. For the model, the annual cycle is similar in both the present and the future, with the maximum occurring in JJA and the minimum in SON. For the present it is similar to that simulated in the global warming scenario for the end of the 21st century.

A comparison among the simulated cases for the present and for the future shows that during DJF, the number of SALLJs detected goes from 45 for the present

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

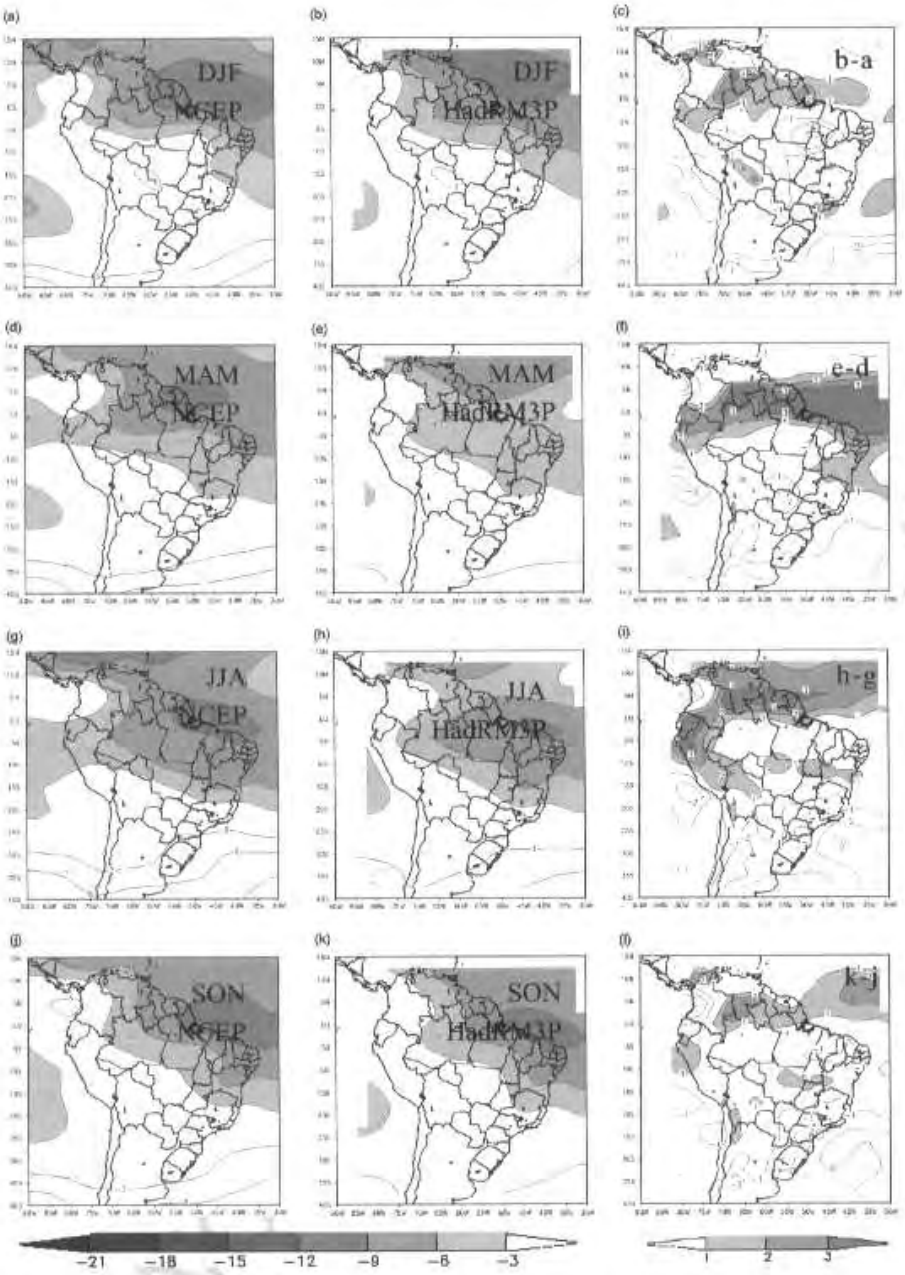


Figure 3. Fields of zonal wind below 700 hPa. Figures (a) (DJF), (d) (MAM), (g) (JJA) and (j) (SON)) were obtained from NCEP reanalyses for the 1980–1989 period. Figures (b) (DJF), (e) (MAM), (h) (JJA) and (k) (SON) were obtained from HadRM3P for same period. Figures (c), (f), (i) (e) (l) are the difference fields between (b) and (a), (e) and (d), (g) and (h), (e) (k) and (j) respectively. Units are m s^{-1}.

to 78 in the A2 scenario. This is an increase of about 73% in the occurrence of SALLJs in the climate of warming in SRES A2. On the other hand, during MAM the number of SALLJs detected is very close, 37 cases in the current climate *versus* 43 in the A2 scenario (an increase of about 16%). In JJA, the number of SALLJs varies from 62 in the present to 88 in the A2 scenario, which is equivalent to an increase of 41%. In SON more SALLJs are detected in the future climate than in the present. The number decreases from 25 to 15, that is during this period, the number of SALLJs is about 60% smaller in the SRES A2 from 2080 to 2089 as compared to the present. This

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

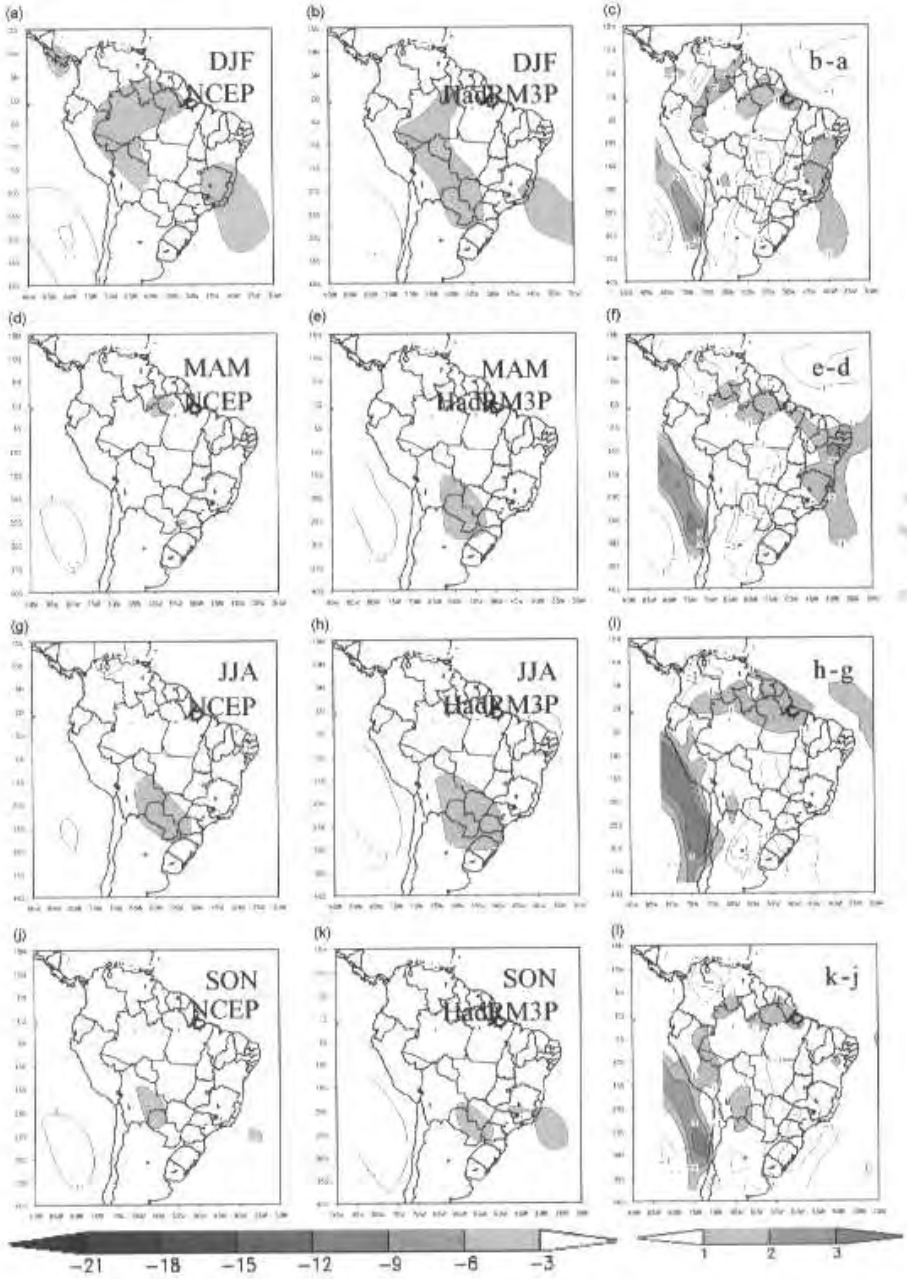


Figure 4. Same as in Figure 3, but for meridional wind component.

decrease of the number of SALLJs may be associated with the decrease of the vertical wind shear in this period and would suggest a vertical stretching of the jet axis.

