



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/06.12.18.43-TDI

EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE SOBRE O BRASIL EM CENÁRIOS DE AQUECIMENTO GLOBAL UTILIZANDO MODELO CLIMÁTICO REGIONAL

David Pareja Quispe

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Julio Pablo Reyes Fernandez, e Sérgio Henrique Franchito aprovada em 17 de Junho de 2013.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E9TCNH>

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/06.12.18.43-TDI

EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE SOBRE O BRASIL EM CENÁRIOS DE AQUECIMENTO GLOBAL UTILIZANDO MODELO CLIMÁTICO REGIONAL

David Pareja Quispe

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Julio Pablo Reyes Fernandez, e Sérgio Henrique Franchito aprovada em 17 de Junho de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E9TCNH>>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Q48e Quispe, David Pareja.
Experimentos de sensibilidade sobre o Brasil em cenários de aquecimento global utilizando modelo climático regional / David Pareja Quispe. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xx + 178 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/06.12.18.43-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Orientador : Drs. Julio Pablo Reyes Fernandez, e Sérgio Henrique Franchito.

1. modelo regional. 2. mudança climática. 3. desmatamento. 4. experimentos de sensibilidade. 5. ciclo hidrológico. I.Título.

CDU 551.58(81)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

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

Dr. José Paulo Bonatti



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Sérgio Henrique Franchito

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Chou Sin Chan



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha



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

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **David Pareja Quispe**

São José dos Campos, 17 de Junho de 2013

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar quero agradecer a Deus por tudo.

À minha mãe, irmãos e sobrinhos que me apoiaram em todos momentos e me aconselharam para manter a calma nos momentos mais difíceis.

Aos professores Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez e Dr. Sérgio Henrique Franchito, pela orientação, conselho e paciência.

Aos meus colegas de Pós-graduação: Lia, Carolina, Adaiana, Mariana, Micael, Roque, Cláudio, Márcio, Phillip, Felipe, Luís, Fabrício, Ramon e Alejandro por compartilhar sua amizade e momentos de muita alegria.

Aos colegas do INPE que jogaram futebol, mesmo com a chuva caindo, com quem compartilhe momentos de alegria e descontração.

Ao grupo de Pesquisa de Tempo e Clima do ICTP pelo fornecimento do código do RegCM4.

À Dra. Erika Coppola (ICTP) e Dr. Jonathan Winter (MIT) pelas úteis informações para a realização dos experimentos de pseudo aquecimento.

À Aline Bilhalva da Silva pela ajuda com a gramática do português e por compartilhar sua amizade.

Aos membros da banca examinadora, Dra. Sin Chan Chou, Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha, Dr. José Paulo Bonatti, pelas correções e sugestões apresentadas.

À NASA pelo fornecimento de dados de radiação do projeto SRB.

Ao ECMWF pelo fornecimento dos dados da reanálise ERA-Interim.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos.

RESUMO

Neste trabalho foi investigado o impacto do desmatamento e aquecimento global futuro no clima e distribuição dos biomas sobre América do Sul usando um modelo climático regional (RCM). Para este propósito, o modelo RegCM4 foi rodado forçado com dados da reanálise ERA-Interim para o período de 1989-1999 (11 anos) (experimento controle, CTRL). Uma metodologia para gerar pseudo-cenários de mudança climática com um RCM foi utilizada. Três experimentos de sensibilidade foram realizados: pseudo-aquecimento (AQ), desmatamento (DMT), e pseudo-aquecimento + desmatamento (AQ+DMT). Para comparação o RegCM4 foi rodado forçado com integrações do AOGCM ECHAM5/MPI-OM para o clima presente (1989-1999) (RF) e clima futuro (2089-2099) (FUT) sob o cenário A1B do IPCC. Os resultados mostraram que as simulações para o clima presente em ambos CTRL e RF concordaram com as observações. A distribuição dos biomas mostraram similaridades e diferenças usando os índices de Budyko e UNEP. Em geral o modelo reproduziu a distribuição dos biomas comparado com as observações. O CTRL simulou melhor a distribuição dos biomas que o RF. As simulações para o pseudo-cenário de mudança climática (AQ e FUT) concordaram com outros estudos de mudanças climáticas futuras com RCMs e AOGCM, que indicaram futuro aquecimento, aumento de precipitação no sudeste da América do Sul, Equador e Peru e diminuição na Amazônia central e leste. A distribuição dos biomas sobre a América do Sul no pseudo-cenário de mudança climática mostrou um aumento da aridez no continente usando ambos os índices. No experimento AQ porções da floresta amazônica foram substituídas por áreas de terra seca (24,2% para o índice UNEP e 3,4% para o índice Budyko). A zona semi-árida no nordeste do Brasil alcançou o interior do norte do Brasil (21% dos regimes de terra seca sub-úmido seco poderiam ser ocupados por áreas de regime semi-árido para o índice UNEP e 1% para o índice Budyko). Os resultados para o experimento DMT mostraram que o desmatamento pode ter grande influência localmente (15% do aquecimento de quando o pseudo aquecimento foi incluído conjuntamente). O maior aumento da temperatura de superfície ocorreu no sul da Amazônia (+0.6°C) enquanto no norte e centro da Amazônia uma diminuição da temperatura foi notado (maior diminuição de -0.9°C). Quando o pseudo-aquecimento foi considerado conjuntamente (AQ+DMT) as mudanças na temperatura de superfície aumentaram muito em relação ao caso de somente desmatamento e o aquecimento ocorreu na Amazônia toda (maior aumento de +4°C). As mudanças na distribuição dos biomas usando os índices de Budyko e UNEP estiveram em concordância. Quando o pseudo-aquecimento foi incluído a aridez aumentou na maior parte da Amazônia comparado com o caso de desmatamento. O maior aumento da aridez ocorreu no norte da Amazônia (20% para o índice Budyko e 37,6% para o índice UNEP) enquanto este ocorreu no sul da Amazônia para o caso de somente desmatamento (22% para ambos os índices Budyko e UNEP). Os resultados mostraram que embora os índices Budyko e UNEP apresentaram potencialidades e limitações em representar a distribuição dos biomas para o clima presente e pseudo-cenário de mudança climática, as mudanças na distribuição dos biomas devido ao pseudo-cenário de

aquecimento global foram maiores usando o índice UNEP. Este estudo suporta a hipótese de que o processo de savanização da floresta tropical da Amazônia pode ser acelerado no futuro devido ao aquecimento global, como mostrado nos experimentos AQ+DMT e FUT. Também foi mostrada a praticidade do uso da metodologia para gerar pseudo-cenários de mudança climática com um RCM na América do Sul.

SURROGATE CLIMATE CHANGE SCENARIOS WITH A REGIONAL CLIMATE MODEL OVER SOUTH AMERICA

ABSTRACT

The effects of global warming and future deforestation on climate and the biomes distribution over South America using a regional climate model (RCM) were investigated. For this purpose the RegCM4 was driven by ERA-Interim reanalysis for the period 1989-1999 (11-year runs), the control (CTRL) simulation. A methodology for generating surrogate climate-change scenarios with RCM was employed. Three sensitivity experiments were performed: 1) global warming (AQ); 2) deforestation (DMT) and 3) deforestation together with global warming (AQ+DMT). For comparison the RegCM4 was integrated using AOGCM ECHAM5/MPI-OM for the present climate (1989-1999) (RF) and under A1B SRES scenario (2089-2099) (FUT). To identify the biomes distribution, the Budyko radiative dryness index and the UNEP aridity index were used. The results showed that the simulations of the present climate in both CTRL and RF were in agreement with the observations. The distribution of biomes showed some similarities and differences using the Budyko and UNEP indices. In general the model reproduced the biomes distribution compared with observations. The CTRL simulated better the biomes distribution than RF. The simulations for a surrogate climate (AQ and FUT experiments) were in agreement with other studies of future climate change with RCM and AOGCM which indicated future warming, rainfall increases in southeastern South America, Ecuador and Peru and decreases in the central and eastern Amazon. The distribution of biomes over South America in surrogate climate-change scenario showed an increase of the aridity in the continent using both indices. In the AQ experiment portions of the Amazonia forest were replaced by dry land areas (24,2% for the UNEP index and 3,4% for the Budyko index). The semi-arid zone in the northeast of Brazil reached the interior of the north Brazil (21% of dry land and dry sub-humid regimes may be occupied by areas with semi-arid regime for the UNEP index and 1% for the Budyko index). The results for the DMT experiment showed that the deforestation may have large influence locally (15% of the warming when the pseudo warming was included together). The higher increase of the surface temperature occurred in the south Amazonia (+0.6°C) whereas in the north and central Amazonia a decrease of temperature was noted (higher decrease of -0.9°C). When the pseudo warming was taken into account together (AQ+DMT) the changes in surface temperature were largely enhanced in relation to the case with only deforestation and the warming occurred in the entire Amazonia (higher increase of +4°C). The changes in the distribution of biomes using the Budyko and UNEP indices were in agreement. When the pseudo warming was included the aridity increased in most of Amazonia compared to the deforestation case. The higher increase of the aridity occurred in the north Amazonia (20% for the Budyko index and 37.6% for the UNEP index) while it happened in the south Amazonia in the case of only deforestation (22% for both the Budyko and UNEP indices). The results showed that although the UNEP and Budyko indices presented potentialities and limitations to represent the biomes distributions for the present climate and surrogate climate scenario the changes in the biomes distribution due to a pseudo-scenario of global warming were higher using the UNEP index. This

study corroborates the hypothesis that the process of savannization of the tropical forest of Amazonia can be accelerated in future due to global warming, as found in AQ+DMT and FUT experiments. Also the feasibility of using the methodology for generating surrogate climate-change scenarios with a RCM for climate change studies in South America was showed.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Anomalias de temperatura à superfície média decadal para o período 1906-2005: Observações (linha preta); simulações usando apenas forçantes naturais (áreas em azul) e forçantes naturais mais antrópicas (áreas em vermelho).	1
2.1 Representação esquemática da abordagem do aninhamento do modelo climático regional.	6
2.2 Construção de pseudo-cenário realizado com um RCM: a) referência e b) aquecimento.	7
3.1 Concentração dos GEE: a) observados: 1950 a 2000 e b) cenário A1B SRES: 2000 a 2100.	19
3.2 Principais componentes do esquema de interação Solo-superfície-atmosfera BATS.	21
3.3 Mapa de uso e cobertura da terra para a América do Sul segundo o BATS.	22
3.4 Domínio de integração e topografia (m) com espaçamento de grade de 50 km do modelo RegCM4. Áreas de análise: AMZ: Amazônia (10°S-5°N, 75-55°W); NO: Norte (10°S-1°N, 69-45°W); CO: Centro Oeste (23-10°S, 62-50°W); NEB: Nordeste (15-3°S, 45-35°W), SE: Sudeste (25-15°S, 52-40°W); SU: Sul (34-21°S, 58-48°W), BR: Brasil (35°S-5°N, 75-35°W) e AS: América do Sul (40°S-10°N, 90-30°W).	25
3.5 Série temporal do conteúdo de água do solo (mm) na zona de raízes, para a Amazônia. Período de 1989 a 1999.	30
3.6 Mapa da América do Sul representando a região da floresta amazônica desmatada e áreas de análise: NAM: Norte da Amazônia (0°-5°N, 70-52°W); CAM: Centro da Amazônia (8°S-0°, 74-50°W) e SAM: Sul da Amazônia (13-8°S, 70-52°W).	32
4.1 Média da temperatura à superfície (°C): DJF (a-e), JJA (f-j) e anual (k-o) para o CRU, CTRL, RF, CTRL-CRU e RF-CRU, respectivamente. Para o período 1990-1999.	38
4.2 Idem à Fig. 4.1 para a precipitação (mm dia ⁻¹).	40
4.3 Idem à Fig. 4.2, para a precipitação menos evapotranspiração potencial (mm dia ⁻¹).	43

4.4	Média da circulação em 850 hPa e pressão ao nível médio do mar (parte superior) e em 200 hPa (parte inferior) para EIN15 (esquerda), CTRL (centro) e RF (direita) para DJF. Para o período de 1990 a 1999.	44
4.5	Idem à Fig. 4.4, para JJA.	45
4.6	Média anual do saldo de radiação à superfície ($W m^{-2}$) e nebulosidade (%): SRB, a) e d); CTRL-EIN15, b) e e); RF-EH5OM, c) e f). Para o período de 1990 a 1999.	47
4.7	Índices de aridez de Budyko (esquerda) e UNEP (direita) estimados para América do Sul.	48
4.8	Índices de aridez de Budyko: a) CRU/SRB; b) CTRL e c) RF; da UNEP: d) CRU; e) CTRL e f) RF. Para o período 1990-1999.	50
4.9	Biomassas para América do Sul de acordo ao índice de Budyko modificado para os experimentos: a) CRU, b) CTRL e c) RF.	51
4.10	Bias Score (BS), Threat Score (TS), Equitable Threat Score (ETS) e Equitable Skill Score (ESS) (esquerda), e Bias Score (direita) para DJF, MAM, JJA e SON. Para os experimentos CTRL (linha contínua) e RF (linha tracejada).	56
5.1	Média da precipitação ($mm dia^{-1}$) para o experimento AQ: a) DJF; b) JJA; c) Anual e diferenças AQ-CTRL: d); e) e f). (Áreas hachuradas com significância a 99%.)	60
5.2	Idem à Fig. 5.1 para P-ETP ($mm dia^{-1}$).	62
5.3	Idem à Fig. 5.1 para a temperatura à superfície ($^{\circ}C$).	63
5.4	Média anual do fluxo de umidade integrado na vertical ($kg m^{-1} s^{-1}$): a) CTRL e b) AQ.	64
5.5	Índice de Budyko para os experimentos de sensibilidade: a) AQ; b) DMT; c) AQ+DMT e d) FUT. Diferenças: e) AQ-CTRL; f) DMT-CTRL; g) AQ+DMT-CTRL e h) FUT-RF.	66
5.6	Idem à Fig. 5.5 para o índice UNEP.	68
5.7	Média da precipitação ($mm dia^{-1}$) para o experimento DMT: a) DJF; b) JJA; c) Anual e diferenças DMT-CTRL: d); e) e f). (Áreas hachuradas com significância a 99%.)	71
5.8	Idem à Fig. 5.7 para a temperatura à superfície ($^{\circ}C$).	72
5.9	Média da precipitação ($mm dia^{-1}$) para o experimento AQ+DMT: a) DJF; b) JJA; c) Anual e diferenças AQ+DMT-CTRL: d); e) e f). (Áreas hachuradas com significância a 99%.)	77
5.10	Idem à Fig. 5.9 para a temperatura à superfície ($^{\circ}C$).	78

5.11 Média da precipitação (mm dia^{-1}) para o experimento FUT: a) DJF; b) JJA; c) Anual e diferenças FUT-CTRL: d); e) e f). (Áreas hachuradas com significância a 99%.)	80
5.12 Idem à Fig. 5.11 para a temperatura à superfície ($^{\circ}\text{C}$).	82
5.13 Diferença (%) média anual da umidade do solo na zona de raízes (parte superior) e do saldo de radiação à superfície (parte inferior) para os experimentos de sensibilidade: AQ-CTRL, a) e b); DMT-CTRL, b) e f); AQ+DMT-CTRL, c) e g); FUT-RF, d) e h)	84

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Alterações na configuração default do RegCM4 realizadas neste estudo: <i>deptv</i> é a profundidade total do solo (m); <i>deptrv</i> é a profundidade da zona de raízes (m); <i>rootf</i> é a razão de distribuição de raízes entre a camada do solo superior e a da zona de raízes; <i>xkmx2</i> é a condutividade hidráulica saturada na última camada do solo (mm s^{-1}); <i>dtauc</i> é o período de tempo convectivo (min); <i>P_{eff}</i> é a eficiência da precipitação convectiva.	23
3.2 Principais características do modelo climático regional RegCM4. (* indica opções físicas usadas neste trabalho.)	24
3.3 Classificação climática de Budyko e os biomas associados.	27
3.4 Limites que definem o Índice de Budyko modificado para 16 tipos de vegetação. <i>ETP</i> é a evapotranspiração potencial (cm ano^{-1}), <i>T_{m_q}</i> é a temperatura média do mês mais quente ($^{\circ}\text{C}$) e <i>AI_B</i> é o índice de Aridez de Budyko. Os limites inferior (<i>L_i</i>) e superior (<i>L_s</i>) são maiores/iguais e menores aos valores mostrados, respectivamente.	29
3.5 Idem à Tab. 3.3, para a UNEP.	30
3.6 Resumo e principais características dos experimentos realizados com o modelo climático regional RegCM4.	33
4.1 Correlação espacial ρ , erro médio quadrático (RMS) e viés espacial da precipitação e temperatura para o experimento CTRL.	53
4.2 Idem à Tabela 4.1 para o experimento RF.	54
5.1 Diferenças de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), precipitação (mm dia^{-1}), evapotranspiração (mm dia^{-1}) e saldo de radiação à superfície (W m^{-2}) para o experimento AQ em relação ao CTRL, para as regiões do Brasil.	64
5.2 Valores de <i>AI_B</i> para o experimento AQ e as diferenças relativas ao CTRL nas regiões do Brasil.	67
5.3 Idem à Tab. 5.2 para o índice UNEP.	69
5.4 Valores de <i>AI_B</i> e <i>AI_U</i> para os experimentos de DMT e AQ+DMT e as diferenças relativas ao CTRL.	74
5.5 Idem à Tab. 5.1, para os experimentos DMT e AQ+DMT em relação ao CTRL, para as regiões da Amazônia em análise.	75
5.6 Valores de <i>AI_B</i> e <i>AI_U</i> para o experimento FUT e as diferenças relativas ao RF.	81
5.7 Idem à Tab. 5.1, para o experimento FUT em relação ao RF.	81

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMZ	–	Amazônia
AOGCM	–	Atmospheric-Ocean General Circulation Model
BATS	–	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme
BSS	–	Bias Skill Score
CCM3	–	Community Climate Model versão 3
CFSR	–	Climate Forecast System Reanalysis
CLM	–	Community Land Model
CMIP3	–	Coupled Model Intercomparison Project 3
CORDEX	–	Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRU	–	Climatic Research Unit
DOE	–	Department of Energy
ECHAM5	–	European Centre-HAMburg climate model version 5
ECMWF	–	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENSO	–	El Niño-Oscilação Sul
ERA15	–	ECMWF Re-Analysis 15 years
ERA40	–	ECMWF Re-Analysis 40 years
GEE	–	Gases do Efeito Estufa
GLCC	–	Global Land Cover Characteristics
GPCP	–	Global Precipitation Climatology Project
IBIS	–	Integrated BIOSphere Simulator
ICTP	–	The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	–	Intergovernmental Panel on Climate Change
JRA25	–	Japanese Re-Analysis 25 years
MERRA	–	Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications
MIT	–	Massachusetts Institute of Technology
MM5	–	Mesoscale Model version 5
MPI-OM	–	Max Planck Institute - Ocean Model
NCAR	–	National Center for Atmospheric Research
NEB	–	Nordeste do Brasil
OI	–	Optimal Interpolation
OLAM	–	Ocean Land Atmosphere Model
ONU	–	Organização das Nações Unidas
PRECIS	–	Providing REgional Climates for Impacts Studies
PSU	–	Pennsylvania State University
RCA	–	Rosby Centre Atmospheric regional model
RCMs	–	Regional Climate Models
RegCM4	–	Regional Climate Model version 4
SRES	–	Special Report on Emissions Scenarios

SSiB	–	Simplified Simple Biosphere Model
SU	–	Sul do Brasil
SUBEX	–	SUB-grid Explicit Moisture Scheme
TS	–	Threat Score
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
UNEP	–	United Nations Environment Programme
USGS	–	United States Geological Survey
UW-PBL	–	The University of Washington-Planetary Boundary Layer Model
WCRP	–	World Climate Research Program

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivo principal	4
1.1.1 Objetivos específicos	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Construção de cenários de mudança climática para RCMs	5
2.2 Estudos climáticos sobre América do Sul	10
3 DADOS E METODOLOGIA	15
3.1 Dados	15
3.2 Metodologia	19
3.2.1 Modelo climático regional RegCM4	19
3.2.2 Caracterização de Biomas	25
3.2.3 Experimentos	28
3.2.4 Avaliação das simulações	33
4 CLIMA DA AMÉRICA DO SUL	37
4.1 Simulações do Clima Presente	37
4.2 Representação dos Biomas	46
4.3 Análise regional sobre Brasil	52
4.4 Sumário	55
5 CLIMA DA AMÉRICA DO SUL NUM AMBIENTE AQUECIDO 59	59
5.1 Experimentos de Sensibilidade	59
5.1.1 Pseudo-Aquecimento	59
5.1.2 Desmatamento	69
5.1.3 Pseudo-Aquecimento+Desmatamento	75
5.2 Cenário FUT	79
5.3 Sumário	85
6 CONCLUSÕES E SUGESTÕES	89

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
APÊNDICE A - ARTIGO 1	109
APÊNDICE B - ARTIGO 2	149

1 INTRODUÇÃO

Segundo o quarto relatório de avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (Fourth Assessment Report, AR4 - Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) as projeções climáticas baseadas no relatório especial de cenários de emissões (Special Report on Emissions Scenarios - SRES), que usam modelos de circulação geral acoplados atmosfera-oceano (Coupled Atmosphere-Ocean General Circulation Model, AOGCM), indicam um aumento da temperatura média global da ordem de 2 a 5,8°C até 2100. Para América do Sul, usando dados observados e os resultados de modelos climáticos para o período 1906-2005, observa-se uma anomalia de temperatura à superfície da ordem de 0,5°C na última década (Figura 1.1). Grande parte do aquecimento observado nas últimas décadas pode ser atribuída ao aumento da concentração dos Gases do Efeito Estufa (GEE) de origem antrópica (IPCC, 2007a).

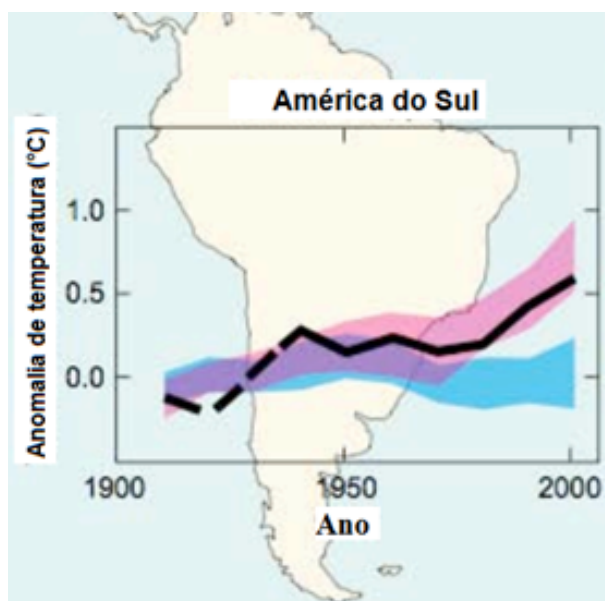


Figura 1.1 - Anomalias de temperatura à superfície média decadal para o período 1906-2005: Observações (linha preta); simulações usando apenas forçantes naturais (áreas em azul) e forçantes naturais mais antrópicas (áreas em vermelho).
Fonte: Adaptado do IPCC (2007b).

As estimativas mostradas no relatório indicam que as mudanças climáticas, em especial o aumento da temperatura, está afetando adversamente os ecossistemas. As projeções do clima futuro usando diferentes AOGCMs indicam que o ciclo hidrológico e a distribuição dos biomas sobre a Terra podem ser modificados no futuro

devido ao aquecimento global. Também, indicam que o efeito combinado da ação humana e das mudanças climáticas podem provocar uma redução na cobertura natural da terra, em particular, um aumento das taxas de desmatamento das florestas tropicais (IPCC, 2007a). Por outro lado, a expansão dos desertos subtropicais e zonas semi-desertas nos Hemisférios Norte e Sul e uma redução das florestas tropicais e boreais podem ocorrer devido ao aumento da concentração dos GEE (MEEHL et al., 2007b).

Recentemente, estudos numéricos usando modelos simples (FRANCHITO et al., 2011; MORAES et al., 2013) mostraram que associado a um clima quente no futuro pode ocorrer uma diminuição global da umidade das regiões continentais. Em escala regional sobre Europa e América do Norte alguns estudos (SENEVIRATNE et al., 2002; IM et al., 2010; WINTER; ELTAHIR, 2012) mostraram que em prováveis cenários futuros essas regiões apresentarão condições menos úmidas e a intensificação da ocorrência de secas. Marengo et al. (2012) usaram o modelo climático regional (Regional Climate Model - RCM) Eta para projeções no cenário A1B sobre América do Sul e encontraram resultados similares sobre as regiões leste da Amazônia e sul do Nordeste.

Particularmente sobre o Brasil, associadas ao aquecimento global regiões significativas da floresta Amazônica podem ser substituídas por áreas sem floresta (COX et al., 2004; BETTS et al., 2004; SCHOLZE et al., 2006; FINDELL et al., 2006; COOK; VIZY, 2008; MALHI et al., 2008). Uma revisão de estudos direcionados a entender o risco, os processos e dinâmica da potencial destruição da Amazônia e suas implicações foi realizada por Vergara e Scholz (2011).

Na região semiárida do Nordeste do Brasil (NEB) os cenários projetados pelos modelos do IPCC indicam um aumento da aridez na região, com consequências negativas para o bioma caatinga, onde grandes áreas têm sido alteradas pelas atividades humanas. Estudos observacionais mostraram a expansão do semiárido no NEB, o qual aumenta o potencial de desertificação. Também, as projeções do clima futuro sugerem uma savanização de partes da Amazônia e a desertificação da área semiárida do NEB, com grandes impactos na abundante diversidade biológica de espécies e nos recursos hídricos dessas regiões (HULME; VINER, 1998; MARENGO et al., 2007; AMBRIZZI et al., 2007; MARENGO et al., 2009b).

Embora hajam vários estudos sobre desmatamento tropical, poucos trabalhos tem sido dedicados ao efeito de aquecimento global no aumento das taxas de desmatamento de florestas tropicais (ZHANG et al., 2001; COSTA; FOLEY, 2000; FRANCHITO

et al., 2012).

Para compreender a natureza das mudanças que provavelmente ocorrerão no futuro, sofisticados modelos AOGCM são utilizados para inferir o por que, porém devido a sua baixa resolução e a complexidade das interações entre diferentes escalas espaciais, torna-se uma tarefa difícil encontrar a relação causa-efeito. Ressalta-se que apesar de sua utilidade, os AOGCMs ainda não são capazes de representar adequadamente os processos físicos do clima e das variações climáticas e, portanto, há incertezas nas projeções das mudanças climáticas. Nos RCMs os fatores locais são melhor resolvidos e através de experimentos de sensibilidade para isolar determinados componentes ou fatores que determinam o clima, o comportamento do ciclo hidrológico, o balanço radiativo e a distribuição dos biomas podem ser melhor analisados. Entretanto, tem sido poucos os estudos realizados visando compreender melhor os processos físicos em um ambiente aquecido como o esperado no futuro sobre a região tropical, e particularmente a sul-americana, é ainda um desafio para os modeladores devido a complexidade de processos físicos, em especial aos associados ao ciclo hidrológico. Embora os cenários de mudança climática proveniente do AR4-IPCC apontem para um clima mais quente, há ainda grandes incertezas em relação às mudanças da precipitação, principalmente na Amazônia e NEB.

No que diz respeito ao estudo do efeito desmatamento/aquecimento global há de se ressaltar que existem vários estudos sobre desmatamento tropical. Porém observa-se poucos estudos que consideram o efeito conjunto do desmatamento tropical e o aumento da concentração dos GEE usando modelos regionais.

As pesquisas relacionadas às mudanças climáticas têm-se intensificado na região sul-americana nos últimos anos, pelo aumento de fenômenos climáticos mais intensos e frequentes, como por exemplo: tempestades de granizo na Bolívia em 2002, Furacão Catarina em 2004 e seca amazônica nos anos 2005 e 2010, entre outros. Essas alterações climáticas, com consequências econômicas (principalmente, produção agrícola) e sociais (põem em risco a vida do homem), podem produzir alterações na dinâmica regional e afetar os ecossistemas dominantes, que por sua vez levariam à mudanças na dinâmica global. Portanto, existe interesse científico e prático para compreender como será afetado o clima regional num provável ambiente de aquecimento global. Do ponto de vista científico para aumentar nosso entendimento do clima e seus componentes e do prático porque esse tipo de estudo pode fornecer auxílio na elaboração de políticas públicas para mitigar e/ou aproveitar os impactos no clima.

1.1 Objetivo principal

O objetivo principal deste estudo é investigar o impacto do aquecimento global sobre o clima regional da América do Sul, com ênfase sobre o Brasil, visando assim compreender melhor os processos físicos, principalmente aqueles associados ao ciclo hidrológico, balanço radiativo e a distribuição de biomas em cenários plausíveis de mudança climática. Também será estudado o papel relativo do desmatamento tropical e do aquecimento global e seus efeitos no clima regional tropical. Para isto, foram realizados experimentos numéricos de sensibilidade sobre a região sul-americana com um RCM, o RegCM4.

1.1.1 Objetivos específicos

Nas simulações regionais climáticas sobre América do Sul:

- a) Avaliar o balanço hídrico/radiativo e os biomas associados com o clima presente e em cenários de mudança climática;
- b) Avaliar o impacto do desmatamento da região Amazônica no balanço hídrico/radiativo;
- c) Avaliar o impacto simultâneo do desmatamento da região Amazônica e de aquecimento em cenários de mudança climática no balanço hídrico/radiativo.

Para a realização deste trabalho será utilizado o modelo regional climático RegCM4 que foi originalmente desenvolvido pela National Center for Atmospheric Research (NCAR) e atualmente mantido pelo grupo de Física do Tempo e Clima do ICTP. Este modelo representa o estado da arte em modelagem regional climática e é utilizado em muitos estudos em várias partes do mundo, e em particular, sobre a região sul-americana (FERNANDEZ *et al.*, 2006a; FERNANDEZ *et al.*, 2006b; SETH *et al.*, 2007; MARENGO *et al.*, 2009b; da ROCHA *et al.*, 2009; da ROCHA *et al.*, 2012).

No Capítulo 2 são apresentados como são construídos os cenários de mudança climática para RCMs e alguns estudos climáticos sobre América do Sul. No Capítulo 3 são fornecidas uma descrição dos dados, da metodologia usada, a descrição do modelo e os experimentos de sensibilidade realizados. No Capítulo 4 é apresentada a validação do clima presente simulado pelo RegCM4. Já os resultados dos experimentos de sensibilidade e a comparação com o experimento controle são discutidos no Capítulo 5. No Capítulo 6 são apresentados as principais conclusões e considerações finais.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As ferramentas dinâmicas usadas para estudar, analisar e compreender o clima do passado, presente e avaliar os possíveis impactos de mudanças climáticas, através da construção de cenários plausíveis do comportamento futuro do clima da Terra são os AOGCMs, os quais incluem vários componentes do sistema climático (atmosfera, oceano, biosfera e oceano-gelo). Entretanto, as integrações para representar o clima em escala global têm um alto custo computacional, o que normalmente é contornado quando esses modelos são integrados em baixa resolução horizontal, apesar do avanço computacional (aumento da capacidade de processamento e de armazenamento) dos últimos anos. Os AOGCMs podem fornecer alguma informação em relação à resposta da circulação global e as forçantes de grande escala, mas devido a sua resolução grosseira as forçantes de mesoescala, como linha costeira, topografia complexa, uso e cobertura da terra, etc. não são bem representados.

Nesse sentido os RCMs são desenvolvidos para regionalizar (*downscaling* dinâmico) as simulações de grande escala sobre regiões específicas (DICKINSON et al., 1989; GIORGI et al., 1993a; GIORGI et al., 1993b; ROADS; CHEN, 2000; CHEN et al., 2003). Estes modelos têm sido empregados para investigar o clima da América do Sul (FERNANDEZ et al., 2006a; FERNANDEZ et al., 2006b; da ROCHA et al., 2009; ALVES; MARENGO, 2010; PESQUERO et al., 2010; REBOITA et al., 2010; CHOU et al., 2012). Recentemente, Marengo et al. (2010) e Marengo et al. (2012) investigaram as possíveis mudanças futuras do clima na América do Sul (final do século XXI).

2.1 Construção de cenários de mudança climática para RCMs

Para a realização destes experimentos (projeções ou cenários de mudança climática) os RCMs normalmente são aninhados em AOGCMs (Figura 2.1).

Embora, em média, a geração atual dos AOGCMs represente razoavelmente a precipitação de verão das regiões temperadas (América do Norte e Europa), sobre regiões tropicais como América do Sul e África, os climas simulados são afetados por erros na representação da TSM. Esses modelos globais não representam bem ou degradam o clima presente (SETH; ROJAS, 2003; COOK; VIZY, 2006; PIELKE et al., 2005), principalmente não simulam coerentemente a temperatura da superfície do mar (TSM) sobre os oceanos tropicais, em particular no Pacífico superestimando o número de eventos El Niño-Oscilação Sul (El Niño-Southern Oscillation - ENSO) (IPCC, 2007b). Além disso, a região sul-americana tem na sua topografia a presença da cadeia montanhosa dos Andes, que também tem um papel significativo nos resultados das simu-

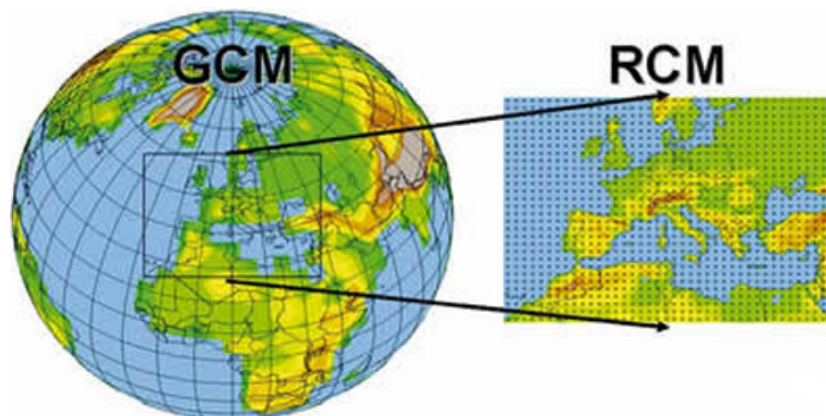


Figura 2.1 - Representação esquemática da abordagem do aninhamento do modelo climático regional.

Fonte: Adaptado de Giorgi (2008).

lações (INSEL *et al.*, 2010). Assim, por esta razão, quando são usadas estas forçantes com os RCMs para identificar processos físicos, os resultados ficam comprometidos. Recomenda-se para este tipo de estudos o uso de análises como forçantes (WANG *et al.*, 2004), consideradas como condições de fronteira “quase perfeitas”, principalmente, porque os erros dos atuais modelos globais, que prejudicam as simulações do clima presente e portanto suas projeções climáticas, são minimizados.

Por outro lado, Schär *et al.* (1996) propuseram uma nova metodologia para a construção de cenários de pseudo mudança climática para modelos regionais, onde são prescritas modificações termodinâmicas nas condições iniciais e de fronteira desses modelos. Estes cenários podem ser usados para estudos de processos físicos e/ou a calibração de parametrizações, além da inter-comparação de modelos. Esta metodologia permite investigar as mudanças termodinâmicas associadas com o aquecimento global em isolamento (processos), não depende da forçante (modelo climático global ou reanálise), e é computacionalmente mais barata comparada com simulações de AOGCMs. No entanto, somente é válida sob a suposição de que os padrões de grande escala serão semelhantes no clima mais quente, e não representam projeções de mudanças climáticas, mas apenas experimentos de sensibilidade.

A metodologia consiste em prescrever na condição inicial e de fronteira (seja reanálise ou proveniente de uma rodada contínua de um AOGCM) do RCM uma modificação que represente de forma simples e consistente um pseudo-cenário de mudança climática. Neste experimento a temperatura (T) sofre um incremento (ΔT), tal como:

$$T^n = T + \Delta T$$

na qual a mudança de temperatura é puramente uma função da pressão, mantendo a mesma umidade relativa e escoamento como mostrado por Schär et al. (1996). Assim um incremento de temperatura de 3 °K implica um aumento de vapor de água de aproximadamente 21 %, então no final tem-se um ambiente mais quente e úmido. Isto pode ser verificado a partir da equação de Clausius-Clapeyron:

$$e_s = e_o \exp \left[\frac{L}{R_v} \left(\frac{1}{T_o} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (2.1)$$

sendo:

e_s = Pressão de vapor de saturação (hPa)

e_o = 6,11 hPa

T = Temperatura (°K)

T_o = 273,16 °K

L = Calor latente de vaporização ($2,45 \times 10^6$ J kg⁻¹)

R_v = Constante do gás para ar úmido (461 J K⁻¹ kg⁻¹)

Segundo Randall et al. (2007) um aumento de temperatura de 3 °K corresponde aproximadamente a 710 ppm da concentração de dióxido de carbono (CO₂) equivalente. A Figura 2.2 mostra graficamente a construção dos pseudo-cenários (idealizados) de mudança climática seguindo a metodologia de Schär et al. (1996).

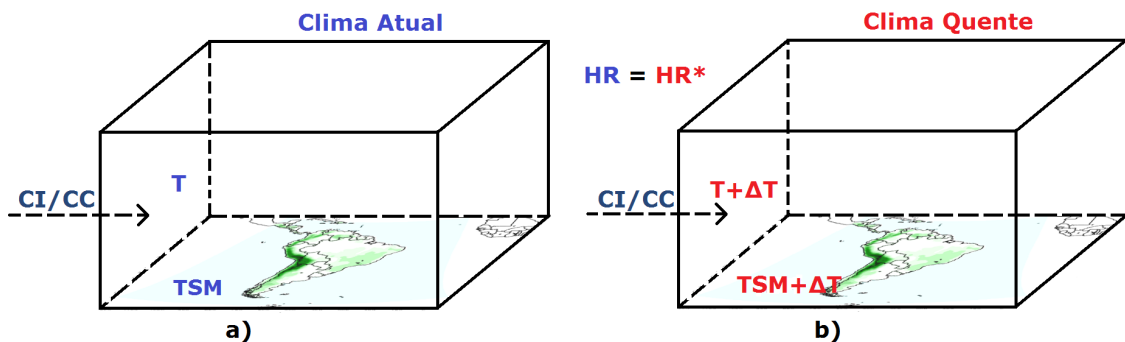


Figura 2.2 - Construção de pseudo-cenário realizado com um RCM: a) referência e b) aquecimento.

Uma das limitações desta metodologia é que o aumento de temperatura é homogêneo em todas as camadas, o qual pressupõe que os campos dinâmicos dos experimentos de referência e aquecimento são semelhantes, por não ter outra forçante que os modifique. Isto pode ser verificado a partir da equação hidrostática e da equação de momento na horizontal expressas em coordenadas de pressão (SCHÄR et al., 1996). Como destacado por Winter e Eltahir (2012), o cenário descrito não é uma representação plausível do clima futuro. O aquecimento constante através da coluna atmosférica e no oceano é irrealístico. Também o incremento de GEE terá efeitos regionais variados sobre a temperatura. Entretanto, este experimento de sensibilidade tem algumas vantagens, as condições de fronteira são dinamicamente consistentes com as observações (reanálises), o que garante que as simulações regionais climáticas são forçadas por circulações atmosféricas realistas. Isto não é o caso das simulações de mudança climática que usam saídas de AOGCM, sujeitos a erros sistemáticos. A metodologia independe de modelo, e portanto, minimiza os erros sistemáticos dos modelos globais usados na geração das reanálises e em simulações climáticas. Finalmente, este cenário é intuitivo e fácil de implementar (SCHÄR et al., 1996).

Embora as condições de fronteira geradas pelos AOGCMs sejam mais complexas e vulneráveis a erros intrínsecos do modelo, existem vantagens quando um experimento de mudança climática regional é forçado por um AOGCM. Primeiro é a ferramenta dinâmica mais sofisticada para a representação da mudança do clima, nesse caso por exemplo, a temperatura na coluna atmosférica e superfície não será uniformemente aquecida. Segundo e talvez a mais importante seja que as simulações não são restritas a circulações atuais, já as integrações geram perturbações de grande escala, resultantes da mudança climática, o qual pode ter impacto significativo em várias escalas espaciais (regional).

Baseado na metodologia de Schär et al. (1996), Frei e Davies (1998), Frei et al. (2000) e Kleinn et al. (2003) estudaram o comportamento da precipitação sobre Europa. Seus resultados mostraram uma intensificação do ciclo hidrológico regional, com um aumento na precipitação e intensificação dos eventos extremos de chuva. Seneviratne et al. (2002) investigaram a sensibilidade do clima de verão que levaram à seca prolongada na região do centro-oeste dos Estados Unidos com o modelo RegCM, para condições climáticas consideradas de ano seco, normal e úmido. Adicionalmente o modelo foi forçado a rodar com uma quantidade de CO₂ três vezes maior que a observada. Seus resultados mostraram pequenas alterações na precipitação, evapotranspiração e umidade (em torno de 1 a 2 %), que são principalmente induzidas pelas modificações na advecção de temperatura e umidade, concluindo

que a vegetação controla a transpiração e melhora a infiltração durante a primavera mitigando, assim, a seca do verão.

Similarmente, [Im et al. \(2010\)](#) fizeram experimentos com o modelo climático regional (RegCM3) numa resolução de 15 km, focando a região dos Alpes. Encontraram um aumento da precipitação no inverno devido à alta quantidade de vapor de água imposta pelo pseudo-cenário, e por sua dependência com a altitude, principalmente ligada a alterações da cobertura de neve. No verão, ao contrário do esperado num pseudo-cenário, a precipitação diminuiu ao longo dos Alpes, a qual é relacionada ao mecanismo de realimentação local da superfície que envolve a cobertura de neve e umidade de solo reduzida no início do verão.

Recentemente, [Winter e Eltahir \(2012\)](#) realizaram experimentos numéricos em pseudo-cenários para quantificar a resposta da umidade de solo sobre a região do centro-oeste dos Estados Unidos. Foi usado o modelo climático regional RegCM3 com dois esquemas de superfície IBIS e BATS, e o esquema de convecção cumulus Grell com dois fechamentos convectivos (Arakawa-Schubert e Fritsch-Chappell). Seus resultados foram semelhantes aos encontrados por [Seneviratne et al. \(2002\)](#), ou seja, um aumento da precipitação e escoamento no verão. Também encontraram que as diferenças dos balanços de radiação de onda curta foram relativamente pequenos nas suas simulações, concluindo que estas dependem na sua maioria do fechamento convectivo e das condições de contorno utilizadas.

Por outro lado, [Sato et al. \(2007\)](#) propuseram uma outra forma de estudar os efeitos das projeções de aquecimento global sobre o clima regional. Nesta metodologia utiliza-se as diferenças entre as médias mensais multi-anuais de integrações do clima presente e projeções futuras de um modelo AOGCM, sendo essas anomalias mensais adicionadas na forçante “quase perfeita” (reanálises) como uma perturbação induzida pelo aquecimento global. O clima presente é representado nesse caso por reanálises do NCEP/NCAR. A utilização desta metodologia classifica-se como sensibilidade, como a descrita anteriormente, já que não considera as interações não lineares entre o aquecimento global e os distúrbios atmosféricos de forma transiente. Uma vantagem deste método é que para realizar as projeções regionais sob aquecimento global, são necessários apenas medias mensais do AOGCM, sendo que para a realização tradicional de regionalização são necessários dados com ao menos uma frequência temporal mínima de 12 horas. Também permite estudos de sensibilidade em forma isolada.

[Hara et al. \(2008\)](#) usando a metodologia de [Sato et al. \(2007\)](#) realizaram um con-

junto de experimentos numéricos para investigar o impacto do aquecimento global na quantidade de neve no Japão durante o inverno para os anos de 2005 e 2006. Mostraram que o aumento da temperatura do ar é um dos principais fatores que influenciam na diminuição da água da neve desde que a temperatura média do ar presente na maioria dessas áreas esteja em torno de 0 °C mesmo no inverno, com maior redução na cobertura da neve em regiões com elevações inferiores a 500 m. As mudanças na precipitação média da área devido ao aquecimento global foram inferiores a 15%, em ambos os anos.

Kimura et al. (2007), Yoshikane et al. (2012) e Adachi et al. (2012), utilizaram a metodologia acima descrita para verificar e avaliar os possíveis impactos de aquecimento no futuro, salientando que esta metodologia é sensível às condições de contorno dos GCMs além do tamanho do domínio. Porém, é uma boa opção para reduzir os erros das projeções dos GCMs.

2.2 Estudos climáticos sobre América do Sul

Os primeiros trabalhos que investigaram os efeitos do desmatamento da Amazônia no clima regional foram realizadas por Henderson-Sellers e Gornitz (1984), Shukla et al. (1990), Nobre et al. (1991), Eltahir e Bras (1994), entre outros, usando modelos atmosféricos de circulação global (General Circulation Model -GCM), encontrando sobre a região um incremento da temperatura na ordem de 2 a 3 °C e redução na precipitação e evapotranspiração em torno de -0.6 a -1.7 mm dia⁻¹. Em geral, concluíram que parametrizações mais realistas/sofisticadas seriam necessárias, principalmente porque nos experimentos se usaram parametrizações simplificadas no tratamento dos processos de superfície. Por exemplo, o modelo de balde (Bucket model) é conhecido por superestimar a evaporação do solo e transpiração em condições secas e sem estresse hídrico, o que leva a superestimar a perda de umidade no solo nas simulações.