The total number of cases of detected jets using the HadRM3P model simulations was 169 between 1980 and 1989, and 224 between 2080 and 2089. The 55 additional cases of SALLJ events detected in the global warming climate can be considered an indicator of an intensification of the regional circulation and the SALLJs, with the jets more frequent and possibly faster than in the present, especially during summer and spring. This would have impacts in the regimes of extreme rainfall events at the exit region in the La Plata region, and in fact, the number of intense rainfall events in southern and

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

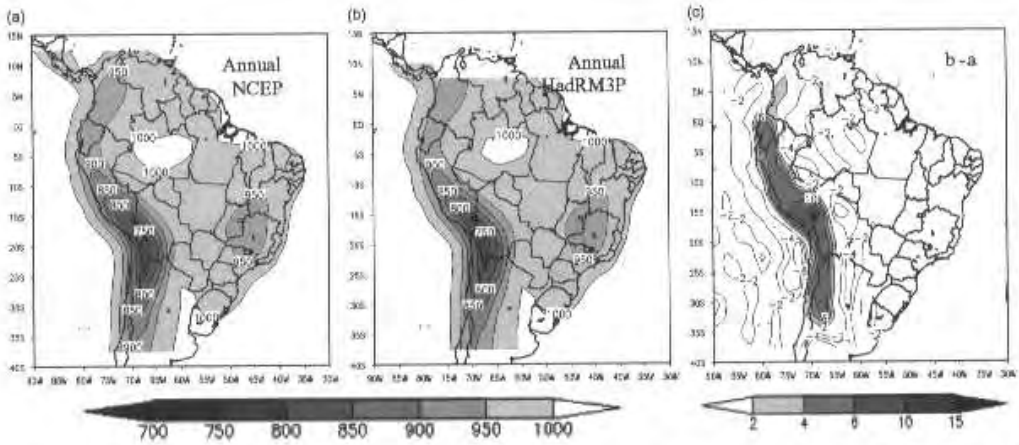


Figure 5. Average annual surface pressure, obtained from: (a) NCEP reanalyses for the 1980–1989 period; (b) HadRM3P for the same period; and (c) the difference between (b)–(a). Units are in hPa.

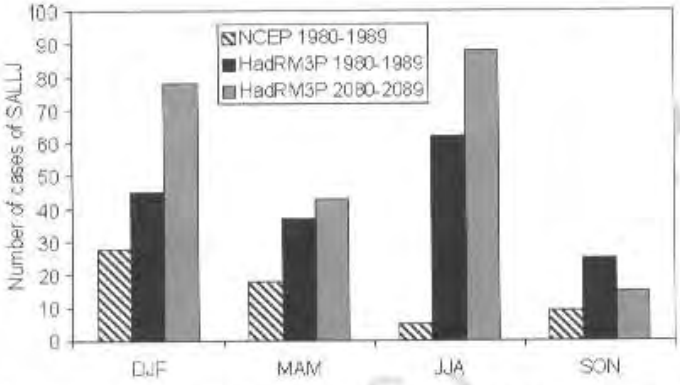


Figure 6. Number of detected SALLJs in Santa Cruz de la Sierra in Bolivia (17.7 °S, 63 °W) using the modified Bonner criteria 1.

southeastern Brazil has increased during the last years (Marengo *et al.*, 2007). It is important to mention that for the present climate 1980–89, the modified Bonner criteria 1 were applied for the four seasons in the NCEP–NCAR reanalysis circulation fields. The results indicate that 28 cases of SALLJs were obtained during DJF, 18 in MAM, 5 in JJA and 9 in SON with a total of 60 detected jets from 1980 to 1989, as compared to 169 simulated for the HadRM3P model during 1980–89. This indicates that the model tends to overestimate the number of SALLJ events in the present, and the different resolutions of the regional model and the reanalyses could be the main cause. However, based on the model results only, an increase of 25% in the number of SALLJ events is noticed in the warmer climate, especially in summer, where the increase reaches 72%.

Figure 7(a) and (b) shows the wind speed at the 850 hPa level, as well as values of the vertical wind shear between the 850 and 700 hPa levels. Figure 7 shows an overestimation of the wind and of the vertical shear in relation to the NCEP–NCAR reanalyses. This overestimation could be due mainly to the difference in resolution between the regional model and the reanalyses.

In regard to the magnitude of the mean wind field, a seasonal variability with higher values can be observed during JJA and lower values during MAM for both current and the future climates in the SRES A2 scenario. In the present and future climate, the average of vertical wind shear has values lower than 3 m s^{-1}.

In Figure 7(b), for the SALLJ composite, after the application of the modified Bonner criteria • 1, an increment is observed in the wind speed and vertical wind shear as compared to the climatology. The values of the horizontal wind over Santa Cruz de la Sierra can be higher than 20 m s^{-1} during JJA. It is also observed that the vertical wind shear in the SALLJ composite reaches values of about 8 m s^{-1} (Figure 7(b)). This shows that the regional model used in this study detected cases of SALLJs that satisfy even the modified Bonner criteria 1, as in the SALLJ event that occurred during December 2003 in the SALLJ field experiment (Vera *et al.*, 2006c) and was studied by Saulo *et al.* (2007).

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

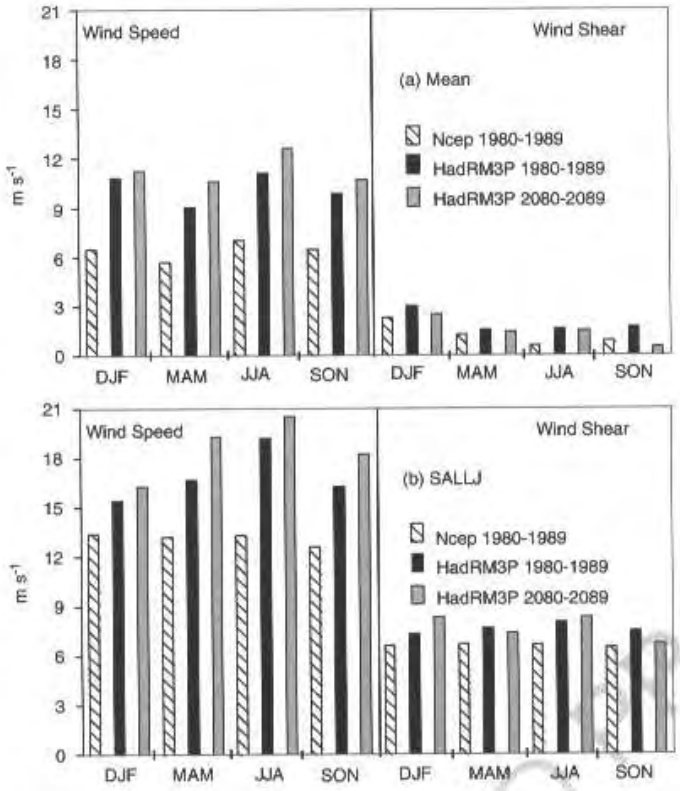


Figure 7. Magnitude of the wind at 850 hPa and vertical wind shear between the 850 and 700 hPa levels. (a) Average and (b) composite of SALLJ events. Units are m s^{-1}.

Figure 7 shows an intensification of the wind speed observed in the global warming climate. The increase of the jet speed in the future scenario can be associated with an intensification of the thermal gradient between tropical and subtropical South America, as shown by Ambrizzi *et al.* (2007) and Marengo *et al.* (2007). There are indications that the thermal Chaco low would be intensified in a warmer climate and this would increase the meridional pressure gradient, increasing the intensity of the SALLJ. •Uccellini and Johnson (1979) related the presence of the high-level jets to the formation of LLJs east of the mountains. In a warming climate, the more intense SALLJ activity could be also associated, through the adjustment of mass, with the intensification of the maximum speed of the upper-level subtropical jet.