O efeito conjunto do desmatamento e aquecimento global (2×GEE) foram estudados por Zhang et al. (2001) como o modelo NCAR Community Climate Model (CCM1-Oz). Seus resultados mostraram que o efeito conjunto sobre a bacia amazônica gera uma redução da evapotranspiração (-180 mm ano⁻¹) e precipitação (-312 mm ano⁻¹), enquanto que, a temperatura aumentou em 3 °K. Resultados similares foram encontrados no sudeste de Asia e África tropical, porém menos intensos.

Os impactos do aquecimento e das mudanças climáticas na redistribuição dos biomas foram estudados por Cox et al. (2004), Nobre et al. (2005); Franchito et al. (2011),

entre outros. Encontraram uma redução da floresta tropical e a expansão dos desertos subtropicais e das zonas semi-desertas. Nobre et al. (2005) salientaram que no futuro a distribuição dos biomas na América do Sul poderá ser afetada pela combinação dos impactos de mudança climática e da mudança no uso da terra, que poderão levar o sistema à savanização de partes da Amazônia e a desertificação do NEB.

Salazar et al. (2007) realizaram uma análise das simulações numéricas provenientes de AOGCMs nos cenários com menor (B1) e maior (A2) emissão do SRES. Em média mostraram uma redução da floresta tropical, que é substituída por savana concentrada principalmente no sudeste da Amazônia. Encontraram que as mudanças na vegetação são decorrentes da diminuição da umidade do solo anual e do aumento da estação seca, induzidas pelo aumento da temperatura. Ressaltaram que as espécies mais adaptadas capazes de suportar as novas condições, serão tipicamente aquelas das savanas tropicais e subtropicais.

D’Almeida et al. (2007) fizeram uma revisão de estudos observacionais e de modelagem sobre os efeitos do desmatamento no ciclo hidrológico na Amazônia em função da escala e resolução. Eles encontraram que muitos estudos de modelagem de macroescala têm simulado o desmatamento total da Amazônia, prevendo normalmente reduções da precipitação, evapotranspiração e convergência de umidade, juntamente com incrementos na temperatura de superfície. No entanto, este resultado não é estritamente consistente com os resultados de vários estudos de modelos de mesoescala, que sugeriram aumentos potenciais na convecção e precipitação ao longo das fronteiras entre áreas de floresta e desmatadas. Similarmente, estudos observacionais também apresentaram resultados contraditórios nas diferentes escalas, pois o escoamento superficial ao longo das bacias degradadas na Amazônia se intensificaram, enquanto tendências significativas não foram observadas na bacia da foz.

Correia et al. (2008) realizaram um conjunto de experimentos numéricos com o modelo regional Eta acoplado com o esquema Simplified Simple Biosphere Model (SSiB) para investigar o impacto do desmatamento no clima regional da Amazônia. Seus resultados mostraram que durante a estação seca (pós-desmatamento) a redução do comprimento da raiz desempenha um papel importante no balanço de energia, já que há menos disponibilidade de umidade no solo para evapotranspiração. As mudanças no ciclo hidrológico foram diferentes para cada cenário, portanto, até certo ponto o desmatamento parcial pode levar a um aumento da precipitação na escala local. Porém, se as atividades antrópicas continuarem em expansão, esta condição não poderia ser suportada, resultando em uma diminuição da precipitação.

Nobre et al. (2009) fizeram experimentos numéricos que simularam o desmatamento da floresta Amazônica sob diferentes cenários usando o modelo atmosférico de circulação global (General Circulation Model - GCM) do CPTEC, com e sem acoplamento com o oceano. Neste estudo eles encontraram uma diminuição da precipitação e aumento da temperatura, principalmente nos resultados do modelo acoplado. Além disso, nas simulações acopladas foi detectado um aumento da variabilidade do ENSO sobre o Pacífico.

Medvigy et al. (2011) investigaram os efeitos do desmatamento com um GCM de resolução variável (Ocean Land Atmosphere Model-OLAM), com um espaçamento de grade global de aproximadamente 200 km e outra grade refinada de 25 km sobre América do Sul. Seus resultados mostraram em média uma diminuição da precipitação sobre a Amazônia devido ao desflorestamento, que é atribuída a mudança na convergência de umidade, provocando uma redistribuição regional da precipitação com diminuição no noroeste e aumento à sudeste da bacia amazônica.

Sobre a região sul-americana, existem vários trabalhos de mudanças climáticas realizadas com modelos globais (LABRAGA; LÓPEZ, 1997; CARRIL et al., 1997; BIDEGAIN; CAMILLONI, 2006; VERA et al., 2006; KITOHO et al., 2011) e regionais (SOARES; MARENGO, 2009; NUÑEZ et al., 2009; MARENGO et al., 2009a; MARENGO et al., 2010; URRUTIA; VUILLE, 2009; CABRÉ et al., 2010; MARENGO et al., 2012), que foram realizados para os diferentes cenários de emissões projetados. Por exemplo, Garreaud e Falvey (2009), analisaram as simulações para o clima presente e futuro (cenários A2 e B2 do SRES) de 15 AOGCMs para avaliar as possíveis mudanças do vento na região da costa oeste subtropical de América do Sul, sendo comparadas com as simulações do modelo regional PRECIS (25 km), aninhado no HadAM3. Os resultados indicaram um aumento dos ventos do sul no 37°S e 41°S durante a primavera e verão, ao mesmo tempo que os jatos subtropicais se tornarão mais frequentes e terão maior tempo de duração.

Urrutia e Vuille (2009) realizaram projeções climáticas para finais do século XXI, focando principalmente a região tropical do Andes, com o modelo regional PRECIS nos cenários A2 e B2. Seus resultados indicaram um aumento significativo da temperatura (2 a 7 °C) e um incremento na variabilidade inter-anual (sendo os maiores impactos no cenário A2). Por outro lado, o campo de precipitação apresentou um padrão semelhante ao observado durante a fase quente do ENSO, porém a variabilidade inter-anual da TSM foi a mesma. O comportamento da precipitação foi atribuído a erros sistemáticos do modelo HadCM3 que tende a superestimar o

padrão do El Niño.

Uma comparação das projeções de mudança climática utilizando três modelos regionais (Eta CCS, RegCM3 e HadRM3P) foi realizada por [Marengo et al. \(2010\)](#) no cenário mais pessimista (A2) para o período de 2071-2100. Os três RCMs mostraram padrões de mudança na circulação, temperatura e precipitação, apresentando comportamentos diferentes em algumas regiões, no entanto, os três apresentaram um aquecimento durante todo o ano no futuro. Reduções de precipitação foram encontradas no leste da Amazonia e nordeste do Brasil, e aumentos de precipitação na costa noroeste de Perú e sul de Argentina.

Recentemente, [Beserra \(2012\)](#) analisou as projeções de cenários futuros para a região do NEB com o modelo global MRI-AGCM3.1S de alta resolução (20 km) para meados e final do século XXI. Seus resultados mostraram um clima mais quente e seco, além da diminuição no regime de precipitação, originando uma extensão em cobertura geográfica das áreas do semiárido. [Marengo et al. \(2011\)](#) salientaram que as mudanças climáticas que ameaçam o NEB podem se intensificar com a combinação de alterações do clima na forma de ausência ou escassez de chuva acompanhada de altas temperaturas e elevadas taxas de evaporação.

3 DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo são apresentados o conjunto de dados que foram usados nas diferentes simulações como condições iniciais, de contorno e para fins de validação. Na metodologia é feita uma breve descrição do modelo climático regional RegCM4 utilizado na realização das simulações numéricas, os índices de aridez de Budyko e UNEP para a caracterização de biomas, o desenho dos experimentos realizados e a forma de avaliação.

3.1 Dados

Reanálise ERA-Interim (EIN15)

Os dados de reanálise ERA-Interim (EIN15) foram usados como condições iniciais e de contorno nos experimentos numéricos de controle e sensibilidade. Estes foram gerados pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), representa a terceira geração de reanálise de dados do ECMWF (BERRISFORD et al., 2009). Neste sistema os dados observados (radiossonda, boias, estações meteorológicas, satélites, etc.) são combinados com as saídas do modelo global espectral T255L60, e usando um método de assimilação de dados tipo variacional em 4 dimensões (4D-Var) é realizada uma nova análise para gerar um conjunto de dados meteorológicos denominado de reanálise, porque é retrospectiva ou seja, recria as análises do passado usando um sistema de assimilação moderno e congelado no tempo. Os dados necessários para integrar o modelo regional incluem a altura geopotencial, vento zonal, vento meridional, temperatura e umidade relativa. Esta reanálise está disponível desde janeiro de 1979 até o presente com um espaçamento de grade de 1,5° de latitude por 1,5° de longitude, com 37 níveis verticais de pressão e frequência temporal a cada 6 horas (DEE et al., 2011).

As principais vantagens do EIN15 em comparação as outras reanálises (NCEP, MERRA, ERA40, ERA15, JRA25) são que o modelo global usado possui alta resolução vertical e horizontal, e o sistema de assimilação usa o método variacional 4D. Além disso, apresenta uma nova forma de análise da umidade e melhorias na física do modelo com relação as suas anteriores versões ERA40 e ERA15. Estes dados estão disponíveis gratuitamente no site: http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_{-}moda/.

Modelo acoplado ECHAM5/MPI-OM (EH5OM)

O modelo climático global acoplado atmosfera-oceano-gelo ECHAM5/MPI-OM (JUNGCLAUS et al., 2006) é baseado no modelo atmosférico do European Centre/Hamburgo (ECHAM). A componente oceano-gelo é representada pelo Max Planck Institute Ocean Model (MPI-OM) e o acoplador Ocean-Atmospheric-Sea Ice-Soil (OASIS), a seguir chamado somente de EH5OM. Segundo Reichler e Kim (2008), o EH5OM é um dos modelos mais bem sucedidos em simular o clima do século XX, numa inter-comparação de 22 modelos acoplados (CMIP3).

O ECHAM5 é a quinta geração do modelo atmosférico de circulação global ECHAM do Instituto Max Planck, o qual foi desenvolvido a partir do modelo operacional de previsão do ECMWF (EC) e as parametrizações físicas desenvolvidas em Hamburgo (HAM) no MPI. O modelo é usado em integrações climáticas, conta com um núcleo dinâmico espectral que resolve as equações para vorticidade, divergência, temperatura e logaritmo de pressão em termos de harmônicos esféricos com uma truncação triangular T63 ($1,875 \times 1,875$), resolução vertical de 31 níveis (híbridos) e topo em 10 hPa (ROECKNER et al., 2003).

O modelo oceânico de circulação global MPI-OM é um modelo de equações primitivas, inclui os efeitos do gelo do mar e tem uma resolução de $1,5^\circ$ latitude por $1,5^\circ$ longitude e 40 níveis na vertical (MARSLAND et al., 2003). Usa na horizontal uma grade C e um esquema semi-implícito para resolver a parte barotrópica. As variáveis prognósticas são u, v, w , temperatura e salinidade.

O acoplamento da atmosfera e o oceano, por meio do OASIS (VALCKE et al., 2006), tem uma frequência diária, é conservativo e sem ajustamento de fluxo.

Vários experimentos usando o modelo ECHAM5 foram realizados no contexto do AR4 para o século XX. Estes usaram concentrações reais de gases e aerossóis relevantes na simulação do clima (CO_2 , CH_4 , N_2O , $CFCs$, O_3 , e sulfato), que desprezam o aumento de CO_2 após o ano 2000. Foram realizadas três simulações para o período 1900-2000 partindo de diferentes condições de uma integração controle para a era pré-industrial, denominada de 20C3M. Para o clima futuro outras três simulações (membros) baseados no cenário A1B do SRES foram realizados como continuação dessas rodadas do clima presente.

Neste trabalho foram utilizadas como forçantes do RegCM4 as integrações para o clima presente ou referência (20C3M) e para as projeções futuras (A1B), ou

seja, como condições iniciais e de contorno nos experimentos denominados RF-EH5OM (clima presente, 1989-1999) e A1B-EH5OM (clima futuro, 2089-2099). Os dados são disponibilizados publicamente em (<http://www.ipcc-data.org/ar4/model-MPIM-ECHAM5.html>).

Temperatura da superfície do mar (TSM)

A TSM foi elaborada pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), usando o método de interpolação ótima (Optimum Interpolation - OI) descrito em Reynolds et al. (2002). Estes são produzidos semanalmente a partir de dados observados (in situ) e de satélite numa resolução espacial de 1,0° de latitude por 1,0° de longitude desde 1989. Finalmente esses dados e a TSM média mensal simulada, para os períodos presente (1989-1999) e futuro (2089-2099), pelo modelo MPI-OM foram usados como fronteira inferior para os experimentos descritos na metodologia.

Global Precipitation Climatology Project (GPCP)

Dados do GPCP foram produzidas pelo “World Climate Research Program” (WCRP) da Organização Meteorológica Mundial (OMM) para quantificar e identificar a distribuição da precipitação global (KIDD, 2001). Esta base de dados combina estimativa de chuva por satélite com medições obtidas através de pluviômetros (HUFFMAN et al., 1997; ADLER et al., 2003). As médias mensais (mm dia⁻¹) de precipitação tem resolução de 2,5° de latitude por 2,5° de longitude. Esta base de dados cobre áreas oceânicas e continentais desde 1979 até o presente (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcp.html>). Nosso caso, estes dados de precipitação foram usadas para fins de validação.

Climatic Research Unit (CRU)

O conjunto de dados do clima global da unidade de pesquisas climáticas (Climate Research Unit CRU) da University of East Anglia (UEA), foi compilado por New et al. (1999) a partir de dados de estações de superfície espalhadas por todo o globo. Estes dados foram interpolados em função da latitude, longitude e elevação para uma grade homogênea de resolução 0,5° de latitude por 0,5° de longitude. Adicionalmente foi aplicado um mascaramento do oceano, obtendo-se apenas dados referentes à superfície continental (MITCHELL; JONES, 2005). Os dados CRU estão

disponíveis em escala temporal mensal, compreendendo um conjunto de variáveis tais como: temperatura máxima, temperatura mínima, temperatura média, precipitação, evapotranspiração potencial, etc.. Neste trabalho foram considerados a temperatura, precipitação e fração de cobertura de nuvens média com fins de validação. (<http://users.ictp.it/~pubregcm/RegCM4/globedat.htm>).

Surface Radiation Budget (SRB)

O projeto SRB faz parte do programa integrado de pesquisa da National Aeronautics and Space Administration (NASA)/ Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX), para obter dados de radiação na superfície. O SRB foi desenvolvido pelo Centro de Pesquisa Langley (Langley Research Center-LaRC) para calcular a radiação de onda longa e onda curta na superfície (WILBER et al., 1999; GUPTA et al., 2001). Estes dados são derivados de informações da estrutura vertical da atmosfera e das propriedades da superfície juntamente com dados de satélites, com resolução espacial de 1° de latitude por 1° de longitude, com uma frequência temporal média de 3 horas, médias diárias e médias mensais. Estes dados encontram-se disponíveis desde 1983 até 2007. A documentação do conjunto de dados SRB apresenta estimativa de erros no balanço de onda curta e onda longa, de aproximadamente 5 e 10 W m⁻², respectivamente.

Foram usadas as médias mensais do saldo de radiação à superfície com o intuito de validar a capacidade do modelo em representar os fluxos de radiação no clima presente (https://eosweb.larc.nasa.gov/project/srb/srb_table).

Concentração dos Gases de efeito estufa (GEE)

As concentrações dos GEE para o período atual (1989-1999) são os valores estimados e mostrados no SRES (2000) (Figura 3.1a). Para simulações futuras estas dependem do cenário considerado, neste caso utilizou-se o cenário A1B. Este representa um cenário de emissão intermediário que apresenta um crescimento econômico muito rápido, onde o crescimento da população atinge o pico máximo na metade do século XXI e posteriormente declina, e também se considera a introdução de novas e mais eficientes tecnologias, as quais se caracterizam por um equilíbrio no uso de todas as fontes de energia (fósseis e não fósseis). Sob este cenário assume-se que a emissão dos GEE aumenta durante as primeiras décadas do século XXI e começa a decair a partir de 2050 (Figura 3.1b).

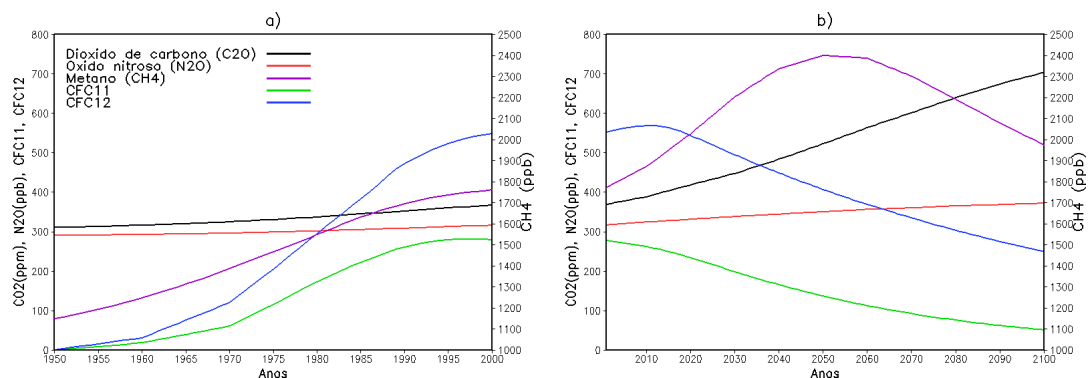


Figura 3.1 - Concentração dos GEE: a) observados: 1950 a 2000 e b) cenário A1B SRES: 2000 a 2100.

Fonte: Adaptado do IPCC (2007b)

3.2 Metodologia

3.2.1 Modelo climático regional RegCM4

O modelo climático regional RegCM4 foi originalmente desenvolvido no NCAR e atualmente mantido pelo grupo de Física do Tempo e Clima do ICTP (GIORGI et al., 2012). O RegCM4 que foi utilizado neste trabalho é uma versão melhorada do RegCM3, descrito por Pal et al. (2007). A componente do núcleo dinâmico é baseada no modelo de mesoescala de quinta geração (MM5), do NCAR-Pennsylvania State University (PSU) (GRELL, 1993). Este é um modelo de área limitada, hidrostático, equações para atmosfera compressível, com discretização em diferenças finitas que utiliza uma grade tipo B de Arakawa (onde as variáveis vetoriais estão alternadas com respeito às variáveis escalares), usa coordenada vertical sigma (σ), cujos níveis acompanham a forma da topografia próxima à superfície e nos níveis superiores se tornam planos.

O esquema radiativo é baseado no modelo climático global comunitário de terceira geração (Community Climate Model - CCM3) do NCAR (KIEHL et al., 1996), no qual as taxas de aquecimento e fluxos à superfície para a radiação de ondas curta e longa sob condições de céu claro e nublado são calculados separadamente. Os cálculos de transferência radiativa consideram os efeitos dos gases CO_2 , H_2O e O_3 no infravermelho e dos gases CO_2 , H_2O , O_3 e O_2 para radiação solar. O esquema

inclui também os efeitos dos GEE (NO_2 , CH_4 , CFCs), aerossóis atmosféricos e água de nuvem.

Para descrever os processos da interação solo, superfície e atmosfera foi usado o esquema Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) descrito por Dickinson et al. (1993). O BATS simula a troca de calor, umidade e momento entre a atmosfera e superfície. Este esquema inclui uma camada de vegetação, uma camada de neve, e três camadas no solo: superficial (10 cm), zona radicular (1-2 m) e uma mais profunda (3 m). Os cálculos da hidrologia do solo incluem equações prognósticas para o conteúdo d'água nas camadas de solo. Estas equações levam em conta a precipitação, neve derretida, gotejamento das folhas na copa, evapotranspiração, escoamento superficial, infiltração abaixo da zona raiz, o intercâmbio e a difusão de água entre as camadas do solo. A formulação do movimento da água no solo é obtida a partir de um ajuste para os resultados do modelo de solo de alta resolução (DICKINSON, 1984), e as taxas de escoamento à superfície são expressas como funções das taxas de precipitação e do grau de saturação de água no solo, onde as taxas de evapotranspiração na superfície dependem da disponibilidade de água no solo. A Figura 3.2 mostra as principais componentes do esquema BATS.

Zhang et al. (2008) e da ROCHA et al. (2012) mostraram que o modelo RegCM3 tem dificuldades em representar a umidade de solo observada nas camadas mais profundas da floresta amazônica (zona de raízes), a qual normalmente é subestimada como mostrado em Seth et al. (2007). Neste trabalho foram modificados alguns parâmetros do BATS associados a denominada “cobertura tipo 6 ou floresta tropical”: i.e., a razão de distribuição de raízes entre a camada do solo superior e a da zona de raízes (*rootf*); a profundidade total das camadas no solo e na zona da raízes (*deptv* e *deptrv*, respectivamente) e o valor da condutividade hidráulica saturada na última camada do solo (*xkmx2*), baseados nos resultados apresentados em da ROCHA et al. (2012).

Na presente versão do esquema de superfície, estão disponíveis 22 tipos de cobertura, que baseiam-se no Global Land Cover Characteristics (GLCC) do United States Geological Survey (USGS), com resolução espacial de 30 segundos (LOVELAND et al., 2000). Cada ponto de grade do modelo é representado pela classe do solo e o tipo de vegetação dominante (Figura 3.3). A topografia com 1 km de resolução foi obtida do USGS.

Os processos úmidos no RegCM4 são parametrizados considerando um esquema de convecção para cumulus profundo e um esquema de precipitação na escala de grade.

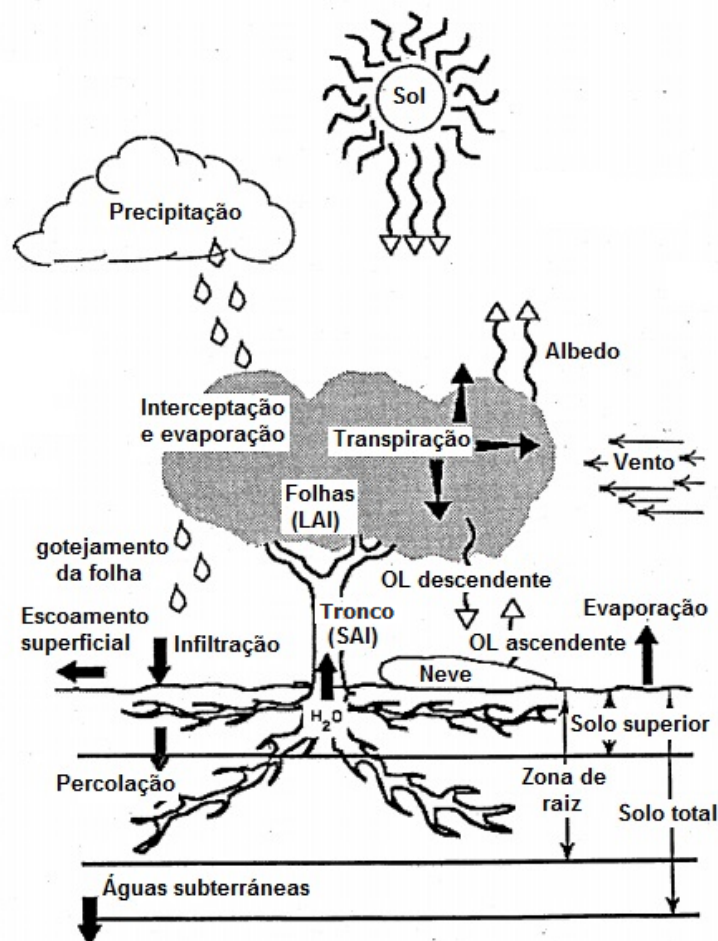


Figura 3.2 - Principais componentes do esquema de interação Solo-superfície-atmosfera BATS.

Fonte: Adaptado de Dickinson et al. (1993).

Este último é essencialmente baseado na parametrização SUB-grid EXplicit (SUBEX) de Pal et al. (2000), que é um esquema de microfísica simplificado que resolve apenas a equação prognóstica para a água das nuvens, a qual é usada diretamente na parametrização de transferência radiativa.

O modelo possui várias opções para tratar a convecção cúmulos. A primeira é a versão simplificada do esquema tipo Kuo de Anthes et al. (1987), o segundo e mais usado é o esquema de Grell (1993) que foi implementado por Giorgi et al. (1993b) e, por último, o esquema Emanuel denominado Massachusetts Institute of Technology (MIT) (EMANUEL, 1991; EMANUEL; ZIVKOVIC-ROTHMAN, 1999), que foi introduzido no RegCM3 por Pal et al. (2007). Neste trabalho a configuração “DRY” descrita em Giorgi et al. (2012) foi utilizada para as simulações, onde foi modificado o parâme-

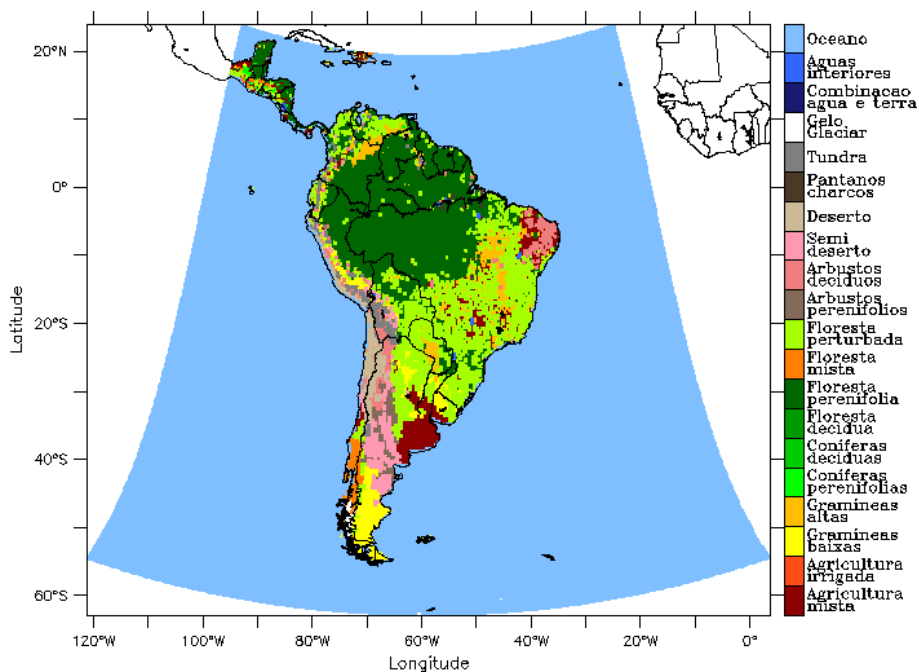


Figura 3.3 - Mapa de uso e cobertura da terra para a América do Sul segundo o BATS.

tro associado a eficiência da precipitação na parametrização cumulus Grell (P_{eff}), ou seja, a fração de precipitação evaporada no fluxo para baixo (downdraft). Adicionalmente, foi alterado o período de tempo convectivo, associado ao fechamento Fritsch-Chappell, onde a energia disponível é dissipada ($dtauc$) seguindo da ROCHA et al. (2012). Também foi utilizado um esquema misto de convecção: o esquema MIT sobre o oceano e Grell sobre continente. Esta configuração apresenta uma representação razoável do clima presente sobre América do Sul, como ressaltado por Giorgi et al. (2012), sendo possível fazer melhores ajustes para conseguir uma reprodução mais fiel da realidade. No entanto, esta tarefa não faz parte do escopo deste trabalho.

Um resumo das modificações no RegCM4 que permitiram representar melhor a umidade na camada profunda na região da floresta amazônica (no BATS), assim como os associados a configuração “DRY” (convecção) encontram-se na Tabela 3.1.

Destaca-se que o RegCM4 é um modelo comunitário, de código aberto (público), altamente paralelizado em duas dimensões (2D) usando Message Passing Interface (MPI) e/ou Open MultiProcessing (OpenMP), amigável, portátil usando diversos compiladores (livres: gnu, intel e/ou comerciais: pgi) e plataformas computacionais (desde PC até supercomputadores), e pode ser aplicado a qualquer região do mundo. Ademais, o RegCM4 pode trabalhar com diferentes dados de entrada como condições iniciais e de fronteira: reanálises NCEP (CFRS, NCEP/NCAR,

Tabela 3.1 - Alterações na configuração default do RegCM4 realizadas neste estudo: *deptv* é a profundidade total do solo (m); *deptrv* é a profundidade da zona de raízes (m); *rootf* é a razão de distribuição de raízes entre a camada do solo superior e a da zona de raízes; *xkmx2* é a condutividade hidráulica saturada na última camada do solo (mm s^{-1}); *dtauc* é o período de tempo convectivo (min); *P_{eff}* é a eficiência da precipitação convectiva.

Parâmetros	Default	CTRL
<i>deptv</i> (m)	3,0	4,5
<i>deptrv</i> (m)	1,5	3,0
<i>rootf</i>	0,8	0,4
<i>xkmx2</i> (mm s^{-1})	$4,0 \times 10^{-4}$	$1,6 \times 10^{-4}$
<i>dtauc</i> (min)	30	25
<i>P_{effmin.}</i>	0,25	0,25
<i>P_{effmax.}</i>	0,50	1,00

NCEP/DOE), ECMWF (ERA-Interim, ERA40, ERA15) e diversos modelos acoplados globais (ECHAM5/MPI-OM, HadCM, etc.). Ele é suportado através da Rede Regional de Pesquisa do Clima, ou RegCNET, e uma ampla rede de cientistas coordenados pelo ICTP. (<https://users.ictp.it/RegCNET/>). Além das características acima mencionadas o RegCM4 apresenta outras configurações que são resumidas na Tabela 3.2.

Como conhecido, o desempenho dos RCMs depende do domínio, resolução, forçante (condições iniciais e de fronteira) e período de análise escolhidos (GIORGI; MEARNs, 1999). Para isto, o RegCM4 possui interfaces de pré-processamento que facilita a realização destas tarefas, ou seja, o usuário pode definir o domínio, a resolução, o tipo de forçante e os períodos que são estudados. Em geral o domínio de integração deve ser o suficientemente grande para permitir que o RCM desenvolva sua própria circulação, sendo que as áreas de interesse devem localizar-se afastadas das fronteiras. Estas por sua vez devem ser regiões onde a forçante é realista e normalmente se localizam sobre os oceanos para evitar a proximidade da linha costeira e de topografias íngremes, como no caso de América do Sul. O domínio escolhido (Figura 3.4) segue o projeto Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (CORDEX), que é um esforço internacional para regionalizar projeções climáticas ao redor do mundo usando RCMs (GIORGI et al., 2009). Este compreende toda a região de América do Sul, centrado em 22°S e 59°W com um espaçamento de grade horizontal de 50 km (192×202 pontos), 18 níveis sigma na vertical, e topo em 50 hPa. A grade do modelo climático regional RegCM4 é definida sob uma projeção Mercator Rotada. Este sistema de coordenadas consiste em girar toda grade geográfica das latitudes

Tabela 3.2 - Principais características do modelo climático regional RegCM4. (* indica opções físicas usadas neste trabalho.)

Características		Opções disponíveis
Coordenada vertical		σ
Grade horizontal		B-Arakawa
Dinâmica		Hidrostática (GIORGI et al., 1993a)
Física	Transferência radiativa	CCM3 modificado (KIEHL et al., 1996)
	Camada limite Planetária	Holtslag modificado (HOLTSLAG et al., 1990)* UW-PBL (BREHERTON et al., 2004)
	Convecção Cumulus	Kuo simplificado (ANTHES et al., 1987) Grell (GRELL, 1993)* MIT (EMANUEL; ZIVKOVIC-ROTHMAN, 1999)* Tiedtke (TIEDTKE, 1989)
	Microfísica	SUBEX (PAL et al., 2000)*
	Superfície do solo	BATS (DICKINSON et al., 1993)* Sub-grade BATS (GIORGI et al., 2003) CLM (STEINER et al., 2009)
	Fluxos do oceano	BATS (DICKINSON et al., 1993) Zeng (ZENG et al., 1998)* TSM diurna (ZENG; BELJAARS, 2005)
	Interação com aerossóis	Orgânico, black carbono (SOLMON et al., 2006) Pó (ZAKY et al., 2006) Sal marinho (ZAKY et al., 2008)
Fronteira		Relaxação exponencial
Finalidade/origem		Clima

Fonte: Adaptado de Giorgi et al. (2012)

e longitudes do globo, de tal maneira que a interseção do equador e meridiano de 0° do sistema transformado coincida com o centro do domínio do modelo. O sistema transformado conta com uma série de vantagens, tais como, grades horizontais uniformemente espaçadas, problemas de convergência dos meridianos minimizados e um passo de tempo adequado na integração do modelo.

Os dados do ERA-Interim (EIN15) e do ECHAM5/MPI-OM (EH5OM) disponíveis em níveis de pressão foram usados como condição inicial e de fronteira para os diferentes experimentos realizados, sendo interpolados para níveis sigma e à grade do RegCM4, na vertical e horizontal, respectivamente. As condições de fronteira foram atualizadas a cada 6 horas, interpolados linearmente entre esses períodos, seguindo o método de relaxação exponencial descrito em Giorgi et al. (2012).

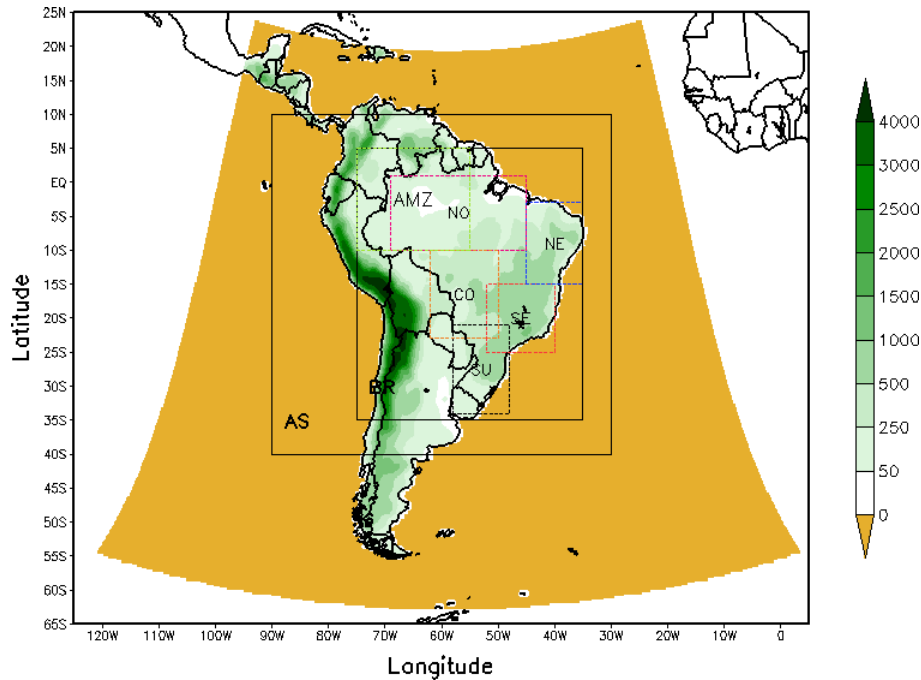


Figura 3.4 - Domínio de integração e topografia (m) com espaçamento de grade de 50 km do modelo RegCM4. Áreas de análise: AMZ: Amazônia (10°S-5°N, 75-55°W); NO: Norte (10°S-1°N, 69-45°W); CO: Centro Oeste (23-10°S, 62-50°W); NEB: Nordeste (15-3°S, 45-35°W), SE: Sudeste (25-15°S, 52-40°W); SU: Sul (34-21°S, 58-48°W), BR: Brasil (35°S-5°N, 75-35°W) e AS: América do Sul (40°S-10°N, 90-30°W).

3.2.2 Caracterização de Biomas

Com o intuito de caracterizar os biomas nas simulações numéricas foram usados os índices de aridez de Budyko e UNEP. Deve-se ressaltar que estes índices são muito simples na sua formulação, baseando-se apenas no balanço anual da precipitação, evapotranspiração potencial (*ETP*) e no saldo de radiação à superfície. Além, estes índices foram desenvolvidos para regiões de clima seco (BUDYKO, 1958).

Os valores de precipitação e o saldo de radiação à superfície são diretamente fornecidos pelo modelo RegCM4. A *ETP* foi calculada usando a formula derivada por Thornthwaite (1948).

Thornthwaite (1948) baseado em observações lisimétricas e perdas d'água na região central dos Estado Unidos, calculou a *ETP*, em função da temperatura média mensal do ar T_n .

Quando $0 < T_n < 26,5 \text{ } ^\circ\text{C}$

$$ETP_n = 16 \times \left(\frac{10 \times T_n}{I} \right)^a \quad (3.1)$$

$$I = \sum_{n=1}^{12} i_n \quad (3.2)$$

$$i_n = \left(\frac{T_n}{5} \right)^{1,514} \quad (3.3)$$

$$a = 6,75 \times 10^{-7} \times I^3 - 7,71 \times 10^{-5} \times I^2 + 1,79 \times 10^{-2} \times I + 0,49239 \quad (3.4)$$

e quando $T_n \geq 26,5$ °C

$$ETP_n = -415,85 + 32,24 \times T_n - 0,43 \times (T_n)^2 \quad (3.5)$$

onde:

ETP_n : Evapotranspiração potencial do mês "n" (cm mês⁻¹)

T_n : Temperatura média do ar do mês "n" (°C).

I : Índice térmico anual ou índice de calor anual.

i_n : Índice térmico do mês "n".

a : Constante que varia de local para local.

A ETP mensal é corrigida de acordo à duração do fotoperíodo e ao número de dias do mês "n":

$$ETP_{corr} = ETP \times \frac{N}{12} \times \frac{M}{30} \quad (3.6)$$

onde:

ETP_{corr} : ETP corrigida (cm mês⁻¹).

N : Fotoperíodo de acordo com a latitude local (horas).

M : Número de dias do mês.

Finalmente, a ETP média anual é:

$$ETP = \sum_{n=1}^{12} ETP_n \quad (3.7)$$

Índice de Aridez de Budyko (AI_B)

Em 1958, Budyko propôs uma classificação simples do clima, porém altamente generalizada com base no balanço de energia. O índice de aridez de Budyko (AI_B) é definido como:

$$AI_B = \frac{R}{PL} \quad (3.8)$$

R é o saldo de radiação média anual na superfície, P é a precipitação média anual e L é o calor latente de evaporação ($2,45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$). A deficiência hídrica relativa à aridez provocada pela disponibilidade de energia radiativa na superfície pode ser associada a diferentes tipos de clima, baseados em sua disponibilidade de umidade (BUDYKO, 1958). Os limiares para os diferentes regimes climáticos e biomas associados são mostrados na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 - Classificação climática de Budyko e os biomas associados.

Índice	Clima	Bioma
$0 < AI_B \leq 1,1$	Úmido (umidade excedente)	Estepe a floresta
$1,1 < AI_B \leq 2,3$	Semi-úmido (umidade moderadamente insuficiente)	Savana
$2,3 < AI_B \leq 3,4$	Semi-árido (umidade insuficiente)	Semi-deserto
$3,4 < AI_B \leq 10$	Árido (umidade fortemente insuficiente)	Deserto
$AI_B > 10$	Hiper-árido (umidade extremadamente insuficiente)	Deserto

Por meio deste índice (AI_B) foi possível identificar as características climáticas locais da superfície baseando-se apenas no saldo de radiação à superfície e na pre-

cipitação, fornecidas pelo modelo. Os valores de $AI_B < 1,1$ correspondem a um regime úmido, considera-se que baixos valores do AI_B referem-se a floresta tropical chuvosa, enquanto valores próximos a 1 são característicos da floresta tropical de transição (estepe a floresta). Portanto, assumimos que valores entre $0 < AI_B \leq 0,7$ e $0,7 < AI_B \leq 1,1$ correspondem aos biomas floresta tropical chuvosa e estepe a floresta, respectivamente.

Também com a temperatura média, a ETP e o AI_B se calcula o índice de Budyko modificado que permite caracterizar melhor os tipos de biomas associados ao clima que com a formulação original de Budyko (1958).

O índice de Budyko modificado para 16 tipos de vegetação é mostrado na Tabela 3.4 (MONSERUD et al., 1993).

Índice de Aridez UNEP (AI_U)

Para identificar as áreas suscetíveis a desertificação, a Organização das Nações Unidas (ONU) em 1992 propõe o índice de aridez AI_U , que é uma classificação simples do clima. O índice da UNEP é definido como:

$$AI_U = \frac{P}{ETP} \quad (3.9)$$

Onde, P é a precipitação anual e ETP é a evapotranspiração potencial anual.

No cálculo do AI_U , a ETP corrigida é utilizada. Os limiares para os diferentes regimes climáticos são definidos como mostrados na Tabela 3.5, baseadas no déficit hídrico.

Por meio deste índice (AI_U) foi possível identificar as características climáticas locais da superfície nos experimentos de sensibilidade, baseando-se apenas na precipitação e evapotranspiração potencial. Isso permitiu identificar as regiões que sofreram mudanças no bioma devido ao efeito de aquecimento.

3.2.3 Experimentos

Na simulação do clima presente o RegCM4 foi forçado com dados da reanálise EIN15 e com os provenientes do modelo AOGCM EH5OM, para o período de 1989-1999. Já as simulações dos cenários futuros foram rodadas com dados de reanálise EIN15 e

Tabela 3.4 - Limites que definem o Índice de Budyko modificado para 16 tipos de vegetação. ETP é a evapotranspiração potencial (cm ano^{-1}), Tm_q é a temperatura média do mês mais quente ($^{\circ}\text{C}$) e AI_B é o índice de Aridez de Budyko. Os limites inferior (L_i) e superior (L_s) são maiores/iguais e menores aos valores mostrados, respectivamente.

Bioma	ETP (cm ano^{-1})		Tm_q ($^{\circ}\text{C}$)		AI_B	
	L_i	L_s	L_i	L_s	L_i	L_s
Gelo/deserto polar	0	50	-	0	-	-
Tundra	0	50	0	10	-	-
Taiga	0	50	-	-	-	1,5
Taiga continental	0	50	-	-	1,5	2,5
Estepe continental	0	50	-	-	2,5	3,3
Floresta decídua	50	100	-	-	-	1,5
Estepe temperada	50	100	-	-	1,5	3,3
Floresta mista/ decídua subtropical	100	125	-	-	-	1,5
Xerófitas/ arbustos subtropicais	100	125	-	-	1,5	2,5
Estepe subtropical	100	125	-	-	2,5	3,3
Floresta tropical chuvosa	125	-	-	-	-	0,8
Floresta tropical sazonal	125	-	-	-	0,8	1,2
Savana tropical	125	-	-	-	1,2	2,5
Arbusto tropical	125	-	-	-	2,5	3,0
Estepe tropical	125	-	-	-	3,0	3,3
Deserto	0	-	-	-	3,3	-

Fonte: Adaptado de Monserud et al. (1993).

Tabela 3.5 - Idem à Tab. 3.3, para a UNEP.

Índice	Clima	Bioma
$AI_U \geq 1$	Úmido	Floresta
$0,65 \leq AI_U < 1$	Sub-úmido úmido	Estepe
$0,5 \leq AI_U < 0,65$	Sub-úmido seco	Savana
$0,2 \leq AI_U < 0,5$	Semi-árido	Semi-deserto
$0,05 \leq AI_U < 0,2$	Árido	Deserto
$AI_U < 0,05$	Hiper-árido	Deserto

incremento de 3 °K de temperatura, seguindo a metodologia de Schär et al. (1996), e com projeções do EH5OM para o cenário A1B (SRES, 2000) durante o período de 2089-2099. Em ambos os casos de clima presente e futuro foram simulados um período de 11 anos, sendo descartado o primeiro ano por considerações de *spin-up*. Este período foi considerado o tempo necessário para alcançar um equilíbrio dinâmico entre as condições iniciais e a física interna do modelo, principalmente para a estabilização da umidade nas camadas mais profundas do solo (GIORGI; MEARNES, 1999). Este período depende da variável e do modelo utilizado, porém de acordo com a experiência com o RegCM4 consideramos como o tempo apropriado. Por exemplo, no experimento controle a umidade do solo na zona das raízes para a região da Amazônia (Figura 3.5) demora 1 ano de integração contínua para se estabilizar.