3.3. Meridional moisture transport associated with the SALLJ

Figure 8 shows a vertical cross section of the meridional moisture transport fields for the SALLJ composite along the latitude of Santa Cruz de la Sierra (17.7 °S). From summer to fall, a larger meridional moisture transport is detected mainly in the core of the SALLJ (~63 °W) in the global warming high-emission scenario A2, as compared to the current climate. The set of panels from Figure 8 shows that in relation to the vertical structure of the meridional moisture transport, in the global warming scenario, moisture transport is intensified towards the east as well as with height. In the global warming climate, the meridional moisture transport can be higher by 60 m g s^{-1} kg^{-1} next to the Andes as compared to the present. Furthermore, in addition to the core region of strong northerly moisture transport of the SALLJ during DJF and SON, a secondary nucleus is observed, linked to the moisture transport from the South Atlantic Ocean, with a large northerly meridional moisture transport located between 40 and 55 °W in the current climate as well as in the global warming scenario.

For present climates, Saulo *et al.* (2000), Nicolini *et al.* (2002) and Marengo *et al.* (2004) have detected this secondary nucleus as corresponding to the northerly flow associated with the SASH, whose moisture transport is more intense during winter.

Also, the SASH is stronger and closer to the continent during that season, and the elevated topography in this 'Planalto' region would also have a channelling effect on the wind. The more intense meridional moisture transport is detected at about 63 °W and is larger (about 30 m g s^{-1} kg^{-1}) in the warming scenario. This can be explained by examining Figure 8, which shows the characteristics

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

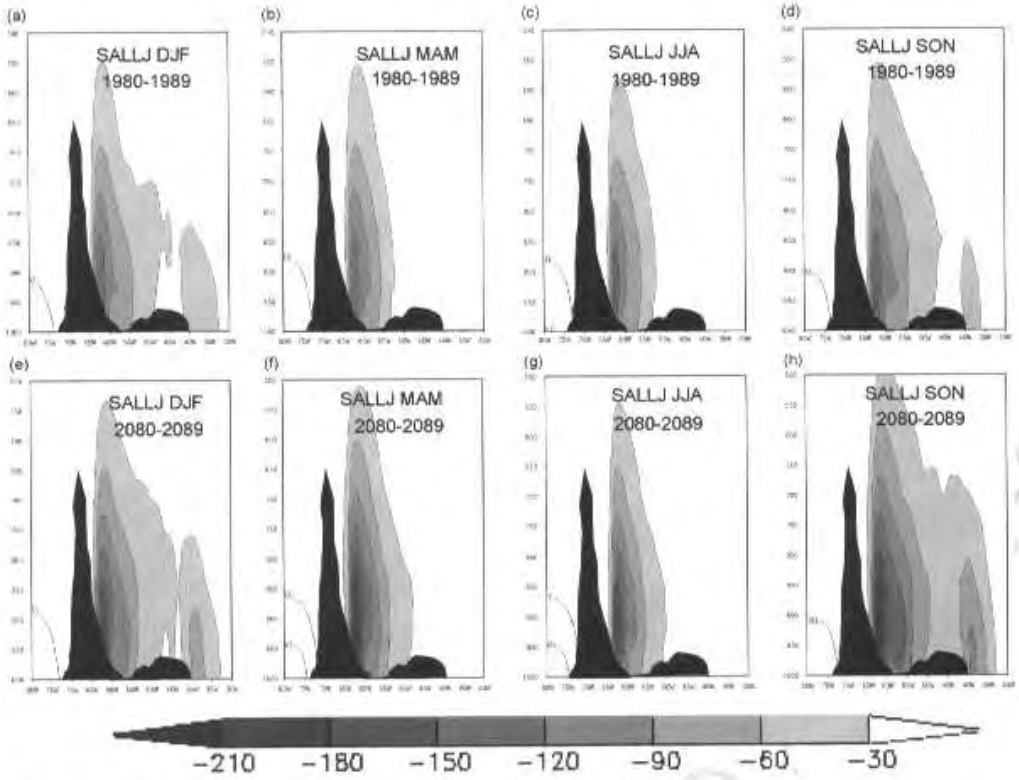


Figure 8. Vertical cross section of the meridional moisture transport along the latitude of Santa Cruz de la Sierra in Bolivia (17.7 °S). Units are m g s^{-1} kg^{-1}.

of each component of this moisture transport along the Santa Cruz de la Sierra latitude.

Figure 9 shows that the regional model positions the core of the SALLJ between 60 and 63 °W, a location very similar to that shown by Marengo *et al.*, 2004, who used 50 years of NCEP–NCAR data in his study of this jet. Moreover, the values of northerly wind components of around 10–12 m s^{-1} and of specific humidity that vary between 15 and 21 g kg^{-1}, in the lower atmosphere, are quite close to those shown by Marengo *et al.*, 2004 who utilized the data from the NCEP–NCAR reanalyses.

In the global warming scenario, for the period of DJF (Figure 9(e)) there appears to be a higher moisture content from the surface to 700 hPa between 60 and 45 °W, as compared to the present (Figure 9(a)), while the intensity of the meridional component of the wind in the lower levels of the atmosphere is weaker. This is emphasized by Figure 7(b), which shows wind speeds smaller than 1 m s^{-1} at 850 hPa over Santa Cruz de la Sierra. So, the intense moisture transport that is revealed in the global warming scenario is due to the intensification of the moisture content rather than to the intensification of the winds.

During MAM, a higher moisture content concentrated near the Andes is detected in the global warming scenario (Figure 9(f)) as compared to the current climate (Figure 9(b)). Also, the wind is stronger (see Figure 7(b)) and with a larger contribution to the meridional moisture transport (Figure 8(f) compared to Figure 8(b)).

For JJA, Figure 9(c) and (g) shows the patterns of wind and moisture simulated for the present and projected for the future, respectively. The main difference between them is in the magnitude of the moisture content and wind intensity, with the exception of a nucleus of higher moisture content on the east side of the Andes.

On the other hand, for SON, Figure 9(h) shows that there is a larger contribution of the wind speed (meridional component) as compared to the contribution of moisture content in the global warming scenario *versus* present climate (Figure 9(d)). This is consistent with the meridional moisture transport shown in Figure 8(d) and (h). A nucleus of large moisture content is observed in lower levels around 850 hPa in the global warming scenario (Figure 9(h)) as compared to the present climate (Figure 9(d)). This increase in the moisture content in the global warming climate scenario extends from the lower levels to ~700 hPa and is able to affect the moisture that moves from tropical regions east of the Andes to the La Plata Basin. This is discussed in the next section.

Therefore, it could be suggested that the higher moisture transport carried out by the SALLJ in a global warming scenario (set of Figure 8) might be due to the higher

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

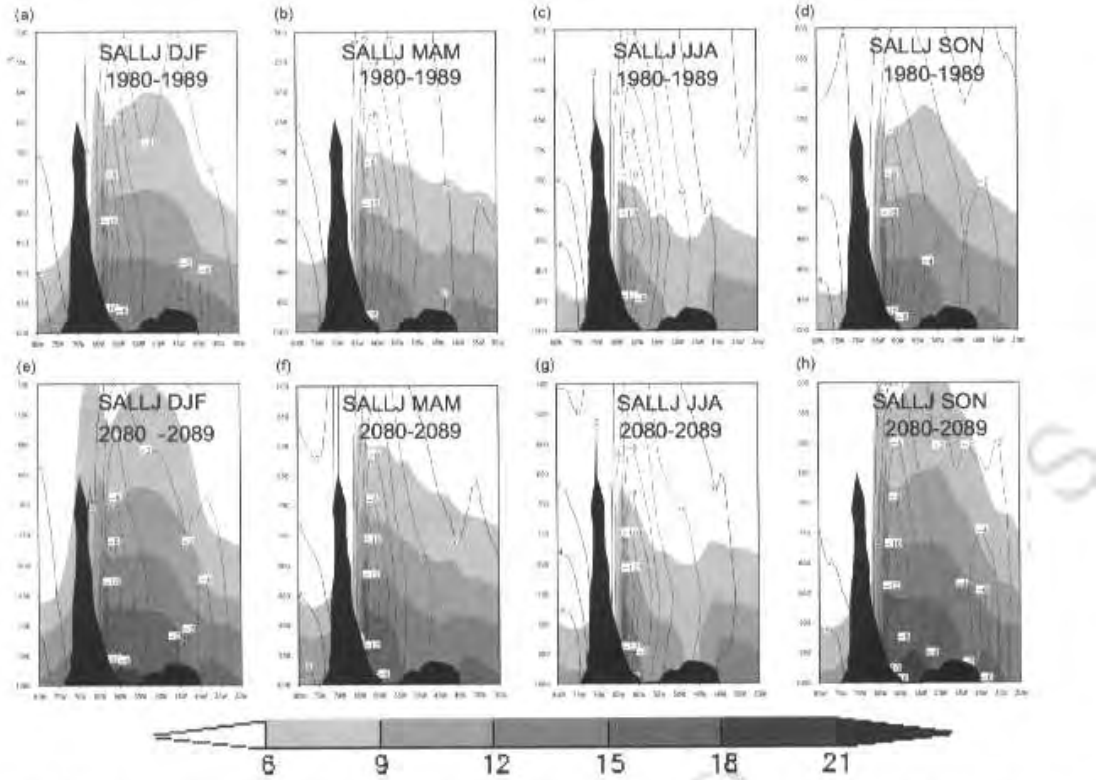


Figure 9. Vertical cross section of the meridional component of the wind (m s^{-1}) and specific humidity (g kg^{-1}) along the latitude of Santa Cruz de la Sierra in Bolivia (17.7 °S).