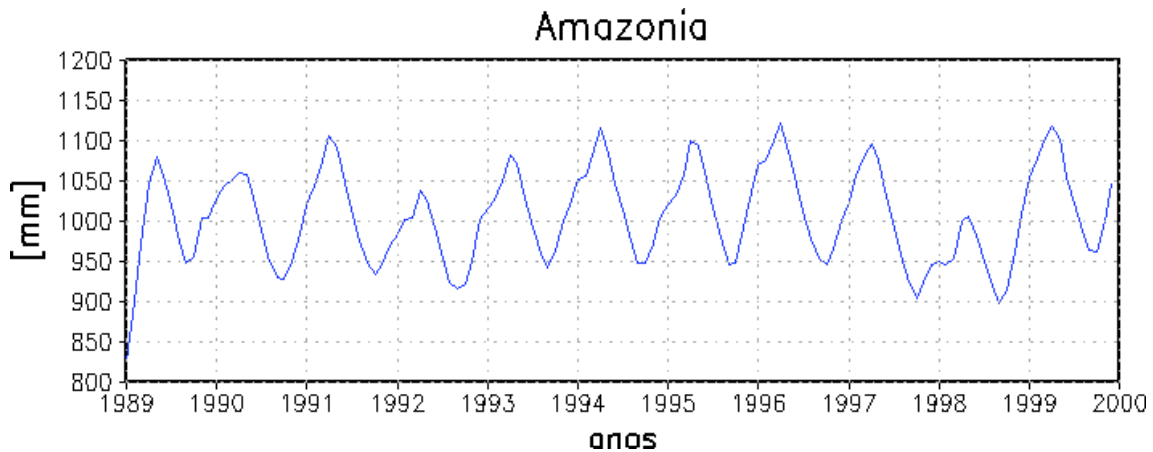


Figura 3.5 - Série temporal do conteúdo de água do solo (mm) na zona de raízes, para a Amazônia. Período de 1989 a 1999.

a) Controle (CTRL)

No experimento controle foi verificada a representação do clima presente simulado pelo modelo climático regional RegCM4, considerando que as condições iniciais e de fronteira são “perfeitas” já que provém da reanálise ERA-Interim. Destaca-se que a utilização, em geral, de forçantes provenientes de AOGCMs tem desempenho inferior na reprodução do clima regional sobre a América do Sul, como por exemplo em Seth et al. (2007), e como será mostrado quando o modelo é forçado com condições fornecidas pelo EH50M.

b) Pseudo-aquecimento (AQ)

No experimento AQ a metodologia descrita por Schär et al. (1996), empregada nos estudos de Seneviratne et al. (2002) e Winter e Eltahir (2012), entre outros, foi utilizada para criar uma climatologia regional sob um pseudo-efeito estufa. Essencialmente, as temperaturas na coluna atmosférica provenientes das reanálises ERA-Interim e da superfície do mar foram incrementadas em 3 °K durante todo o período de integração nas fronteiras, mantendo a umidade relativa inicial, que implica em um ambiente mais quente e úmido como esperado durante uma mudança climática provocada por aquecimento global.

Além disso, foi duplicada a concentração atual dos GEE. Pretendeu-se com este experimento verificar os efeitos do aquecimento da atmosfera sobre a hidrologia na região sul-americana. As diferenças entre o experimento CTRL e o AQ possivelmente indicarão como os processos na superfície serão afetados num provável cenário futuro.

c) Desmatamento (DMT)

No experimento DMT foi realizada uma simulação de desmatamento da área de floresta tropical no CTRL, em que a vegetação da floresta tropical (denominada tipo 6 no BATS) foi substituída por grama (tipo 2 no BATS) (ver Figura 3.6). Comparações com experimentos similares foram realizadas e discutem-se as principais diferenças encontradas. Destaca-se que na elaboração da reanálise, usada neste experimento como condições iniciais e de fronteira, não foram eliminados os efeitos provocados pelo desmatamento. Embora se assuma que estes impactos regionais e remotos sejam pequenos é importante destacar que estes problemas existem e estão inclusos no processo.

Consideram-se três regiões (Figura 3.6): ao norte, centro e sul da Amazônia para

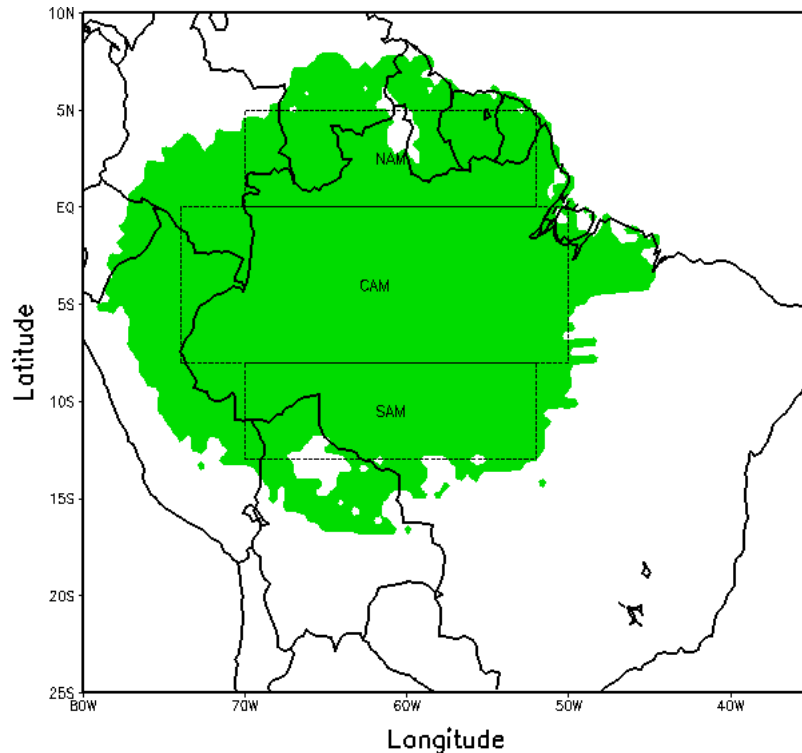


Figura 3.6 - Mapa da América do Sul representando a região da floresta amazônica desmatada e áreas de análise: NAM: Norte da Amazônia (0°-5°N, 70-52°W); CAM: Centro da Amazônia (8°S-0°, 74-50°W) e SAM: Sul da Amazônia (13-8°S, 70-52°W).

discutir os efeitos regionais do desmatamento e pseudo-cenário de aquecimento global sobre a região. Isso ocorre porque as mudanças são diferentes nessas regiões, como será mostrado no Capítulo 5.

d) Pseudo aquecimento + Desmatamento (AQ+DMT)

No experimento AQ+DMT será analisado o efeito conjunto do desmatamento e pseudo-aquecimento da atmosfera sobre o clima regional. Neste experimento a configuração é igual à do experimento DMT, porém foi adicionada na forçante as alterações descritas para o experimento AQ.

e) Clima presente (RF)

No experimento RF o RegCM4 foi forçado usando as saídas do modelo acoplado EH5OM para o período similar ao experimento CTRL. Foi avaliado o grau de

fidelidade da reprodução do clima presente nas simulações de um dos modelos mais utilizados nas projeções do clima futuro. Destaca-se que este experimento usa um membro do conjunto de rodadas do modelo acoplado EH5OM que estão disponíveis publicamente.

f) Clima futuro (FUT)

Finalmente, no experimento FUT a projeção futura do clima regional do cenário A1B do EH5OM foi utilizada como forçante do RegCM4. Comparações entre os resultados dos experimentos AQ e FUT foram realizadas, ambos sob o efeito de pseudo-aquecimento global.

O resumo dos experimentos mencionados encontram-se na Tabela 3.6.

Tabela 3.6 - Resumo e principais características dos experimentos realizados com o modelo climático regional RegCM4.

Experimento	Período de análise	Condições iniciais e de fronteira		Alterações
		Atmosfera	Oceano	
CTRL	1990-1999	ERA-Interim	OI	—
AQ	1990-1999	ERA-Interim	OI+3 °K	T+3 °K, 2 × GEE
DMT	1990-1999	ERA-Interim	OI	AMZ
AQ+DMT	1990-1999	ERA-Interim	OI+3 °K	T+3 °K, 2 × GEE, AMZ
RF	1990-1999	ECHAM5	MPI-OM	Cenário Referência
FUT	2090-2099	ECHAM5	MPI-OM	Cenário A1B

3.2.4 Avaliação das simulações

Previamente, as integrações CTRL e RF usando as reanálises E15 e as saídas do EH5OM, respectivamente, foram comparadas sobre a região sul-americana com o intuito de se estabelecer o grau de similaridade e as principais diferenças do clima presente entre ambas forçantes. Foi analisado neste caso o grau de influência da forçante na simulação do clima regional ou “garbage-in/garbage-out” (GIORGIO; MEARNES, 1991), antes mesmo de utiliza-los para os experimentos de mudança climática.

Foram definidas para análise as seis principais regiões sobre o Brasil, a região do Brasil como um todo e a região de América do Sul, no total são oito áreas, dentro

do domínio de integração do modelo como mostrado na Figura 3.4. Objetiva-se com isso verificar o grau de confiabilidade do clima simulado para posterior discussão dos resultados.

Para avaliar o desempenho espacial do modelo foram usadas as seguintes estatísticas: *Viés* (erro sistemático), *RMS* (erro aleatório) e coeficiente de correlação (ρ), que em conjunto permitiram reforçar a confiabilidade dos resultados da simulação controle.

Assim, a diferença média entre o modelo (M) e observado (O) é conhecida como viés, que é definido:

$$Viés = \bar{M} - \bar{O} = \sum(M - O) \quad (3.10)$$

sendo \bar{M} e \bar{O} as médias do modelo e observado respectivamente, definidas como:

$$\bar{M} = \sum M \quad e \quad \bar{O} = \sum O \quad (3.11)$$

o RMS e o ρ são definidas em função da anomalia ($M' = M - \bar{M}$ e $O' = O - \bar{O}$) entre o modelo e o valor observado.

$$RMS = \left(\frac{1}{N} \sum (M' - O')^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.12)$$

$$\rho = \frac{\sum M'O' - \sum M' \sum O'}{((\sum M'^2 - (\sum M')^2)(\sum O'^2 - (\sum O')^2))^{\frac{1}{2}}} \quad (3.13)$$

onde o somatório é feito no domínio, N é o número de pontos considerados.

Adicionalmente, para avaliar a destreza da simulação do modelo em representar as categorias de precipitação (fracas, leves, moderadas e fortes) foram usadas os índices Bias Score (BS), Threat Score (TS), Equitable Threat Score (ETS) e Equitable Skill Score (ESS) na área do Brasil (BR).

$$BS = \frac{F}{O} \quad (3.14)$$

$$TS = \frac{H}{F + O - H} \quad (3.15)$$

$$ETS = \frac{H - CH}{F + O - H - CH} \quad (3.16)$$

$$CH = \frac{F \times O}{im \times jm} \quad (3.17)$$

$$ESS = W11 * P11 + W12 * P12 + W21 * P21 + W22 * P22 \quad (3.18)$$

sendo,

$$P11 = \frac{H}{im * jm}, \quad W11 = \frac{im * jm - O}{O} \quad (3.19)$$

$$P12 = \frac{O - H}{im * jm}, \quad W12 = -1 \quad (3.20)$$

$$P21 = \frac{F - H}{im * jm}, \quad W21 = -1 \quad (3.21)$$

$$P22 = \frac{im * jm - O - F + H}{im * jm}, \quad W22 = \frac{O}{im * jm - O} \quad (3.22)$$

onde, F é definido como o número de pontos previstos acima de certo valor, O é o número de pontos observados acima de certo valor, H é o número de pontos onde a previsão e observação estão acima de certo limite, CH representa o número de pontos esperados numa previsão aleatória. Os símbolos im e jm representam o número de pontos na direção X e Y, respectivamente (na área e/ou grade espacial em análise).

O Bias Score (BS) é capaz de definir se existem muitos ou poucos pontos acima de um limiar. Se o BS é menor que 1 indica que o modelo simula poucos pontos acima de um limiar ou subestima, se for maior que 1, o modelo simula muitos pontos acima do um limiar ou superestima. No caso perfeito, igual a 1, o modelo acerta a observação. O Threat Score (TS) dá uma ideia do acerto na distribuição espacial e quantitativa

da previsão: valores iguais a 0 indicam que naquela posição não houve acerto, valores entre 0 e abaixo de 1 indicam um crescente grau de acerto na posição da previsão e valores iguais a 1 quando a previsão é igual ao observado. O Equitable Threat Score (*ETS*) é similar ao *TS*, mas considerando a chance aleatória de a previsão ser igual a observação, isto é, dá ideia da significância do *TS*. Entretanto, podem existir algumas razões para um imperfeito *TS*. Isto pode acontecer por haver muitos pontos acima de um limiar, ter poucos pontos ou os pontos estarem em localizações erradas. O *TS* e *BS* ajudam a verificar não somente que a quantidade total de precipitação é correta numa região, mas também, que o padrão de precipitação na região é correto. O Equitable Skill Score (*ESS*), conhecido também como Gerrity Skill Score (*GSS*) é um índice definido como a soma com pesos das possíveis combinações das categorias prevista e observadas, os pesos favorecem as previsões próximas as observações. O *ESS* tem valores entre $-\infty$ e 1, valores acima de 0 indicam que a previsão do modelo é mais útil que a climatologia e um valor de 1 indica uma previsão perfeita.

Além das estatísticas acima mencionadas, também foi usado o teste *t – student* com 99 % de confiança para avaliar a significância estatística das mudanças nos experimentos de sensibilidade.

A estatística *t – student* para as médias de duas amostras de tamanhos iguais e variâncias iguais é definida como:

$$T = \frac{X_1 - X_2}{S_P \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \quad (3.23)$$

sendo X_1 e X_2 as médias das amostras 1 e 2 respectivamente, n_1 e n_2 são os tamanhos das amostras e S_p é a variância ponderada das duas amostras que é definida como:

$$S_P = \sqrt{\frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}} \quad (3.24)$$

Os graus de liberdade (*df*) são obtidos da seguinte forma: $df = n_1 + n_2 - 2$.

4 CLIMA DA AMÉRICA DO SUL

Neste capítulo é avaliada a habilidade do RegCM4 em reproduzir o clima presente sobre América do Sul, em particular sobre o Brasil e regiões, para maior confiabilidade nos resultados dos experimentos de sensibilidade desenhados (Capítulo 5). O modelo foi forçado usando dados da reanálise ERA-Interim e do AOGCM EH5OM, para os experimentos denominados CTRL e RF, integrados das 00Z do 1 janeiro de 1989 até às 00Z do 1 janeiro 2000, sendo que o primeiro ano foi descartado das análises por considerações de spin-up. A seguir são apresentadas as médias sazonais (DJF e JJA), anuais e ciclo anual simulados para os campos de precipitação, temperatura à superfície, saldo de radiação à superfície e nebulosidade comparadas à climatologia observacional disponível (CRU, GPCP e SRB). Os campos do vento em baixos e altos níveis (850 e 200 hPa) foram comparadas às reanálises do ERA-Interim. Os resultados em conjunto mostraram que o modelo representa coerentemente as principais características do clima presente (embora os erros encontrados) que são importantes já que as alterações das variáveis climáticas hidrológicas, atmosféricas e de radiação permitem interpretar a resposta do clima simulado num provável cenário de aquecimento global.

4.1 Simulações do Clima Presente

A Figura 4.1 mostra a média sazonal para DJF, JJA e média anual dos campos da temperatura à superfície para os experimentos CTRL e RF, versus a climatologia observada (CRU) e suas diferenças (viés). No geral, os campos de temperatura produzidos pelo CTRL e RF reproduzem as principais características do ciclo sazonal e anual observado no CRU sobre a região sul-americana. Entretanto, existem diferenças, sendo que as principais são observadas durante o verão, onde foi notado um viés quente nas regiões do Chaco, grande parte da Argentina, na zona litorânea do Peru e Chile e na região noroeste da bacia Amazônica. Por outro lado, nas regiões do nordeste da bacia amazônica, sobre a cordilheira dos Andes e no centro-oeste do Brasil encontra-se um viés frio. As diferenças entre o CTRL e RF, seus valores dessas anomalias, no caso do RF são mais intensas particularmente no NEB. No inverno ambas as simulações apresentaram um viés quente ao longo do litoral pacífico e no centro-sul da bacia amazônica estendendo-se com menor intensidade até o litoral norte de Brasil. Subestimativas são encontradas no sul do continente sul-americano, centro-oeste e sudeste do Brasil e ao norte da bacia amazônica.

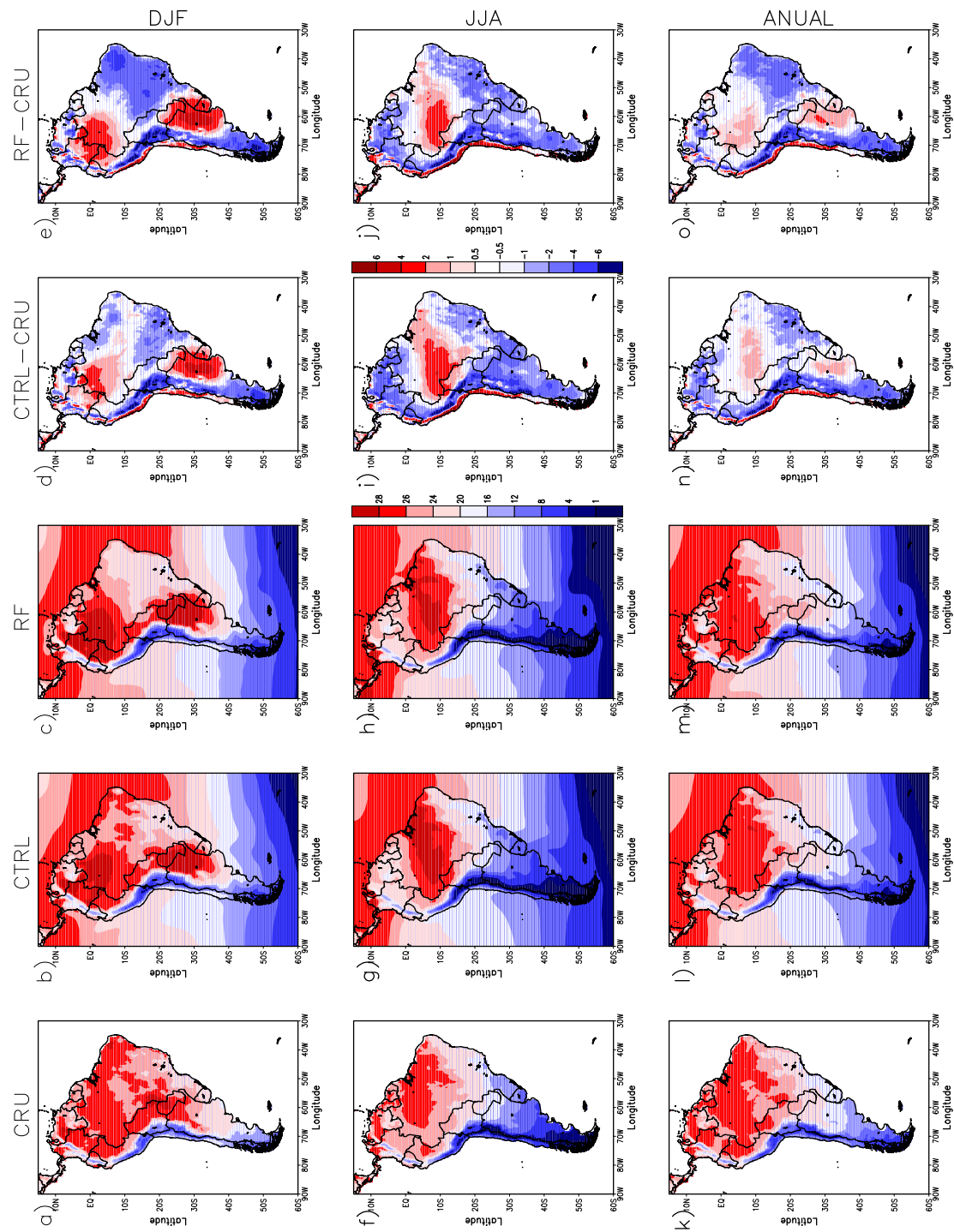


Figura 4.1 - Média da temperatura à superfície (°C): DJF (a-e), JJA (f-j) e anual (k-o) para o CRU, CTRL, RF, CTRL-CRU e RF-CRU, respectivamente. Para o período 1990-1999.

Com relação à média anual o CTRL e RF representam melhor a distribuição espacial observada no CRU, no entanto, em algumas regiões do continente foram observados vieses negativos ou positivos. Assim, a região dos Andes apresenta um clima mais frio e temperaturas mais quentes no litoral do Perú e Chile. Deve-se ressaltar que nas regiões montanhosas como dos Andes, os modelos ainda tem dificuldades para representar o comportamento das variáveis meteorológicas pelo fato de apresentarem uma topografia complexa difícil de representar nos modelos como mostrado por Pal et al. (2007) e Fernandez et al. (2006a).

Para o caso da precipitação (Figura 4.2) nota-se que os experimentos CTRL e RF em média representam as principais características sazonais sobre América do Sul. Porém durante o verão a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) foi simulada ao sul no CTRL e ao norte no RF, gerando assim, um viés seco na maior parte da bacia amazônica, isso também foi observado ao norte de Argentina, sul do Paraguai, Uruguai e sul do Brasil. As regiões que apresentam superestimativa localizam-se no litoral norte do Brasil, setor sul do leste da cadeia montanhosa (Andes) e região central do continente, sendo esta última gerada pelo deslocamento da ZCAS. Em geral, os vieses são mais intensos no experimento RF. Como já era esperado, no inverno a distribuição espacial dos padrões de precipitação é melhor representada pela simulações, com pequenas áreas de subestimativa no Uruguai, sul do Brasil, litoral do nordeste e bacia amazônica, sendo que ao norte desta última os vieses negativos são mais intensos, em torno de -4 mm dia^{-1} . Na média anual, igual ao caso da temperatura, os vieses são suavizados em todo o domínio, mesmo assim, apresentam subestimativa no norte de Argentina, sul do Paraguai, Uruguai, sul do Brasil e ao norte e centro-leste da bacia Amazônica. Enquanto, o litoral norte do continente, os Andes e a região central do continente apresentam superestimativa. No caso do RF, o viés úmido é mais intenso sobre a região NEB, resultado de um erro sistemático na simulação da TSM sobre o Oceano Atlântico proveniente da forcante EH5OM, em que as maiores temperaturas apresentam-se, em média, mais deslocadas para o sul da que nas observações (VERA et al., 2006; SORENSSON et al., 2010). Esse modelo apresenta uma maior variabilidade inter-anual de eventos ENSO, com implicações nas simulações sobre AS, já que muitas características climáticas estão associadas ou sofrem influências deste fenômeno de interação oceano-atmosfera.

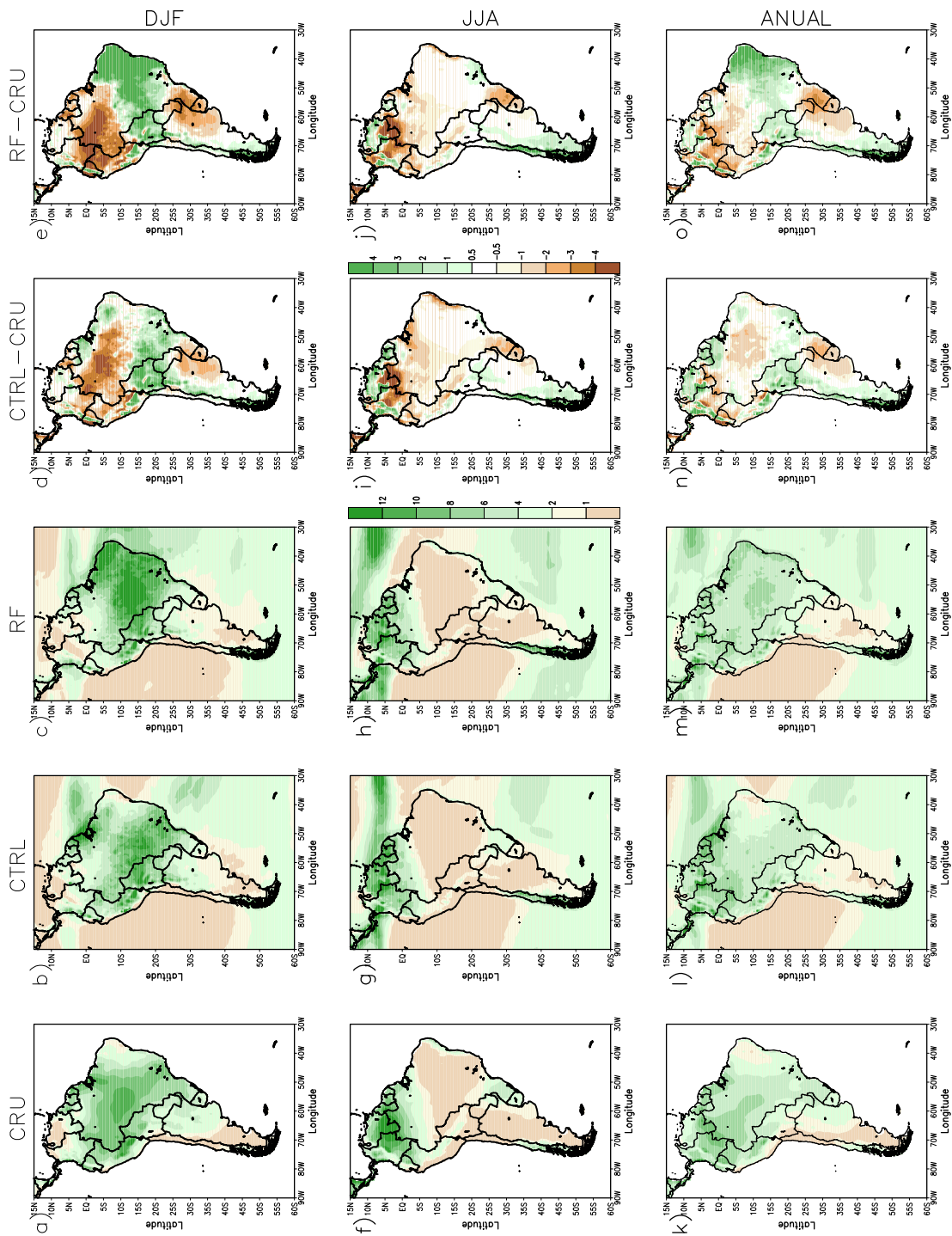


Figura 4.2 - Idem à Fig. 4.1 para a precipitação (mm dia⁻¹).

Em geral, a distribuição espacial de temperatura e precipitação, para os experimentos CTRL e RF são melhor representados na média anual, pois apresentam vieses menores, mas nota-se que no caso da precipitação os vieses do verão são os que predominam, enquanto para a temperatura os vieses observados são a combinação do verão sobre a parte sul do continente e a parte norte teve maior influência do inverno. Nas estações de transição (figuras não mostradas) o modelo representa razoavelmente bem a distribuição espacial observada dos padrões de temperatura e precipitação. O desempenho do modelo nestas estações é importante sobre as diferentes áreas em estudo.

No caso da precipitação, além dos dados CRU foram usados os dados do GPCP para comparar e analisar a distribuição espacial no oceano (figura não mostrada). Sobre o continente comparativamente apresentaram uma distribuição muito semelhante com vieses negativos e positivos localizados em sua maioria nas mesmas regiões quando comparados com o CTRL e RF, porém os vieses quando comparados com o GPCP foram levemente mais intensos. Assim, a distribuição dos principais padrões observados no continente e oceano no GPCP foram razoavelmente bem representados, com superestimativa da zona de convergência intertropical (ZCIT) ao norte do continente e subestimativa da ZCIT nos extremos do domínio e no litoral do norte de Argentina, Uruguai, sul e centro-leste do Brasil.

Em geral, o modelo simula razoavelmente bem os principais padrões de temperatura e precipitação observados no CRU (também com GPCP no caso da precipitação). No entanto, deve-se considerar que os dados observados utilizados para avaliar o desempenho das simulações podem também apresentar incertezas, especialmente nas regiões onde não se tem uma rede ampla de estações meteorológicas (Andes, montanhas e Amazônia).

Outra variável relacionada com o ciclo hidrológico é a diferença entre a precipitação e evapotranspiração potencial (ETP), a qual é uma medida do estresse hídrico, que combina o desempenho do modelo na simulação da temperatura e a precipitação. Na Figura 4.3 a distribuição espacial da P-ETP sobre continente é razoavelmente bem representada, quando comparada ao observado no CRU, sendo melhor no caso do CTRL que no RF. Além de isso, as diferenças mostraram um padrão semelhante ao da precipitação (Figura 4.2). No verão austral e na média anual a diferença é positiva, mostrando o predomínio da precipitação. No inverno austral, na região central do continente a diferença é negativa pelo predomínio de ETP, sendo que no modelo o núcleo de ao redor de -4mm dia^{-1} tem maior extensão, estendendo-

se longitudinalmente até o nordeste de Bolívia, sendo mais intenso no experimento CTRL. Os vieses (Figura 4.3) do modelo também apresentam um comportamento semelhante ao da precipitação, observando-se subestimativas ao norte da Argentina, Uruguai, sul do Brasil e a região central da Amazônia no verão, já os menores valores de viés ocorreram durante o inverno e na média anual. Igual que na precipitação estes foram mais intensos no experimento RF.

Para avaliar o desempenho da dinâmica do modelo, foram consideradas o vento e temperatura em baixos e altos níveis. A Figura 4.4 mostra a circulação simulada e a intensidade do vento em 850 e 200 hPa para DJF da reanálise do ERA-Interim, para o CTRL e o RF. Em baixos níveis nas proximidades da linha do equador o CTRL representa muito bem os ventos alísios de leste. No continente os ventos alísios encontram a barreira da cordilheira dos Andes, fazendo com que estes se desloquem para o sul ao longo da zona leste dos Andes. Também são observados pequenos núcleos de circulação espúria ao longo litoral do Pacífico e encosta dos Andes. Os ventos alísios são responsáveis pela advecção e transporte de vapor de água da região oceânica para a região continental estendendo-se até as pampas de Argentina e Uruguai. Ventos de oeste mais intensos também são observados nas latitudes 55-40°S. As Altas do oceano Atlântico Sul e do Pacífico Sul também são observadas, mas no CTRL o núcleo da Alta do Atlântico se encontra deslocado levemente para o oeste. Em altos níveis o CTRL simula razoavelmente a posição da alta da Bolívia e o cavado do NEB. Durante o verão austral, o CTRL representa as principais características da circulação observada em ambos níveis, quando comparadas com a reanálise do ERA-Interim.

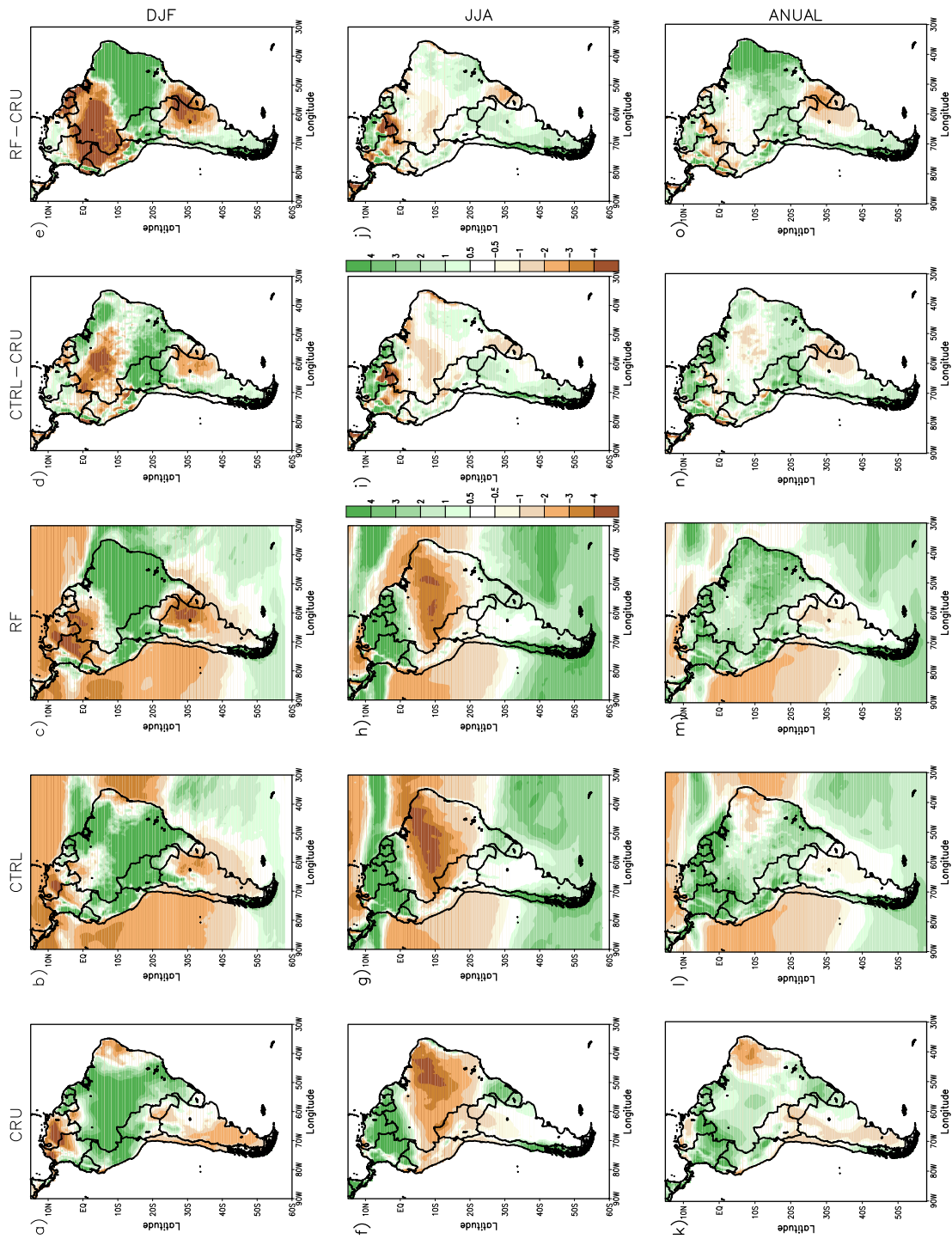


Figura 4.3 - Idem à Fig. 4.2, para a precipitação menos evapotranspiração potencial (mm dia⁻¹).

Diferentemente, o RF apresenta dificuldade para representar principalmente as circulações sobre a região NEB, onde em altos níveis o cavado e o vórtice associado encontram-se deslocados mais para leste e norte da sua posição climatológica. Já em superfície a circulação da alta do Atlântico encontra-se desconfigurada, afastada do continente, simulando o fluxo do Atlântico Norte mais intenso para a região Amazônica. Estas características dinâmicas com a TSM do EH5OM mais quente e com um posicionamento mais ao sul do observado favorecem o deslocamento mais ao norte da ZCAS, induzindo um clima mais úmido e frio sobre a região NEB como mostram as Figuras 4.2 e 4.1. Por outro lado, os ventos de oeste em superfície e o jato subtropical em altitude são mais intensos, sendo a região sul favorável para apresentar condições mais secas durante este período.

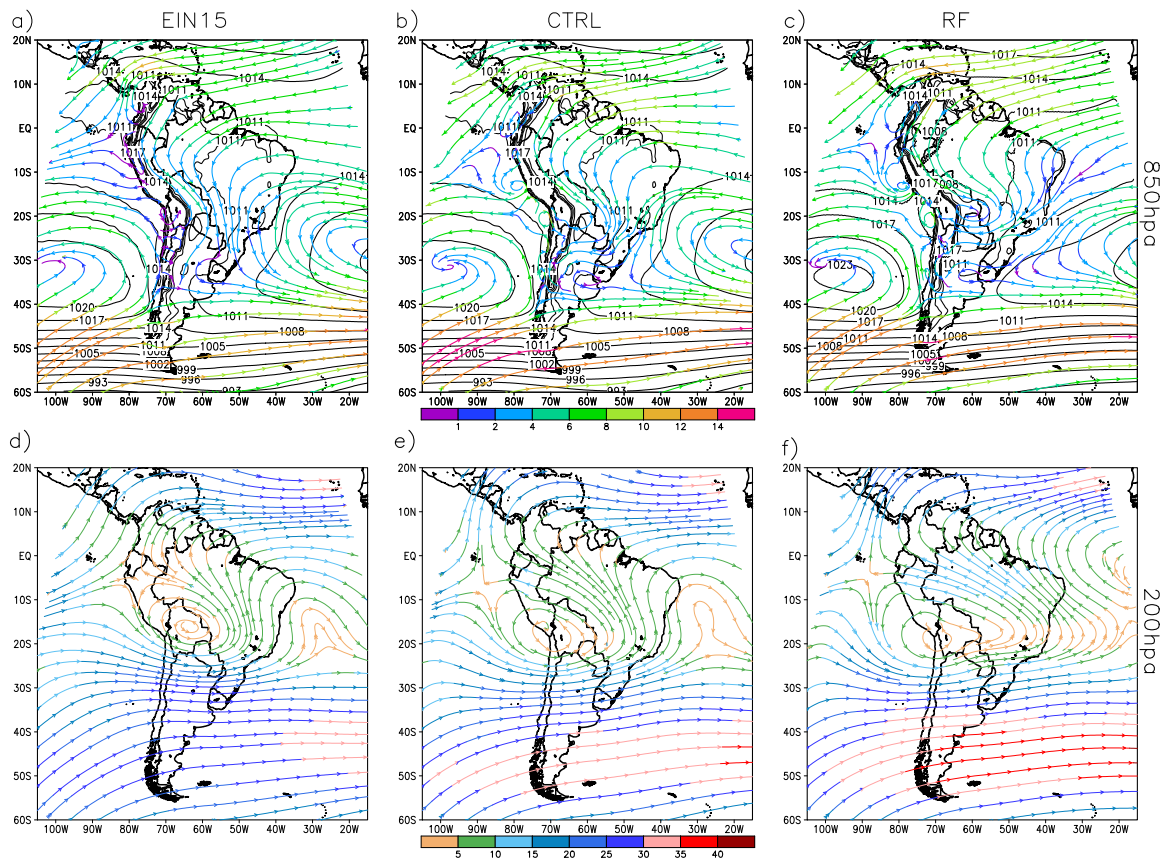


Figura 4.4 - Média da circulação em 850 hPa e pressão ao nível médio do mar (parte superior) e em 200 hPa (parte inferior) para EIN15 (esquerda), CTRL (centro) e RF (direita) para DJF. Para o período de 1990 a 1999.

No inverno o CTRL e RF representam bem a Alta do oceano Atlântico Sul e Pacífico Sul, assim como sua localização e intensidade quando comparadas com o ERA-

Interim, as quais são apresentadas na Figura 4.5. Os ventos de oeste ao sul do continente são reproduzidos muito bem por ambos experimentos, mas são mais intensos no continente. Similarmente, o vento em altos níveis representa as características observadas na reanálise, sendo que ao redor de 50°S também os ventos foram mais intensos, reforçando assim, a habilidade do modelo em representarem a circulação observada. Nas estações de transição as linhas de corrente e o vento não são mostradas por apresentarem muito melhor a circulação observada na reanálise.

Os resultados encontrados são muito semelhantes a outros estudos feitos sobre América do Sul (ALVES; MARENGO, 2010; CANZIANI; BENITEZ, 2012), e o desempenho das simulações comparadas a este trabalho podem estar relacionadas com o domínio e período de integração considerados, além do tipo de forçante usada (reanálise, AOGCM) e/ou o modelo empregado (PRECIS, RCA, Eta, etc.).

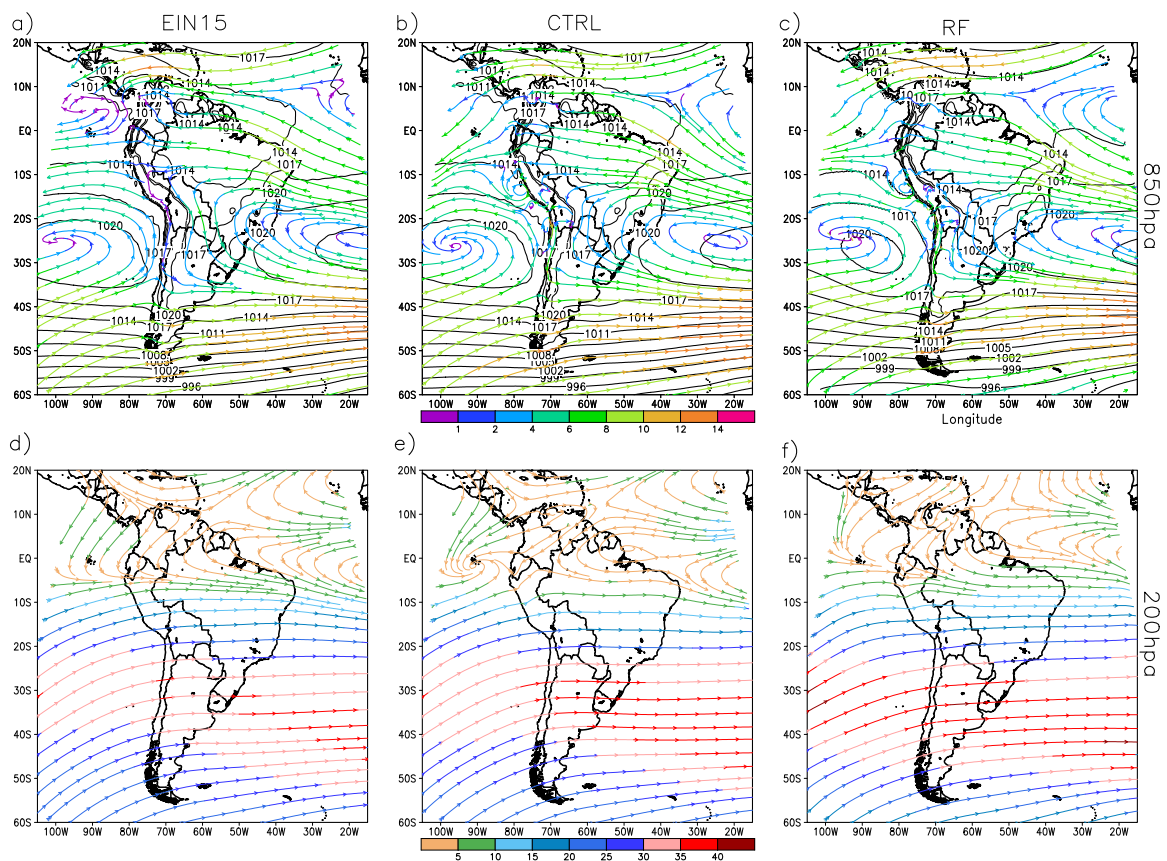


Figura 4.5 - Idem à Fig. 4.4, para JJA.

Na Figura 4.6 o saldo de radiação à superfície e a nebulosidade média anual são comparadas com os dados do SRB. Este resultado é coerente com o resultado apre-

sentado na Figura 4.1, que mostraram um viés quente na região Amazônica em associação à superestimativa do saldo de radiação ($\sim 30 \text{ W m}^{-2}$) e menos nebulosidade ($\sim 30\text{-}40\%$) nos experimentos CTRL e RF. Sobre o NEB menores e maiores valores de nebulosidade são encontradas no CTRL e RF, respectivamente, que estendem-se para o interior do continente no primeiro caso. No sudeste do continente foi observada uma subestimativa desta variável, no entanto os valores do saldo de radiação são próximos aos estimados tanto no caso do NEB, quanto no SU. A ausência de nebulosidade está associada ao viés seco que estes experimentos apresentam. Então, o saldo de radiação e nebulosidade estão associados às simulações de temperatura à superfície, à precipitação e seus vieses. Neste estudo são apresentados apenas as médias anuais, mas nas variações sazonais também foram notados o comportamento anterior. Isso implicará na melhor representação dos biomas sobre América do Sul baseados em radiação e precipitação, que serão discutidos posteriormente.

4.2 Representação dos Biomas

A região da América do Sul apresenta uma variedade de regimes climáticos, caracterizando assim o clima na escala local, que associa-se a um tipo de bioma. A Figura 4.7 mostra os principais biomas associados com o regime climático dominante da região, obtidos usando dados observacionais para os índices de Budyko e UNEP, respectivamente.

As Figuras 4.8.a-c mostram a distribuição dos biomas sobre América do Sul usando o índice de Budyko para o período de simulação do clima presente, gerados com o conjunto de dados do CRU e SRB (esquerda), o experimento CTRL (centro) e RF (direita). Na comparação das Figuras 4.8.a e 4.8.b, nota-se que a distribuição dos biomas usando este índice mostra concordância com os dados CRU/SRB. Observa-se a redução da floresta tropical chuvosa na região Amazônica ($AI_B \leq 0,7$), da floresta tropical de transição na região central do Brasil ($0,7 < AI_B \leq 1$), das áreas de savana no leste do norte brasileiro e abaixo de 20°S ($1 < AI_B \leq 2$), das regiões áridas e semi-áridas no NEB e da costa oeste de América do Sul e das áreas de savana sobre Argentina. No entanto, algumas diferenças são notadas na simulação. As zonas semi-áridas e áridas na costa oeste do continente apresentam áreas menores em comparação com os dados derivados do CRU/SRB. Além disso, a zona árida no sul da América do Sul não é bem simulada, porque a simulação CTRL apresentou menor precipitação. A zona de pastagens e a região do semi-árida no leste do Brasil é deslocada para o sul nos dados derivados do CRU/SRB, enquanto que no modelo estas avançam para o interior do continente.