wind speed and the larger moisture content in the lower levels of the atmosphere. It is important to highlight that the large wind speed at the low levels of the atmosphere in the global warming scenarios has been detected in all seasons but there are differences in the intensity of the wind in the annual cycle, as shown in Figures 7 and 9. The large amounts of moisture in the lower levels of the atmosphere detected in the global warming scenario as compared to the present climate may affect the magnitude and the seasonal variability of the meridional moisture transport. The DJF season is an example of a situation in which the moisture content at the lower levels east of the Andes seems to contribute more than the wind speed to moisture transport, as shown in Figure 9(e) (warming scenario) *versus* Figure 9(a) (present climate).

3.4. Moisture flux at the lateral borders of the areas under study for present and global warming scenarios

In this section we make a comparison between the simulated mean integrated fluxes for the present and the future, already described in Section 2.5. The analysis is shown in Figures 10–13: Figure 10(a) and (b) (DJF), 11(a) and (b) (MAM), 12(a) and (b) (JJA) and 13(a) and (b) (SON). During summer in the present climate, Nicolini *et al.* (2002) used the Eta/CPTEC regional model and obtained a value of -1.9×10^{-8} kg s^{-1} for the northerly flux crossing the latitude of 20 °S along 45 °W and 64 °W, which represents the northern border of a box in the La Plata region. For the same latitudinal border, and also using the Eta/CPTEC regional model, Saulo *et al.* (2000) obtained -1.9×10^{-8} kg s^{-1} for the summer period and -1.84×10^{-8} kg s^{-1} for spring, integrating the flows from the surface to 800 hPa. These values are very close to the ones obtained by HadRM3P on the border NP from the present-climate simulation.

Our analysis is focused along the lateral borders of the boxes representative of the Amazon (A) and the La Plata Basin (P). In DJF (comparison between Figure 10(a) and (b)) on the NA border in SRES A2, the moisture flux is 64% greater than for the present climate. On the border of EA, a similar increase in moisture flow increase is observed. On the border of WA there is an increase of about 45% in the intensity of the westerly flux in the global warming scenario as compared to the present. On the border of SA the moisture flux increases by 75% in the future. During MAM (Figure 11(a) and (b)) and SON (Figure 13(a) and (b)), an intensification is also detected in the moisture flux that enters across the EA and NA borders and that leaves across the WA and SA borders in the future. In contrast, in JJA, Figure 12(a) (current climate) exhibits a southerly flow entering across the SA

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

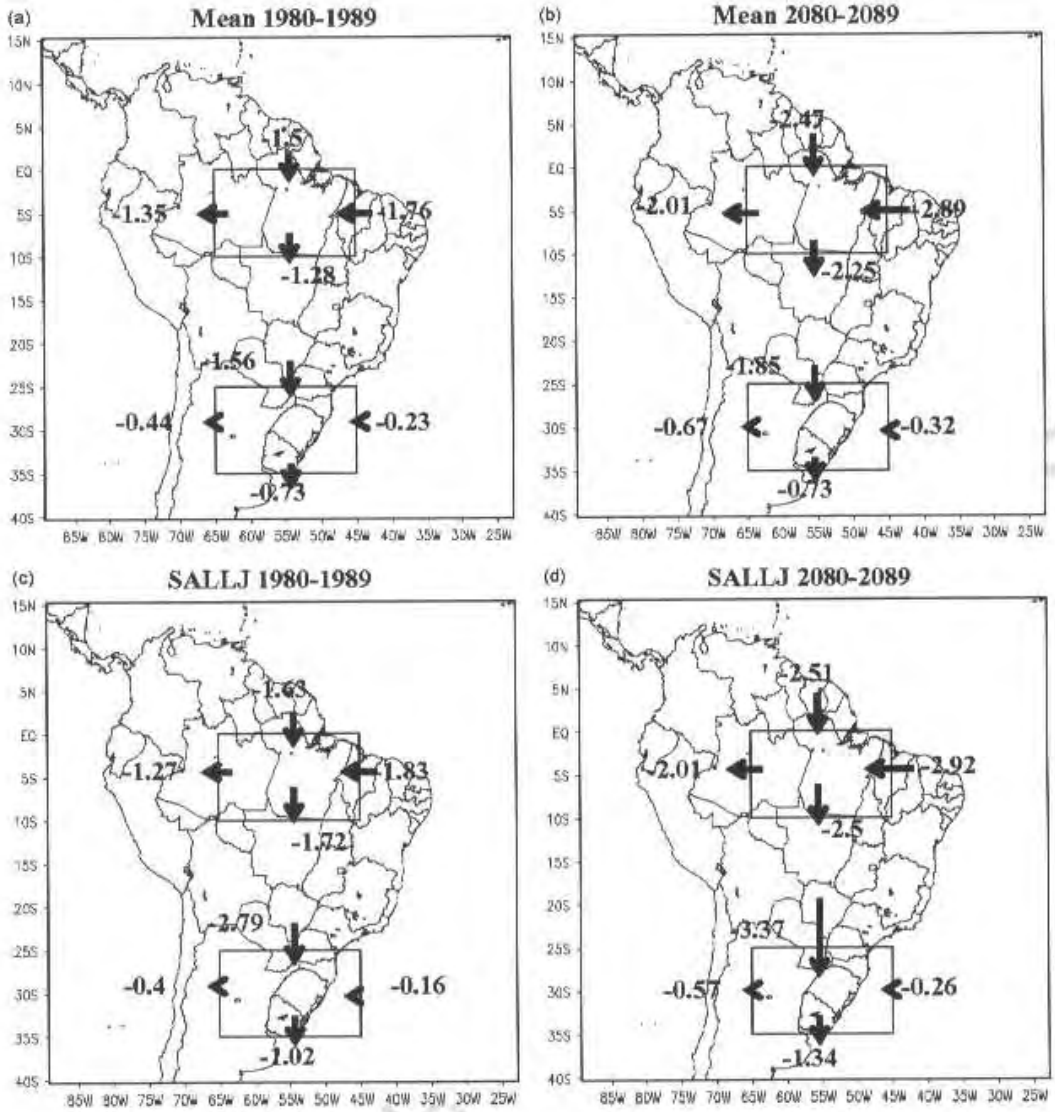


Figure 10. Components of the moisture flow integrated along the lateral boundaries of representative areas of the Amazon and La Plata basins during DJF. The numbers in the centre of the rectangles represent the horizontal moisture divergence. Units are $\times 108$ kg s^{-1}.

border and leaving the box across the NA border. This occurs because the meridional component of the trade winds comes from the south over the continent, at a time of the year when the SASH is more intense and closer to the continent (Marengo *et al.*, 2004).

At the lateral borders of the La Plata Basin, an intensification of the flux that penetrates across the northern border NP in the global warming scenario is detected. During DJF there is an increase of ~50% in the lower atmosphere moisture flux in the SRES A2 global warming scenario across the NP border. In other seasons, an intensification of the northerly flux across the NP border in a global warming scenario is also observed. For MAM, the flux increases by +58%, for JJA +44% and in SON it increases +72%.

In what follows we discuss the influence of the presence of the SALLJ on the moisture flux between the A and P regions. In the current climate and comparing the mean present climate and the SALLJ composites during DJF, an intensification of the moisture penetration into the region of the La Plata Basin is observed on the border NP that is approximately equivalent to an increase of 60% in the northerly flux in the summer SALLJ composite as compared to the summer mean. For MAM, JJA and SON the same pattern is detected for the SALLJ composite, suggesting an intensification of the moisture

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

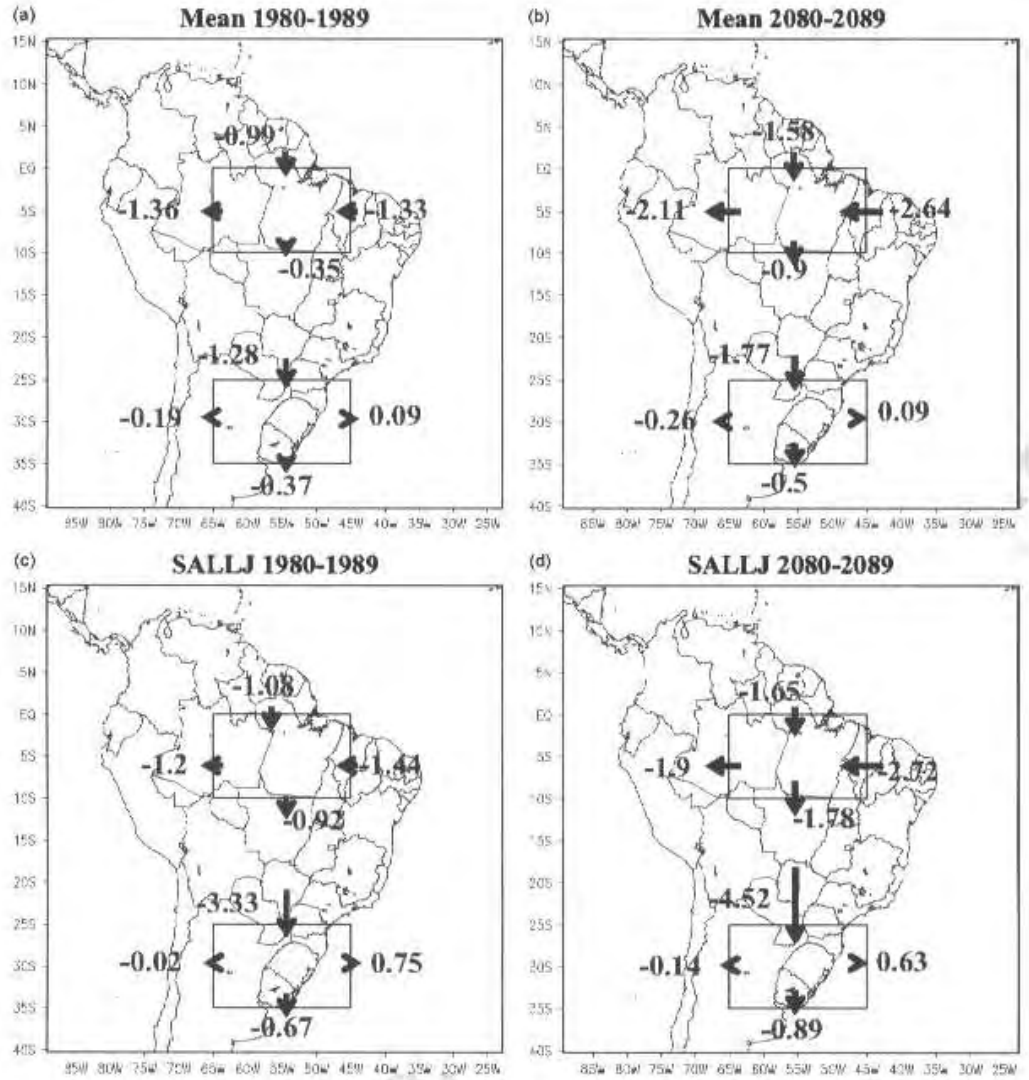


Figure 11. Same as in Figure 10 but for MAM.

flux on the NP border in the SALLJ composite. In MAM an increase of about 136% was observed. In JJA the value becomes about 120% higher. In spring (SON), the SALLJ composite shows an increase of 170% as compared to the spring mean.

The SALLJ in the current climate accelerates the moisture transport to the east of the Andes. That increases the moisture flux towards the La Plata Basin, as shown in various studies. The northerly flux of -3.85×10^{-8} kg s^{-1} entering the La Plata Basin at 20°S, derived by Nicolini *et al.* (2002) compares favorably with the estimates of -3.14×10^{-8} kg s^{-1} at the same border, derived from the HadRM3P for 1980–89, as shown in Figure 10(c).

In the global warming scenario, there is an increase in the moisture flux that crosses the northern boundary NP. During DJF, this value increases by 47%. During MAM, the increase reaches about 111%, while during JJA the increase is about 103%, and during SON, the increase reaches about 156%.

The moisture flux in the SALLJ composite in a global warming scenario shows a more intense flow from the tropical region into the northern border NP of the La Plata Basin, east of the Andes (Figure 10). In the global warming scenario, Figures 10(d), 11(d), 12(d) and 13(d) show higher moisture flux crossing the NP border when compared to the present climate (Figures 10(c), 11(c), 12(c) and 13(c)). The SALLJ composite for DJF shows an increase in the moisture flux of about 40%. In MAM, this increase is about 41%. In JJA, the increase is about 33%, while in spring (SON), the moisture flux value

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

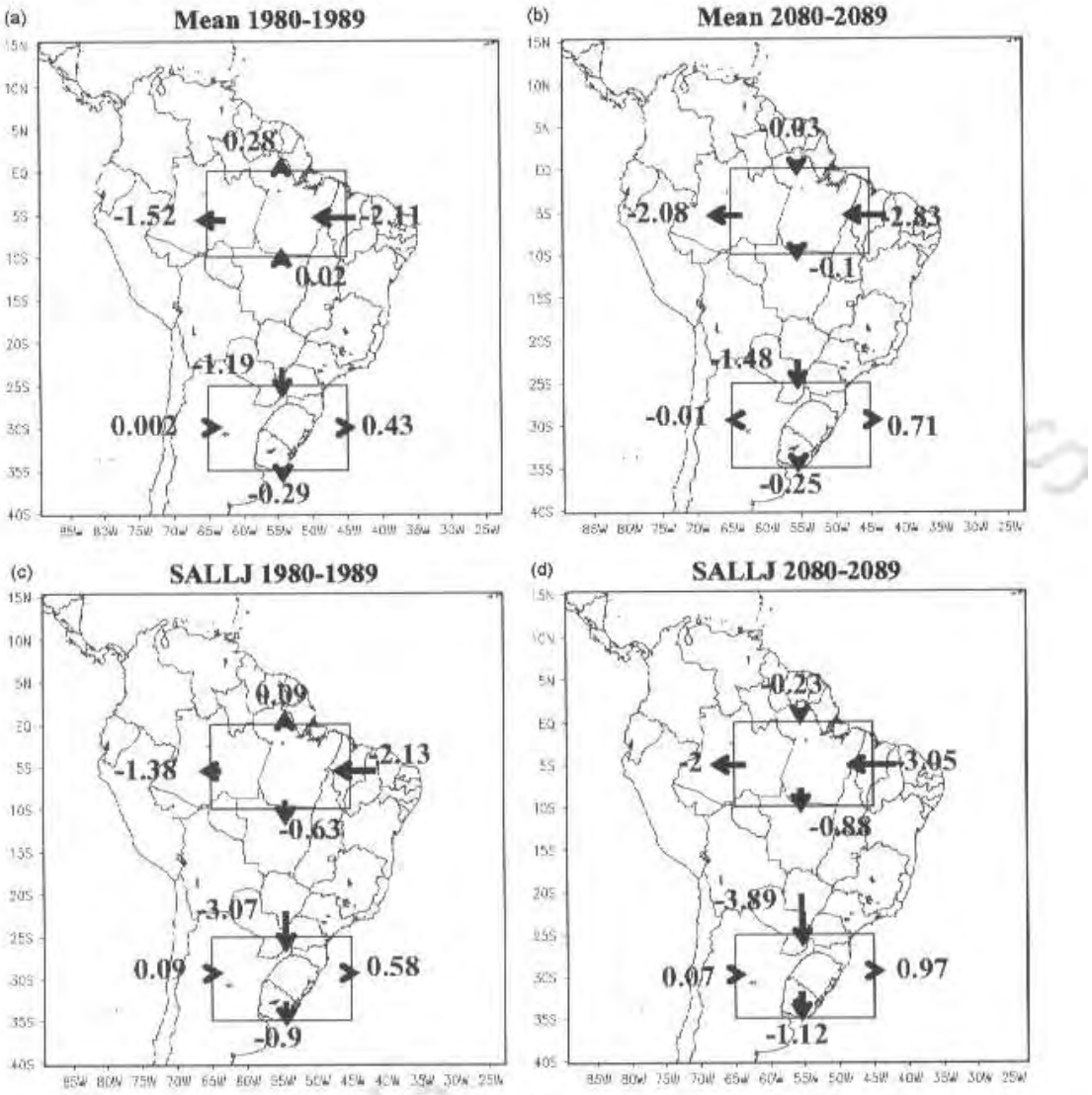


Figure 12. Same as in Figure 10 but for JJA.

increases by about 63%. This increase in all seasons suggests that the SALLJ is more active in the global warming climate scenario than in the current climate, transporting larger amounts of low-level moisture from the Amazon region towards the La Plata Basin. It is also important to highlight that the low-level circulation associated with the SASH also transports moisture to the La Plata region. This moisture flux enters the Amazon box (A) through the WP and NP borders.