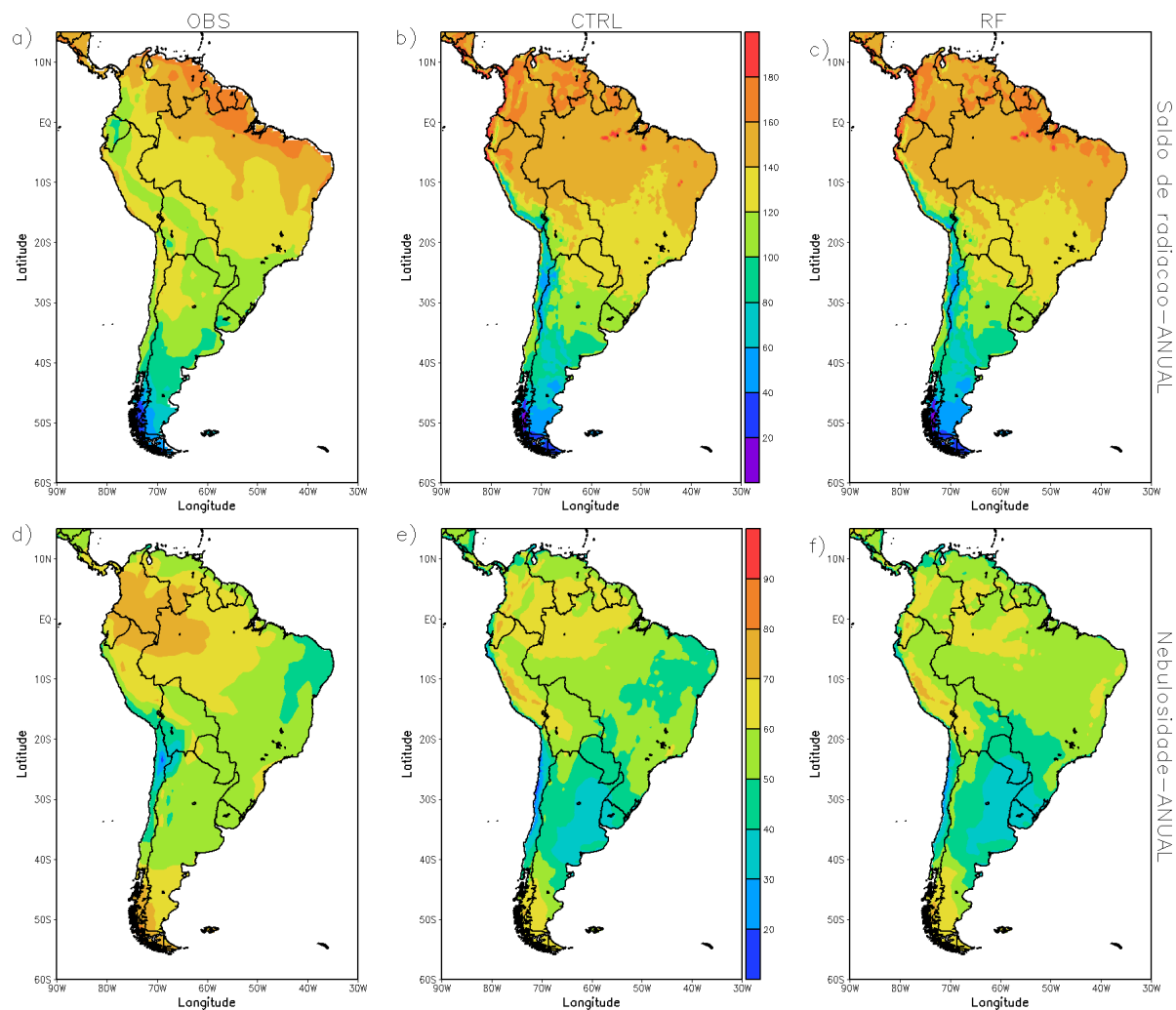


Figura 4.6 - Média anual do saldo de radiação à superfície (W m^{-2}) e nebulosidade (%): SRB, a) e d); CTRL-EIN15, b) e e); RF-EH5OM, c) e f). Para o período de 1990 a 1999.

Com relação a Figura 4.8.c, no experimento RF nota-se em média uma boa representação dos principais biomas observados no CRU/SRB. Por outro lado, a região do semi-árido do NEB apresenta um regime do tipo úmido, a qual é influenciada pela maior precipitação produzida nesta região quando é forçada com o EH5OM. Isto é originado pelo deslocamento da TSM e da ZCIT mais ao sul da sua posição de atuação. Também nota-se uma extensão ainda maior do regime semi-árido no sul do Brasil, norte do Paraguai e leste de Bolívia. Além disso, a simulação também apresenta um regime mais úmido do que no derivado do CRU/SRB ao sul da Argentina.

De acordo com o método de Budyko, nas regiões da superfície onde o AI_B é superior

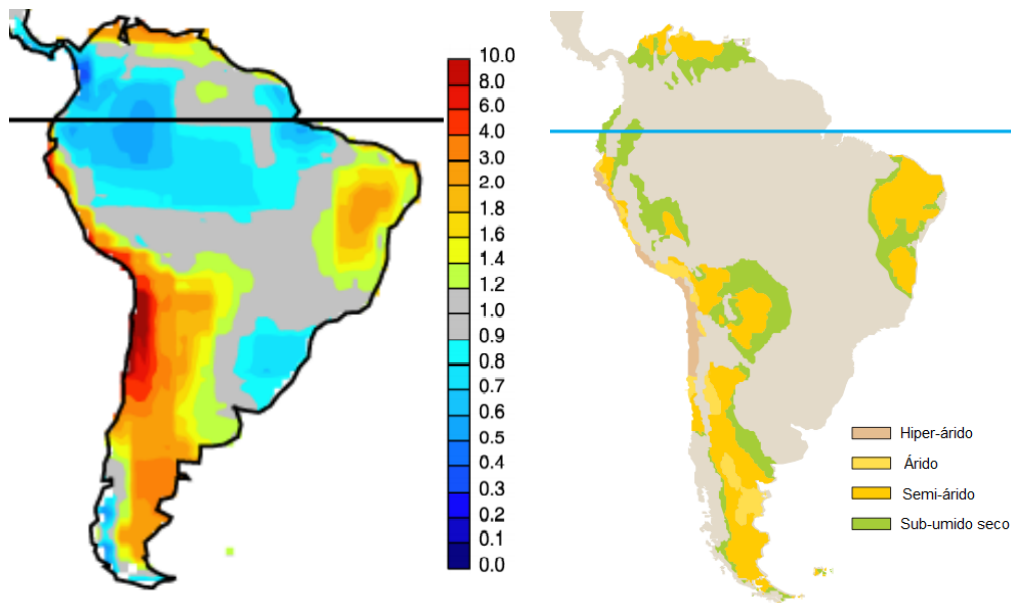


Figura 4.7 - Índices de aridez de Budyko (esquerda) e UNEP (direita) estimados para América do Sul.

Fonte: Adaptado de Koster et al. (2006) e UNEP (1997), respectivamente.

a 1, implica que a disponibilidade de água (em vez de disponibilidade de energia) controla a evaporação da superfície da terra. No entanto, nas regiões onde AI_B é menor que 1, a disponibilidade da energia é mais importante, como por exemplo, na Amazônia. Nas regiões subtropicais da América do Sul a disponibilidade de energia e água desempenham papéis semelhantes (KOSTER et al., 2006).

As Figuras 4.8.d-f mostram a distribuição dos biomas sobre América do Sul usando o índice de UNEP para o período de simulação do clima presente, gerada com o conjunto de dados do CRU (esquerda), CTRL (centro) e RF (direita). O CTRL reproduz o regime úmido na região Amazônica e os regimes seco, sub-úmido seco e semi-árido no NEB observados no CRU. Além disso, os regimes seco e sub-úmidos seco na Argentina são representados pelo modelo. No entanto, a zona de semi-árido no NEB é mais prolongada ao sul nos dados CRU do que no CTRL, já as regiões de regimes seco e sub-úmidos secos na Argentina apresentam uma área menor em comparação com o CRU. As regiões de regimes úmido e áridos no sul e costa oeste da América do Sul no CTRL, respectivamente, são semelhantes às do CRU, e as regiões semi-áridas no sul do continente são substituídas por um regime úmido na simulação CTRL.

No experimento RF, os principais biomas também são bem representados, porém

apresentam as mesmas deficiências obtidas com o índice AI_B . Por exemplo, a região do NEB apresenta um regime mais úmido que observado na Figura 4.8.a e b, o qual como dito anteriormente é influenciado pela maior precipitação nesta região. A região sul do Brasil, Uruguai e norte de Argentina apresenta o regime mais seco, devido a fato do modelo nestas áreas apresentar menor quantidade de precipitação. Em geral, ambos os índices representam razoavelmente bem os principais biomas do América do Sul, apesar que o RF simula um regime mais úmido no NEB, devido a erros sistemáticos na forçante usada nas simulações.

Adicionalmente na Figura 4.9 são apresentados os biomas definidos pelo AI_B modificado. Em geral, nota-se que os biomas no CTRL e RF concordam na maior parte da AS com os biomas observados, no entanto o NEB é definido como bioma deserto no CTRL e como floresta no RF. No CTRL a área de floresta chuvosa fica restrita mais ao noroeste do continente e no RF esta se localiza no centro-oeste. As áreas de savana ao sudeste do continente e o deserto no litoral do Peru e Norte de Chile são bem capturados pelo índice. A categoria taiga é bem definida também, isto porque o índice modificado categoriza os biomas de acordo com valores máximos e mínimos do índice de Budyko, da evapotranspiração potencial e a temperatura média do mês mais quente.

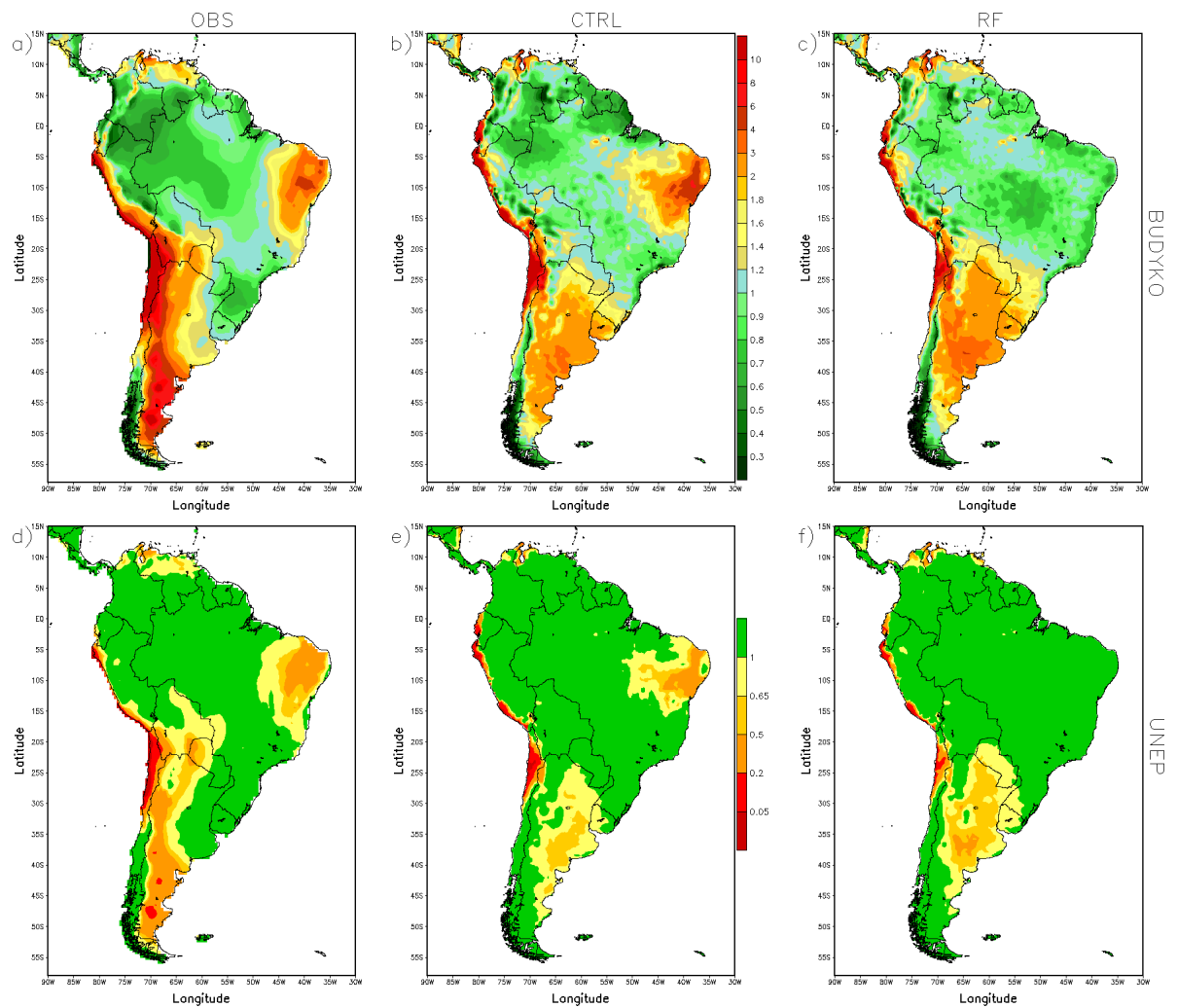


Figura 4.8 - Índices de aridez de Budyko: a) CRU/SRB; b) CTRL e c) RF; da UNEP: d) CRU; e) CTRL e f) RF. Para o período 1990-1999.

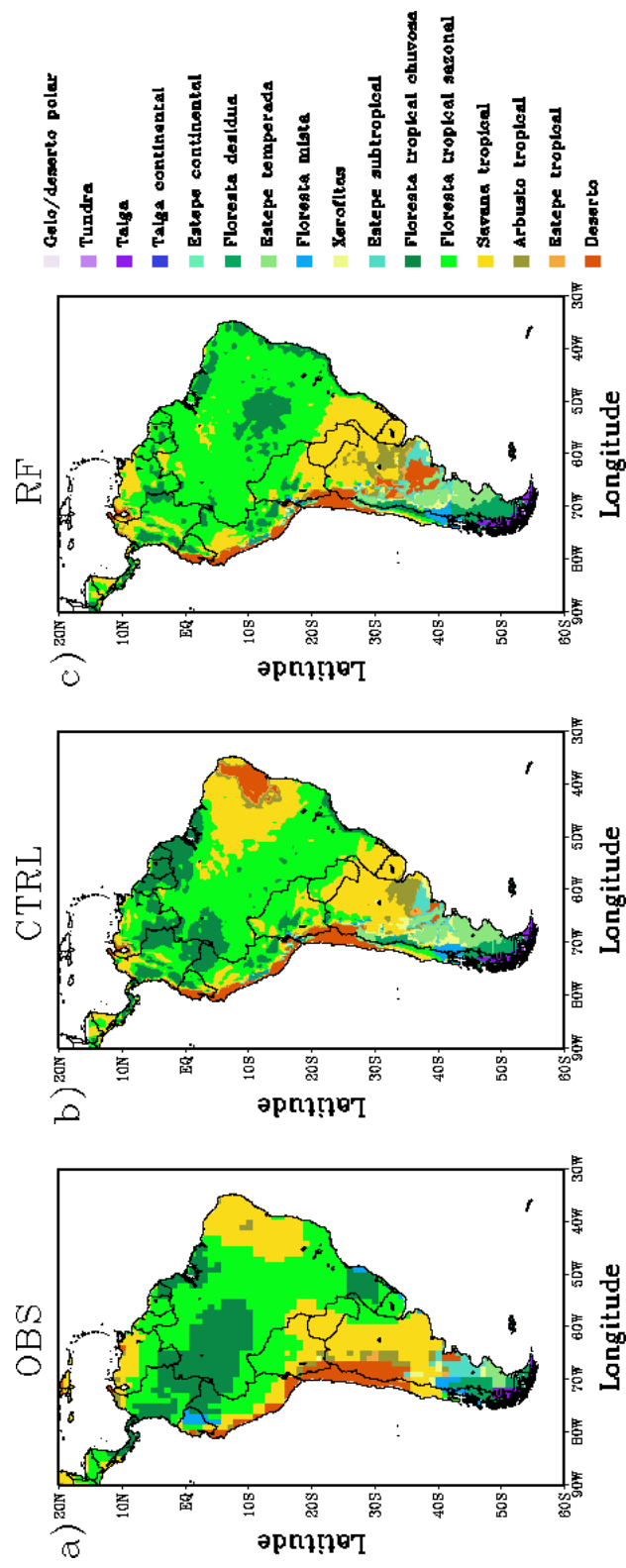


Figura 4.9 - Biomassas para América do Sul de acordo ao índice de Budyko modificado para os experimentos: a) CRU, b) CTRL e c) RF.

4.3 Análise regional sobre Brasil

Uma avaliação estatística para as variáveis de temperatura à superfície e precipitação foi realizada para as diferentes regiões definidas no Capítulo 3. Para isto a correlação espacial (ρ), erro médio quadrático (RMS) e viés foi calculado sobre essas regiões para ambos experimentos CTRL e RF.

Na Tabela 4.1 as oito áreas foram avaliadas, as seis regiões no Brasil, mais uma que engloba todo Brasil e outra que cobre América do Sul, para a simulação CTRL. Analisando as estatísticas de temperatura, se observa que a região do BR e AS mostram uma alta correlação em quase todas as estações, a exceção da estação do inverno onde a região SU obteve uma correlação ainda maior. Por outro lado, a região NO apresenta os menores valores de correlação em todas as estações do ano, a qual é consistente com o observado na distribuição espacial da Figura 4.1, onde o modelo não consegue reproduzir muito bem a distribuição da temperatura. Mesmo assim, todas as áreas mostraram uma alta correlação em todas as estações do ano. Porém, os menores valores de RMS são observados na região de NEB nas estações de verão, inverno e primavera, sendo a região CO a que apresenta um menor rms no outono. As regiões do BR e AS apresentam maiores valores de RMS em todas as estações do ano. Esses resultados podem sofrer influência do tamanho da área envolvida, já que cada região tem predominância de um tipo de clima local. Assim, a região do SU é que apresenta menores viés (em valor absoluto) em quase todas estações do ano, com exceção do inverno. Também as regiões do NEB, AS, CO e AMZ apresentam menor viés frio em alguns estações, com valores na sua maioria, próximos a zero. Em geral, sobre o Brasil o viés é frio, variando a intensidade com região de análise.

Na Tabela 4.1 são mostradas as estatísticas para a precipitação nas diferentes estações do ano. Dessa forma, observou-se que os maiores valores de correlação ocorreram durante o verão e outono no NEB, no outono e inverno no BR e em praticamente todas as estações exceto o verão no NO. As regiões SU e SE apresentam valores de correlação próximos à zero, durante as estações de outono e primavera. Os menores valores de RMS ocorrem nas regiões SE e CO durante o outono e inverno, enquanto no NEB foram nas outras estações. No entanto, as regiões AMZ, BR e AS são as que apresentam altos valores de RMS, sendo os piores na maioria das estações. Estas regiões podem estar sendo influenciadas pelo deslocamento e intensidade da precipitação simulada pelo CTRL (Figura 4.2). Finalmente, os menores valores de viés foram obtidos (modular) nas regiões SU, AS e BR durante o verão, no outono sobre

Tabela 4.1 - Correlação espacial ρ , erro médio quadrático (RMS) e viés espacial da precipitação e temperatura para o experimento CTRL.

	Região	Precipitação (mm dia ⁻¹)			Temperatura (°C)		
		ρ	RMS	viés	ρ	RMS	viés
DJF	AMZ	0,72	2,63	-1,90	0,72	1,49	0,89
	NO	0,56	2,84	-2,03	0,37	1,33	0,50
	CO	0,53	2,64	1,73	0,73	1,27	-0,88
	NEB	0,80	1,40	0,66	0,68	1,09	-0,66
	SE	0,71	2,26	1,62	0,83	1,84	-1,69
	SU	0,79	1,99	0,18	0,79	1,57	0,18
	BR	0,65	2,56	-0,00	0,92	2,07	-0,14
	AS	0,70	2,52	-0,09	0,91	2,11	-0,15
MAM	AMZ	0,48	2,44	1,19	0,70	2,16	-1,98
	NO	0,88	2,42	1,12	0,13	1,91	-1,78
	CO	0,63	1,19	-0,64	0,92	0,90	-0,78
	NEB	0,87	1,68	1,00	0,77	1,32	-1,07
	SE	0,25	1,12	-0,07	0,87	1,97	-1,77
	SU	0,09	1,47	-1,13	0,93	1,16	-0,90
	BR	0,88	1,95	0,41	0,95	2,22	-1,53
	AS	0,82	2,23	0,32	0,95	2,29	-1,46
JJA	AMZ	0,78	3,24	-1,40	0,63	1,98	-0,03
	NO	0,94	1,40	-1,10	0,28	1,84	1,11
	CO	0,68	0,54	-0,41	0,92	1,51	0,46
	NEB	0,77	1,33	-0,79	0,95	1,09	-0,33
	SE	0,76	0,51	-0,18	0,94	1,52	-1,32
	SU	0,77	1,29	-1,01	0,97	1,84	-1,61
	BR	0,86	1,91	-0,63	0,96	2,29	-0,53
	AS	0,79	2,43	-0,41	0,96	2,40	-0,68
SON	AMZ	0,30	3,36	1,24	0,79	1,28	0,20
	NO	0,80	1,63	0,13	0,54	1,92	1,56
	CO	0,26	1,43	0,65	0,77	1,29	-0,09
	NEB	0,77	0,76	-0,55	0,92	0,96	0,31
	SE	0,32	2,15	1,50	0,93	1,92	-1,72
	SU	-0,10	2,01	-0,91	0,90	1,18	-0,15
	BR	0,65	2,30	0,49	0,95	2,09	-0,05
	AS	0,64	2,69	0,63	0,94	2,19	-0,25

Tabela 4.2 - Idem à Tabela 4.1 para o experimento RF.

	Região	Precipitação (mm dia ⁻¹)			Temperatura (°C)		
		ρ	RMS	viés	ρ	RMS	viés
DJF	AMZ	0,78	3,30	-2,78	0,67	1,94	1,31
	NO	0,51	3,25	-1,50	0,43	1,77	0,22
	CO	0,86	3,34	2,86	0,75	2,28	-1,72
	NEB	0,03	8,99	8,67	0,56	3,63	-3,48
	SE	-0,16	4,31	3,24	0,67	3,07	-2,89
	SU	0,73	2,33	-1,52	0,75	2,08	0,81
	BR	0,43	4,09	0,65	0,87	2,71	-0,49
	AS	0,51	3,86	0,40	0,87	2,66	-0,45
MAM	AMZ	0,42	1,57	-0,69	0,74	1,13	-0,75
	NO	0,57	1,60	-0,12	0,29	1,53	-1,21
	CO	0,83	1,09	0,60	0,46	1,82	-1,48
	NEB	0,64	5,59	5,30	0,80	3,00	-2,92
	SE	-0,09	1,82	1,09	0,79	2,66	-2,46
	SU	-0,21	2,13	-1,82	0,86	1,08	-0,11
	BR	0,70	2,29	0,33	0,94	2,32	-1,35
	AS	0,67	2,43	0,15	0,93	2,35	-1,24
JJA	AMZ	0,84	2,89	-1,51	0,69	1,68	0,12
	NO	0,96	1,20	-0,88	0,27	1,51	0,93
	CO	0,80	0,37	-0,26	0,91	1,53	-0,33
	NEB	0,94	0,80	-0,36	0,96	1,22	-0,79
	SE	0,63	0,80	0,37	0,93	2,19	-2,03
	SU	0,66	1,53	-1,15	0,96	1,77	-1,64
	BR	0,88	1,75	-0,54	0,97	2,15	-0,63
	AS	0,82	2,08	-0,43	0,96	2,27	-0,67
SON	AMZ	0,40	2,57	1,16	0,84	1,15	0,49
	NO	0,82	1,49	1,08	0,70	1,29	1,13
	CO	0,78	0,73	0,01	0,72	1,00	-0,25
	NEB	0,56	1,86	1,72	0,93	1,26	-1,00
	SE	0,14	1,32	0,67	0,88	2,36	-2,15
	SU	0,01	1,90	-1,54	0,91	1,23	0,50
	BR	0,69	1,87	0,62	0,95	2,01	-0,22
	AS	0,67	2,19	0,62	0,94	2,12	-0,32

as regiões SE e AS, enquanto na região NO ocorreram no inverno e primavera.