In a global warming climate, the trade winds would become more intense due to the higher thermal contrast between the ocean and the continent. Over the Amazon there would be a larger amount of moisture in the lower atmosphere transported from the tropical Atlantic. This moisture would be channelled by the Andes and transported towards the La Plata Basin more efficiently by the presence of more frequent SALLJ events.

3.5. Impact of the warming scenario and presence of the SALLJ on the moisture convergence and precipitation in the Amazon and La Plata basins

In this section we perform an analysis of the effect of the presence of the SALLJ on the low-level moisture convergence and precipitation over the Amazon and La Plata basins. The convergence and precipitation values are obtained from area average in the boxes A and P shown in Figure 1.

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

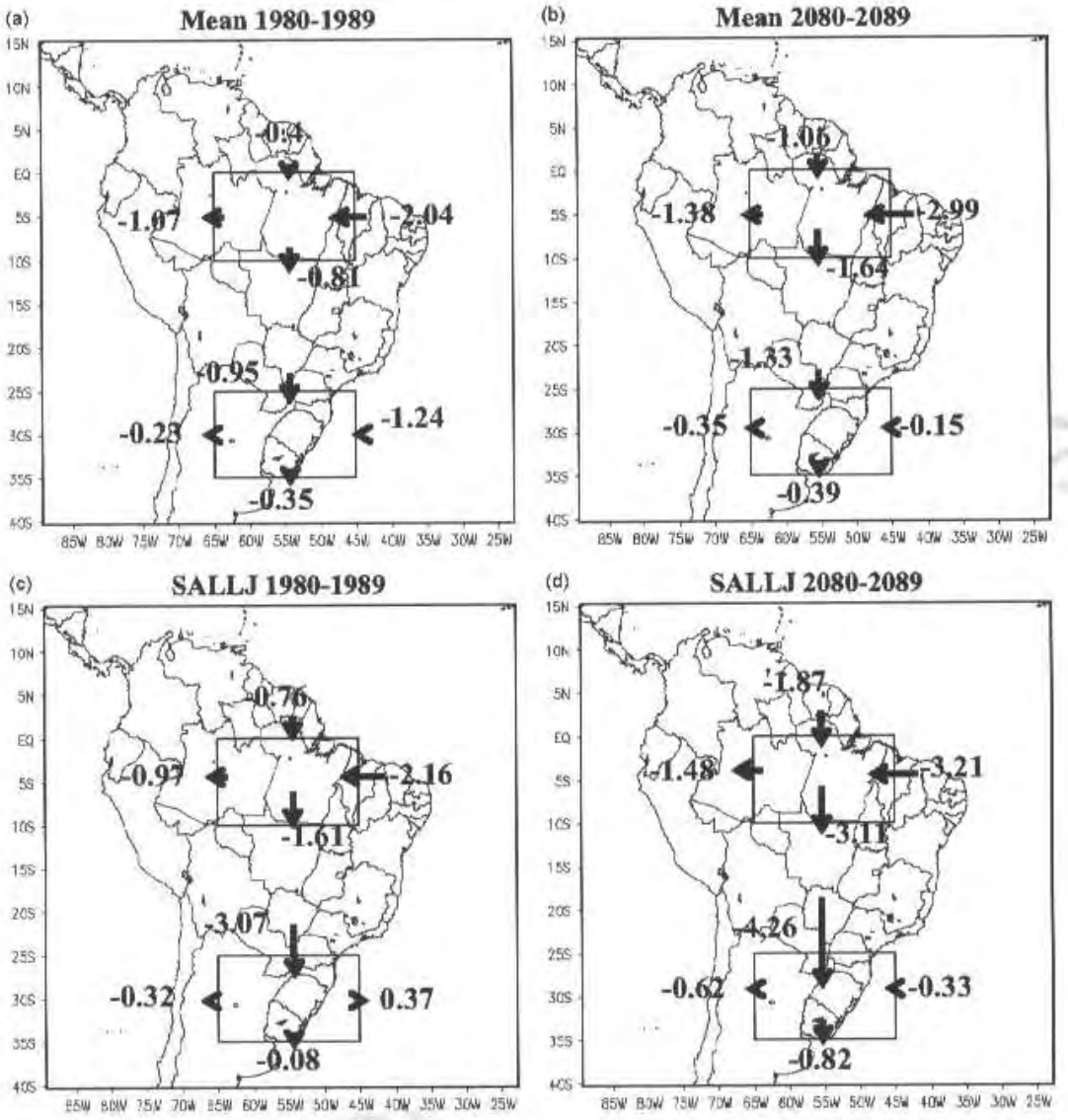


Figure 13. Same as in Figure 10 but for SON.

In the Amazon Basin the HadRM3P underestimates the convergence as compared to values obtained from the NCEP–NCAR data, while in the La Plata Basin an overestimation of the convergence of the regional model in relation to that of NCEP–NCAR is seen.

Figure 14, which compares the values of mean convergence in the present to that of the future climate simulated by HadRM3P, shows during DJF, MAM, JJA and SON that an increase can also be observed in the moisture convergence in the Amazon in the global warming scenario. This increase in the average moisture convergence in area A occurs mainly through the strengthening of the moisture flow associated with the trade winds (not shown) as a response to the higher differential warming (continent/ocean). In winter, the SASH is more active and closer to the continent, which also strengthens the trades and provides them with a more zonal exit, as shown by Marengo *et al.* (2004).

Figure 14 shows that the presence of the SALLJ in the current climate as well as in the SRES A2 global warming scenario induces a reduction of convergence in the Amazon region. Figure 10 shows that the moisture flux that comes out of the Amazon region through the WA and SP borders is quite strong in the presence of the SALLJ composite in the present climate as well as in the global warming scenario.

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

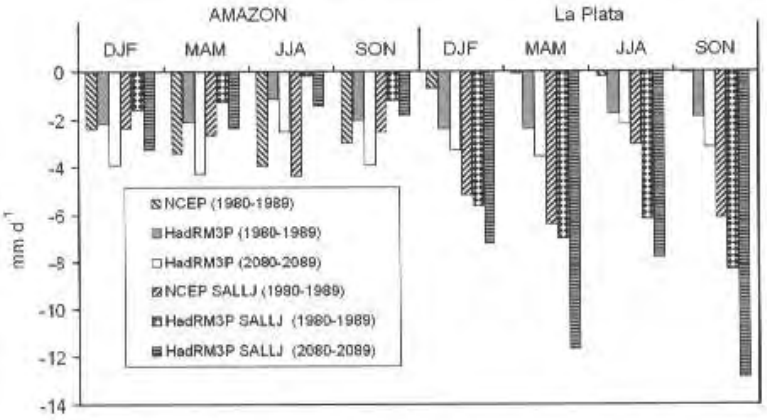


Figure 14. Moisture divergence in the Amazon and La Plata basins. Negative values of divergence indicate convergence. Units are mm d^{-1}.

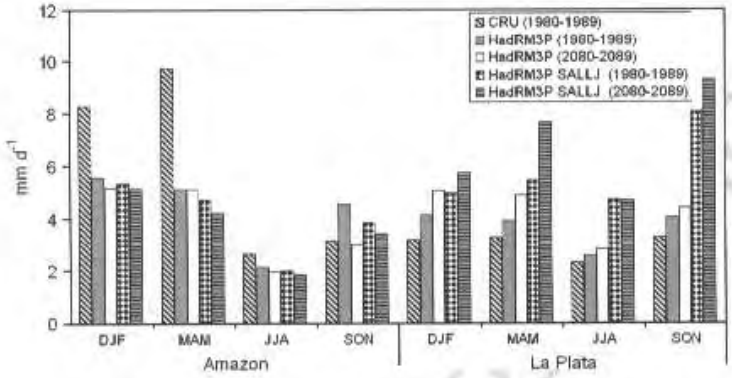


Figure 15. Precipitation in the Amazon and La Plata basins. Units are mm d^{-1}.

Comparing the effect on the SALLJ for the present *versus* the future climate, it is shown that in the Amazon region, there is an increase of the convergence in the SRES A2 scenario. This is due to the fact that the moisture flux that enters the Amazon is intensified in the SRES A2. This intensification can be observed on the border EA when comparing Figures 10(d) to (c), 11(d) to (c), 12(d) to (c) and 13(d) to (c) at a seasonal level.

For the La Plata Basin, the right side of Figure 14 shows that in the mean there is an increase of the moisture convergence in SRES A2 as compared to the average value for the present climate. This is because the flux that leaves the Amazon mainly through the SA and WA borders and that reaches the La Plata Basin is more intense in the global warming scenario.

In the La Plata Basin the effect of the presence of the SALLJ along the east side of the Andes, in the current climate as well as in the global warming climate, is opposite to that in the Amazon Basin. This means that in the La Plata Basin the moisture convergence increases in the presence of the jet precisely because the flows that penetrate this basin are intensified, as discussed in the previous session. The comparison of the SALLJ composite in the global warming scenario *versus* the present climate, at the seasonal level, suggests that there is a higher moisture convergence in the La Plata Basin in SRES A2. This happens because the flow that enters the NP border is stronger.

The analyses have shown that due to the fact that the moisture flux becomes more intense in the global warming scenario, a larger horizontal moisture convergence over the Amazon and La Plata basins may occur. Furthermore, the presence of the SALLJ in both present and future climates suggests an increase in the moisture flux that crosses the western and southern boundaries of the Amazon, generating a decrease in the moisture convergence over the Amazon and an increase over the La Plata Basin.

This apparent acceleration of the hydrological cycle can also explain the increases in the frequency of the extreme rainfall events in the southern part of Brazil-Uruguay-northern Argentina region, as detected by Marengo *et al.* (2007) for the IPCC SRES A2 scenario.

With regard to precipitation, Figure 15 shows that for the present climate, the HadRM3P simulates less rainfall in Amazonia in the SALLJ composite, with an annual

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

cycle characterized by large values in summer and lower in winter. For the global warming scenario, the tendency for less rainfall in the SALLJ composite, observed in the present, still remains. The annual cycle is similar to that of the present, with the exception of SON. In the La Plata, the presence of the SALLJ increases precipitation in both present and future, but for the future, these increases are accentuated. Generally, under strong global warming, the model simulations indicate that Amazonia will have a drier climate with less rain throughout the year, but that the La Plata Basin will have a larger quantity of rain, possibly in the form of intense rainfall events. These results support those of Marengo *et al.* (2008), which showed that more extreme rain events in the southern region of Brazil are simulated under the SRES A2 scenario.

Figure 15 shows that in the current climate as well as in the warming scenario when the SALLJ is present, the Amazon region has less rain. The contrary occurs in the La Plata Basin, where a larger quantity of rain is observed when the SALLJ events are occurring.

Larger quantities of rain are observed in the presence of the SALLJ in the warming scenario. This can be attributed to the more intense flux of moisture associated with the jet, causing more moisture convergence in this region, as can be seen in Figure 14. This may be in the form of extreme rainfall events.

4. Conclusions

Simulations of warmer future climates projected by the HadRM3P regional model from the UK Hadley Centre suggest that in the IPCC SRES A2 scenario, to the east of the Andes the projections show a higher frequency of SALLJ events, as compared to the present. Besides this higher frequency, the regional model projections also suggest an increase in the speed of the SALLJ in the global warming scenario.

The SALLJ composites for the present climate show an increase of meridional moisture transport in the lower atmosphere, mainly in an area along the eastern side of the Andes, towards southeastern South America, as many papers have suggested (Saulo *et al.*, 2000; Nicolini *et al.*, 2002; Marengo *et al.*, 2004; Saulo *et al.*, 2007 and Salio *et al.*, 2007). In the global warming scenario, the presence of the SALLJ intensifies significantly the meridional moisture transport in this region due to an increase in the meridional temperature gradient between tropical and subtropical South America east of the Andes.

The largest moisture transport that happens in the presence of the SALLJ in a global warming scenario climate is due to a higher wind speed and moisture content in the lower level of the atmosphere, although there are differences in the intensity of the annual cycle of the wind, and a higher wind speed in the lower levels of the atmosphere has been detected in the global warming scenario throughout the year.

The comparison of the SALLJ composites for the present and future has shown an increase in the moisture flow across all the lateral boundaries of the Amazon and La Plata basins. Thus, in a global warming scenario, mainly in the La Plata Basin, due to the maximum moisture convergence, this could imply higher moisture amounts available to feed the convective mesoscale systems, which form in this region, and possibly increase the frequency of the rainfall extremes.

On the other hand, the results presented here have shown that the presence of the jet has caused a decrease of the moisture convergence in the Amazon in the current climate as well as in the global warming climate, suggesting less rainfall during SALLJ events, mainly in central and eastern Amazonia. In the present climate, less intense moisture fluxes were detected in the subtropical Atlantic Ocean in the presence of the SALLJ.

The average flow east of the Andes in SRES A2 is higher than in the period from 1980 to 1989 and becomes even higher in the presence of the SALLJ. This suggests that the SALLJ transports moisture more efficiently in the global warming scenario SRES A2 and this could imply an increase of the precipitation in this region, especially in the form of frequent extreme rain events.

The integration of the moisture flux along the lateral boundaries of the Amazon and La Plata boxes has shown that in the global warming climate in the Amazon region, the average moisture flux is more intense. Therefore, the presence of the SALLJ in both the present climate and the future SRES A2 warm climate has caused an increase of the moisture flux that crosses the west and/or south boundaries of the Amazon, causing a decrease of the horizontal moisture convergence there and an increase in the region of the La Plata Basin. A higher moisture concentration may be available to be transported by the SALLJ down to the southeastern region of South America. Thus, the SALLJ can work as a modulator of the hydrological cycle between the two regions and lead to an even higher convection and possibly more extreme events of rain in the south/southeast region of South America in a global warming scenario. Therefore, the annual cycle has shown a higher amount of moisture from the tropical Atlantic transported by the intensified trade winds, due to a warmer climate, and this allows for a higher amount of moisture in the lower atmosphere that is transported by the SALLJ.

We want to emphasize that the simulations presented in this article do not consider changes in the vegetation, such as the deforestation of the Amazon and also the 'Amazon die-back' effect (Cox *et al.*, 2000) which could, in a global warming scenario caused by higher concentration of greenhouse gases, have opposite impacts on the hydrological cycle over South America. Correia *et al.* (2007); Sampaio *et al.* (2007) and Salazar *et al.* (2007) showed in their studies of the deforestation effects in the Amazon that the region is becoming drier. Thus, in a scenario of strong warming like SRES A2, a higher moisture transport from the north associated with the SALLJ is detected. Deforestation would lead to a weakening of such transport since there would be a smaller amount of

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

moisture in the lower atmosphere available to be transported by the SALLJ to the south/southeast region of South America.

Since we used only one model run in this study, we were aware of the limitations in reliability. Uncertainties in these simulations can only be reduced by making painstaking improvements in our knowledge of the climate system and of global climate models such as HadCM3. Other aspects of the simulated changes might be more sensitive to the formulation of the regional model itself.

For stakeholders in each of the regions covered, these modelled changes and uncertainties pose different challenges for the management of water resources. For the scientific community, the challenge raised is how to incorporate this uncertainty in climate change projections in a way that allows those groups to make informed decisions based on model projections.

Aknowledgements

The authors thank the Foundation of Support for Research of São Paulo State (FAPESP – Reference No. 02/12670-6), the UK GOF-Dangerous Climate Change project, PROBIO, GEOMA and LBA Instituto do Milenio II projects for their financial support for the development of this article. Also, they thank, especially, the Hadley Centre for Climate Research and Prediction, UK for enabling the use of the PRECIS modelling system and data for the simulations of future climates.

References

Alves L. 2007. Simulações da variabilidade do clima presente sobre a América do Sul utilizando um modelo climático regional, Master Science Dissertation, INPE. São José dos Campos, Brazil.

Ambrizzi T, Rocha R, Marengo J, Pisnitchenko AI, Alves L, Fernandez JP. 2007. Cenários regionalizados de clima no Brasil para o século XXI: projeções de clima usando três modelos regionais". *Relatório 3*, Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Diretoria de Conservação da Biodiversidade – Mudanças climáticas globais e efeitos sobre a biodiversidade – Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Brasilia, 108.

Berbery HE, Collini E. 2000. Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern South American. *Monthly Weather Review* **128**: 1328–1346.

Berri GJ, Inzunza B. 1993. The effect of the low-level jet on the poleward water vapor transport in the central region of South America. *Atmospheric Environment* **27A**: 335–341.

•Betts R, Cox P, Collins M, Harris P, Huntingford C, Jones P. 2004. The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global change warming. *Theoretical and Applied Climatology* **78**: 157–175.

Bonner WD. 1968. Climatology of the Low-Level Jet. *Monthly Weather Review* **96**: 833–850.

Bonner WD, Paegle J. 1970. Diurnal variations in boundary layer winds over the south-central United States in summer. *Monthly Weather Review* **98**: 735–744.

Chou SC, Bustamante JF, Gomes JL. 2005. Evaluation of Eta model seasonal precipitation forecasts over South America. *Nonlinear Processes in Geophysics* **12**: 537–555.

Christensen, •*et al.* 2007. Regional climate projections. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds). Cambridge University Press: Cambridge, New York, Chapter 11.

Correia FWS, Manzi OA, Candido AL. 2007. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. *Ciencia e Cultura* **59**: 39–43, ISSN 0009–6725.

Cox PM, Betts RA, Jones CD, Spall SA, Totterdell IJ. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* **408**: 184–187.

Douglas MW, Nicolini M, Saulo C. 1998. Observational evidences of a Low-Level Jet east of the Andes during January-March 1998. *Meteorologica* **3**: 63–72.

Giorgi F, Mearns LO. 1999. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research* **104**(D6): 6335–6352.

Gordon C, Cooper C, Senior CA, Banks H, Gregory JM, Johns TC, Mitchell JFB, Wood RA. 2000. The simulation of SST, sea ice extent and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* **16**: 147–168.

Herdies LD, Da Silva A, Dias MAF. 2002. Moisture budget of the bimodal patter of summer circulation over South America *Journal of Geophysical Research* •**107**(D20):.

Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC. 2007a. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis Summary for Policymakers Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 18.

Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC. 2007b. *Working Group II Contribution to the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report Climate Change 2007: Climate Change Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Summary for Policymakers, 23.

•Johns TC, Carnell RE, Crossley JF, Gregory JM, Mitchell JFB, Senior CA, Tett SFB, Wood RA. 1997. The Second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: Model description, spinup and validation. *Climate Dynamics* **13**: 103–134.

Jones RG, Murphy JM, Hassell DC, Woodage MJ. 2007. A high resolution atmospheric GCM for the generation of regional climate scenarios. *Climate Dynamics* •Submitted to.

Jones RG, Noguer M, Hassel DC, Hudson D, Wilson SS, Jenkins GJ, Mitchell JFB. 2004. *Generating High Resolution Climate Change Scenarios Using PRECIS*. Meteorological Office Hadley Centre: Exeter; 40.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds B. 1996. The NCEP/NCAR reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**: 437–471.

Li W, Fu R, Dickinson E. 2006. Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. *Journal of Geophysical Research* **111**: D02111.

Liebmann B, Kilads GN, Vera CS, Saulo C, Carvalho LMV. 2004. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate* **17**: 3829–3842.

Marengo JA. 2005. Characteristics and variability of the water budget in the Amazon Basin. *Climate Dynamics* **24**: 11–22.

Marengo JA, Ambrizzi T. 2006. Use of regional climate models in impacts assessments and adaptations studies from continental to regional and local scales, **Procedings of 8 ICSHMO**, INPE, 291–296.

Marengo JA, Jones R, Alves L, Valverde MC. 2008. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *International Journal of Climatology* •**Submitted**.

Marengo JA, Soares WR. 2002. Episódios de jatos em baixos níveis ao leste dos Andes durante 13–19 de abril de 1999. *Revista Brasileira de Meteorologia* **17**: 35–52.

Marengo JA, Soares WR, Nicolini M, Saulo C. 2004. Climatology of Low-Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: Characteristics and temporal variability. *Journal of Climate* **17**: 2261–2280.

•Meehl GA, Washington WM. 1996. El Nino-like climate change in a model with increased atmospheric CO2-concentrations. *Nature* **382**: 56–60.

Misra V, Dirmeyer P, Kirtman B, Huang H, Kanamitsu M. 2000. Regional simulation of Interannual Variability over South América. COLA Technical Report, USA, 85.

Nakicenovic N, Alcamo J, Davis G, de Vries B, Fenhann J, Gaffin S, Gregory K, Grubler A, Jung TY, Kram T, La Rovere EL,

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

Michaelis L, Mori S, Morita T, Pepper W, Pitcher H, Price L, Riahi K, Roehrl A, Rogner H-H, Sankovski A, Schlesinger M, Shukla P, Smith S, Swart R, van Rooijen S, Victor N, Dadi Z. 2000. Special report on emissions scenarios Cambridge, 599.

New M, Todd M, Hulme M, Jones P. 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *International Journal of Climatology* **21**: 1899–1922.

Nicolini MP, Salio JJ, Katzfey J, McGregor L, Saulo AC. 2002. January and July regional climate simulation over South American. *Journal of Geophysical Research* **107**(D22): 4637.

Nicolini M, Saulo C. 2006. Modeled Chaco low-level jets and related precipitation patterns during the 1997–1998 warm season. *Meteorology and Atmospheric Physics* **94**: 129–143, DOI 10.1007/s00703-006-0186-7.

Nogués-Paegle JN, MO KC. 1997. Alternating wet and dry conditions over south america during summer. *Monthly Weather Review* **125**: 279–291.

Paegle JA. 1998. A comparative review of South American low-level jets. *Meteorologica* **3**: 73–82.

•Pope VD, Gallani ML, Rowntree PR, Stratton RA. 2000. The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model – HadAM3. *Climate Dynamics* **16**: 123–146.

Rao VB, Chapa SR, Franchito SH. 1999. Decadal variation of atmosphere-ocean interaction in the tropical Atlantic and its relationship to the Northeast-Brazil rainfall. *Journal of the Meteorological Society of Japan* **77**: 63–75.

Rayner NA, Parker DE, Horton EB, Folland CK, Alexander LV, Rowell DP, Kent EC, Kaplan A. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research* **108**(D14): 4407, DOI 10.1029/2002JD002670.

Robock A, Scholosser CA, Vinnikov KY, Speranskaya NA, Entin JK, Qui S. 1998. Evaluation of the AMIP soil moisture simulations. *Global and Planetary Change* **19**: 181–202.

Rowell DP. 2005. A scenario of European climate change for the late twenty-first century: Seasonal means and interannual variability. *Climate Dynamics* **25**: 837–849, DOI:10.1007/s00382-005-0068-6.

Salati E. 1987. The forest and the hydrological cycle. In *Amazonian Deforestation and Climate*, Gash JH, Nobre CA, Roberts JM, Victoria RL (eds). John Wiley and Sons: Chichester; 273–296.

Salazar L, Nobre C, Oyama M. 2007. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. *Geophysical Research Letters* **34**: L09708, DOI:10.1029/2007GL029695.

Salio P, Nicolini M, Saulo C. 2002. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. *Journal of Geophysical Research* **107**(D24): 4816, 10.1029/2001JD001315. 34.

Salio P, Nicolini M, Zipser EJ. 2007. Mesoscale convective systems over Southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review* **135**: 1290–1309, DOI: 10.1175/MWR3305.1.

Sampaio G, Nobre C, Costa HM, Satyamurty P, Soares-Filho BS, Cardoso M. 2007. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophysical Research Letters* **34**: L17709, DOI:10.1029/2007GL030612.

Saulo C, Nicolini M, Chou SC. 2000. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997–98 spring-summer season. *Climate Dynamics* **16**: 867–881.

Saulo C, Ruiz J, Skabar YG. 2007. Synergism between the low-level jet and organized convection at its exit region. *Monthly Weather Review* **135**: 1310–1326, DOI: 10.1175/MWR3317.1.

•Seluchi ME, Saulo AC, Nicolini M, Satyamurty P. 2003. The Northwestern Argentinean low: A study of two typical events. *Monthly Weather Review* **131**: 2361–2378, DOI: 10.1175/1520-0493(2003)131.

Solman SA, Cabré MF, Nuñez MN. 2008. Regional Climate Change experiments over southern South America. I: Present climate. *Climate Dynamics* **30**: 533–552, DOI:10.1007/s00382-007-0304-3.

Vera CS, •*et al.* 2006a. The South American low-level jet experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society* **87**: 63–77.

Vera CS, Silvestri G, Liebmann B, González P. 2006b. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophysical Research Letters* **33**: L13707, DOI:10.1029/2006GL025759.

Vera CS, •*et al.* 2006c. Toward a Unified View of the American monsoon systems 4977–5000. *Journal of Climate* **19**: WN: 0628807462003.

Vernekar AD, Kirtman BP, Fennessy MJ. 2003. Low-Level Jets and their effects on the South America summer climate as simulated by the NCEP Eta/CPTEC model. *Journal of Climate* **16**: 297–311.

Whiteman C, Bian X, Zhong S. 1997. Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the southern Great Plains. *Journal of Applied Meteorology* **36**: 1363–1375.

UNCORRECTED PROOF

Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

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

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.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

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

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.

Pré-publicações (PRE)

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

Manuais Técnicos (MAN)

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

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.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

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.