Em geral, como era esperado, as estatísticas da temperatura por regiões foram melhores que aquelas encontrados para precipitação, sendo que em ambas variáveis o CTRL representa razoavelmente bem as observações nas diferentes áreas analisadas. O comportamento das estatísticas do experimento RF (Tabela 4.2) mostra resulta-

dos semelhantes enquanto as correlações, sendo estas menores ao CTRL, e o viés apresenta maiores valores (em valor absoluto) que os encontrados no CTRL, tanto na precipitação como na temperatura. Para a precipitação, em ambos experimentos os maiores e menores valores de correlações foram encontrados durante JJA e DJF, respectivamente, sobre o BR e AS. Esses valores variam dependendo da região de análise.

A Figura 4.10 mostra os índices TS, ETS e ESS (esquerda) e BS (direita) para os experimentos CTRL e RF das médias sazonais para a área do BR. Os resultados mostraram maiores valores de TS no inverno para o experimento RF (0,7) para as categorias mais baixas e diminuíram quando as categorias de precipitação foram mais altas. No DJF e MAM as categorias moderadas (200 mm) foram razoavelmente representadas por ambos os experimentos (aproximadamente 0,5), sendo maiores no CTRL. Os ETS foram pequenos na maioria das estações, porém no JJA apresentarem relativamente altos valores (ao redor de 0,5) para as categorias mais baixas. Para o ESS, foi o RF quem apresentou altos valores (0,7) nas categorias mais baixas no inverno, enquanto o CTRL apresentou altos valores (superior a 0,8) no MAM para as categorias mais altas.

Como esperado, os índices TS, ETS e ESS alcançaram valores superiores a 0,3 para a categorias fracas a leves na maiorias das estações do ano e atingirem os seus máximos valores no inverno. Os BS mostraram pequenos valores de subestimação e superestimação para as diferentes categorias em ambos experimentos. Nas outras estações, os valores de BS também foram bem representados nas categorias fracas, leves e moderadas. Porém apresentaram altos valores de superestimação nas categorias mais altas, sobre tudo em DJF e SON.

4.4 Sumário

Nesta seção foi realizada uma avaliação das simulações do RegCM4, para o período 1990-1999, usando dados da reanálise ERA-Interim e EH5OM, os denominados experimentos CTRL e RF. Como esperado as simulações que usam dados de reanálise mostraram um melhor desempenho na reprodução do clima presente, embora com ambas as forçantes as mesmas apresentem um viés principalmente à superfície. Em geral mostraram que nas regiões AMZ e SU a temperatura e precipitação apresentaram comportamentos semelhantes em ambos experimentos ao longo do ano, sendo mais quentes e secas do que as observações. Por outro lado, nas regiões CO e NEB diferem, as simulações foram mais seco, quente e mais úmidos, frios no CTRL e RF, respectivamente. Entretanto, os maiores vieses são encontrados no experimento

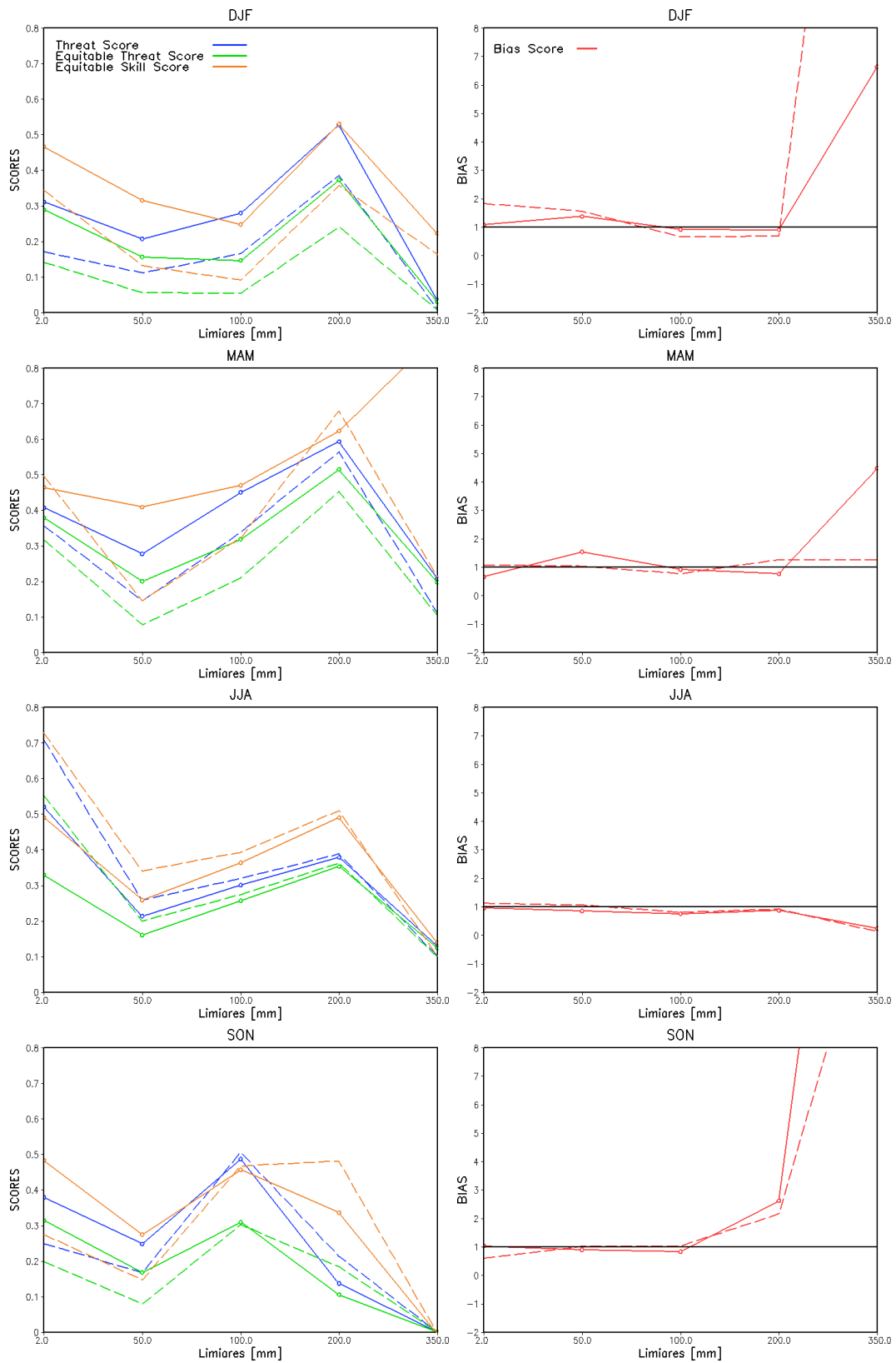


Figura 4.10 - Bias Score (BS), Threat Score (TS), Equitable Threat Score (ETS) e Equitable Skill Score (ESS) (esquerda), e Bias Score (direita) para DJF, MAM, JJA e SON. Para os experimentos CTRL (linha continua) e RF (linha tracejada).

RF. Através da análise de P-ETP pode-se verificar um ambiente mais úmido sobre grande parte do Brasil, exceto no norte e sul que é seco. O CTRL representam razoavelmente bem a circulação em altos e baixos níveis em relação a climatologia observada, sendo que o RF apresenta maiores erros (sistemáticos), principalmente sobre a região NEB.

A simulação da distribuição dos biomas sobre América do Sul para o clima presente utilizando os índices de aridez de Budyko e da UNEP em geral estão de acordo com as observações. Entretanto, algumas semelhanças e diferenças são notadas. Os índices de Budyko e UNEP para o CTRL representam a floresta tropical e as zonas semi-áridas, da região amazônica e NEB, respectivamente, assim como as zonas áridas da costa oeste e sul da América do Sul. Porém, a zona de savana e a região semi-árida do NEB é deslocada para o sul nos dados do CRU/SRB, enquanto que no modelo estas são expandidas para o interior do continente. A região seca e de regimes sub-úmidos secos na Argentina são reproduzidos nas simulações utilizando ambos índices. A diferença de distribuição de biomas usando os índices de Budyko e UNEP ocorrem da região central ao sudeste do Brasil. No caso do índice de Budyko o CTRL mostra zonas de transição para a floresta e savana, enquanto que biomas derivados usando dados do CRU/SRB há uma separação evidente entre ambas regiões, isto é, a região abaixo de 20°S é coberta apenas por pastagens. No caso do índice UNEP o CTRL mostra uma zona com regime úmido em toda a região do centro para o sudeste do Brasil, como mostram os dados do CRU/SRB, embora a região seca se localize ao sul de 20°S a partir do centro para o leste do Brasil, o que não é notado na simulação CTRL. Devido a um erro sistemático apresentado pela forçante no RF esta simulação falha em representar coerentemente a distribuição de biomas sobre a região NEB. Também foi encontrado menos sucesso sobre a região sul do continente no RF.

Finalmente, o RegCM4 pode ser utilizado para a realização de experimentos de sensibilidade, que serão apresentados no Capítulo 5, levando em conta os valores de viés e limitações encontrados nas simulações do CTRL e RF.

5 CLIMA DA AMÉRICA DO SUL NUM AMBIENTE AQUECIDO

A seguir serão discutidos os resultados dos experimentos de sensibilidade denominados AQ (pseudo-aquecimento), DMT (desmatamento da Amazônia), AQ+DMT (pseudo-aquecimento + desmatamento) e para comparação o experimento do cenário FUT (projeção futura) usando como forçante as saídas do ECHAM5/MPI-OM. O teste t-student a 99% foram calculadas para as diferenças de precipitação entre os experimentos de sensibilidade e mudança climática relativas aos experimentos CTRL e RF, respectivamente. Para a temperatura à superfície encontrou-se significância (não tracejada) para todos os experimentos, sobre o continente, exceto no experimento de desmatamento onde não apresentou significância.

5.1 Experimentos de Sensibilidade

5.1.1 Pseudo-Aquecimento

Neste experimento foi investigado o impacto do clima na distribuição dos biomas na América do Sul devido ao pseudo aquecimento global.

A Figura 5.1 mostra o campo de precipitação no cenário de pseudo-aquecimento global (AQ) para DJF, JJA, a média anual e as diferenças relativas ao experimento CTRL. Na média anual o experimento AQ mostra um incremento da precipitação no CO e SE, norte da Bolívia, Equador e Peru e uma diminuição da precipitação na região NO e AMZ. No NEB o AQ mostra um incremento da precipitação na maior parte da região e um decréscimo em algumas partes (principalmente no leste). O padrão da distribuição das diferenças da precipitação no verão austral é similar porém mais intenso. No inverno não se observa um sinal claro de alteração sobre todo o continente, exceto sobre a Amazônia e na região NO onde a precipitação aumenta.

A distribuição de P-ETP no cenário de pseudo mudança climática e as diferenças (pseudo-cenário menos controle) para DJF, JJA e a média anual é mostrada na Figura 5.2. O padrão do campo P-ETP é semelhante ao de precipitação. Na média anual e em DJF a precipitação é maior que a evapotranspiração potencial sobre o CO, SE, norte da Bolívia, Equador e Peru e é menor que a evapotranspiração potencial sobre as regiões AMZ e NO. No NEB há algumas áreas onde a precipitação é maior que a evapotranspiração potencial e em outras áreas não é observado um sinal claro. Em JJA a P-ETP é menor no norte da região AMZ, parte central do Brasil até o NEB e aumenta na parte leste do NO.

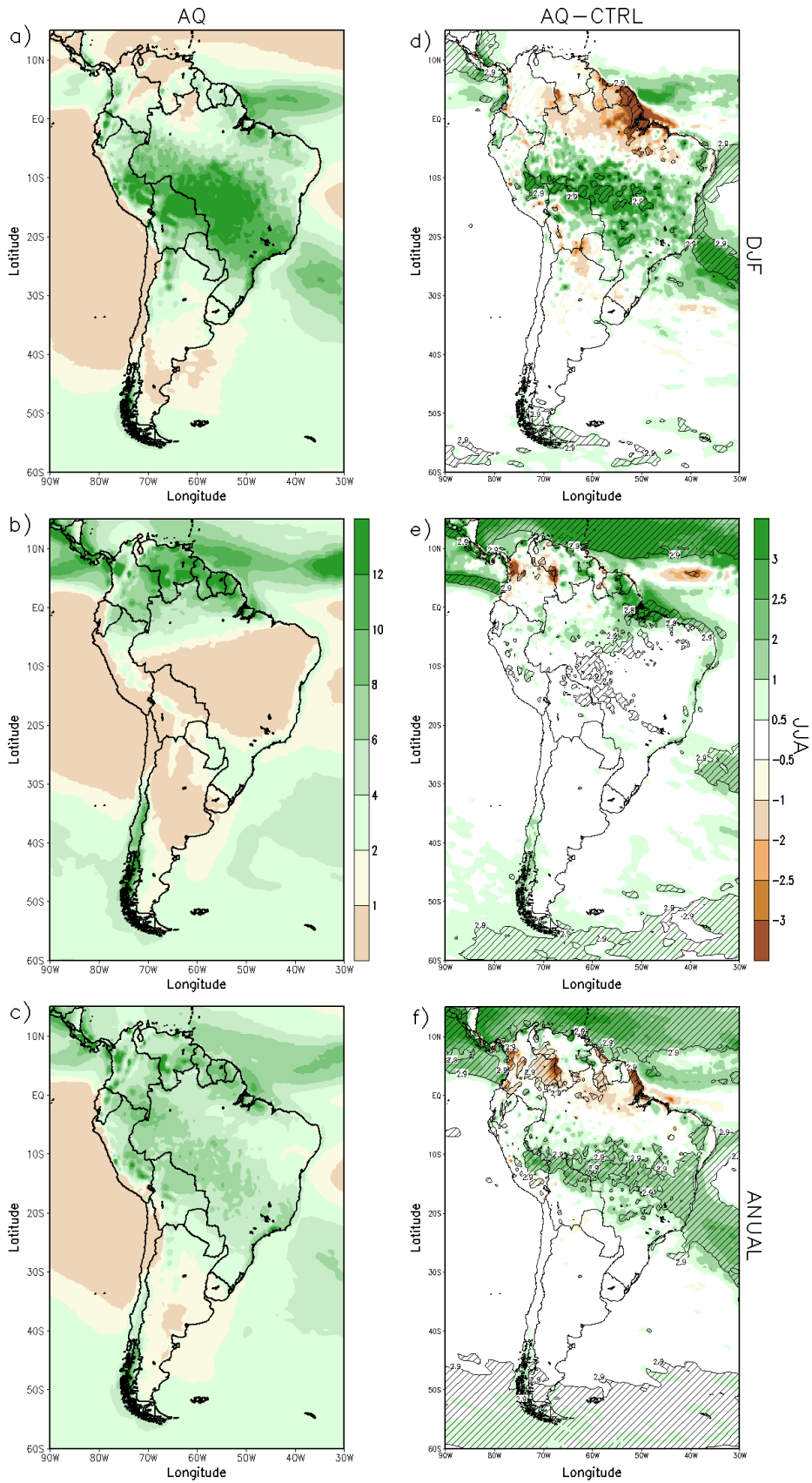


Figura 5.1 - Média da precipitação (mm dia^{-1}) para o experimento AQ: a) DJF; b) JJA; c) Anual e diferenças AQ-CTRL: d); e) e f). (Áreas hachuradas com significância a 99%.)

Estes resultados sugerem que num cenário de aquecimento em DJF as regiões sul da Amazônia, CO, SE e NEB serão mais úmidas e a região NO mais seca. No inverno a região NO será mais úmida.

A Figura 5.3 apresenta o campo de temperatura à superfície no cenário de pseudo mudança climática e as diferenças relativas ao experimento CTRL para DJF, JJA e a média anual. Em DJF o cenário de pseudo-aquecimento mostra um incremento da temperatura (> 4 °C) no NO, noroeste e sudoeste da América do Sul. Algumas áreas sobre o NO, particularmente, sobre a Amazônia, mostram um incremento de temperatura maior que 4,5 °C. As alterações na temperatura para a média anual apresenta um padrão semelhante ao do verão austral (DJF). Porém, as regiões com incremento de temperatura apresentam áreas menores comparadas com DJF, sobretudo no NO e com menores valores (< 4 °C). Em JJA a região com aumento de temperatura é deslocada do norte para o Brasil central, enquanto a outra região no sudoeste da América do Sul permanece quase na mesma posição de DJF e na média anual. Em geral, o incremento da temperatura é menor que 4 °C sobre essas regiões.

Os resultados apresentados concordam com experimentos prévios usando RCMs sob cenários de mudança climática futura realizados sobre várias regiões de América do Sul, para o IPCC sob os cenários A2 e B2 do SRES (NUÑEZ et al., 2009; GARREAUD; FALVEY, 2009; SOARES; MARENGO, 2009; URRUTIA; VUILLE, 2009) e são consistentes com projeções dos AOGCMs do IPCC AR4 (VERA et al., 2006; BOULANGER et al., 2006; BOULANGER et al., 2007; LI et al., 2006; MEEHL et al., 2007a), os quais indicam um aquecimento no futuro, um incremento da precipitação no sudeste do Brasil, no Equador e Perú e um decréscimo na parte central e leste da Amazônia. Porém, as simulações com o RegCM4 realizadas neste estudo mostram um incremento da precipitação em grande parte do NEB e uma redução em algumas partes, principalmente no leste da região durante o verão, sendo que as alterações da precipitação média sobre toda a área é positiva (Tabela 5.1). Esses padrões na precipitação durante o inverno, sobre tudo nas regiões leste de NEB e norte do sudeste do Brasil, também foram encontrados por Krüger et al. (2012) utilizando o RegCM3 aninhado com o HadAM3 nos cenários A1 e B2. Também foi observado um aumento da precipitação na Zona de Convergência Intertropical no inverno e média anual e na Zona de Convergência do Atlântico Sul no verão e média anual. O incremento da precipitação no NEB no experimento AQ provavelmente resultara da convergência de umidade no oceano Atlântico próxima a região e a advecção de umidade pelos alíseos direcionados para o NEB (Figura 5.4). Isto ocorre porque a metodologia para gerar o cenário de pseudo mudança climática com um RCM (SCHÄR et al., 1996) produz um

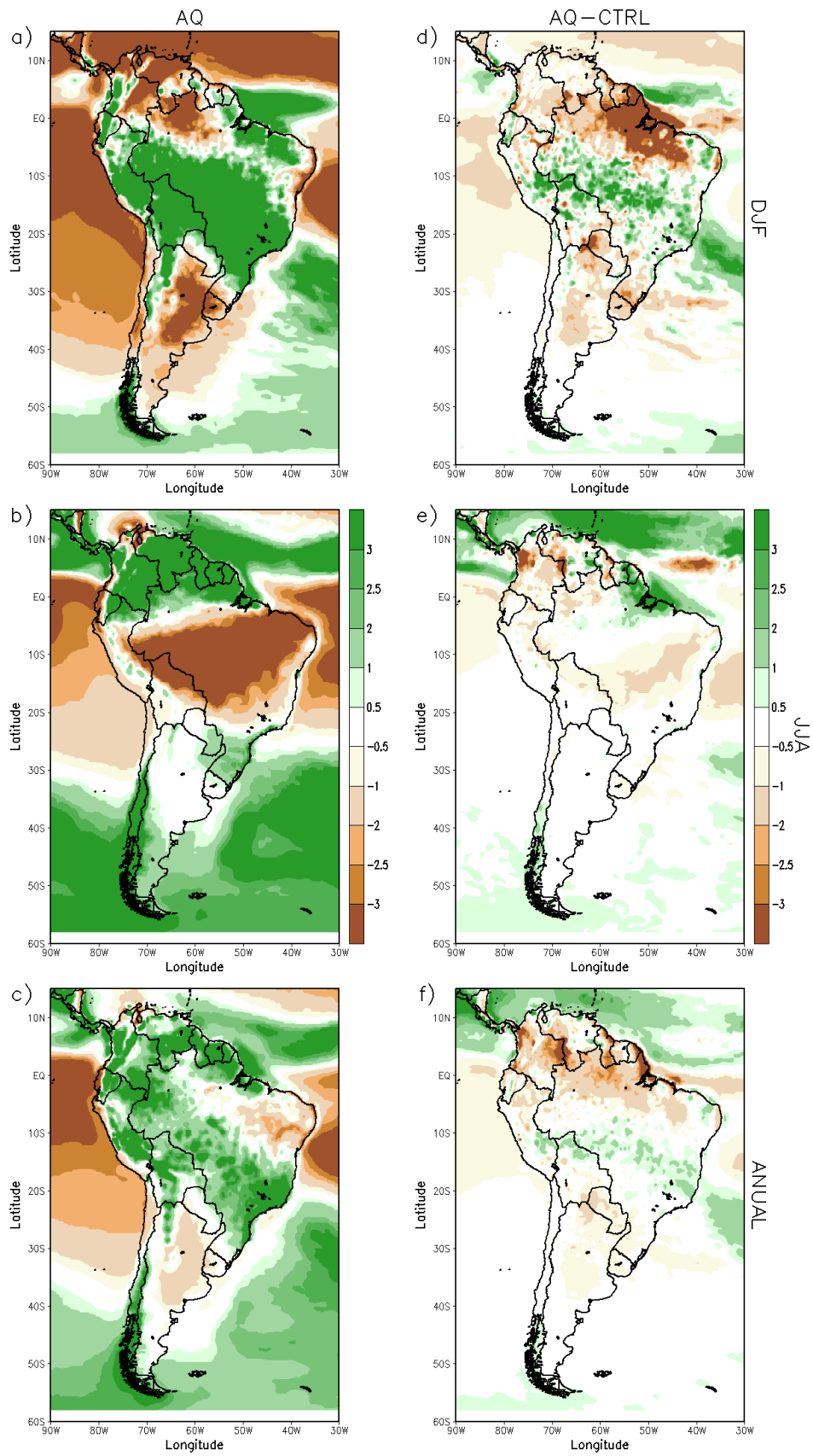


Figura 5.2 - Idem à Fig. 5.1 para P-ETP (mm dia^{-1}).

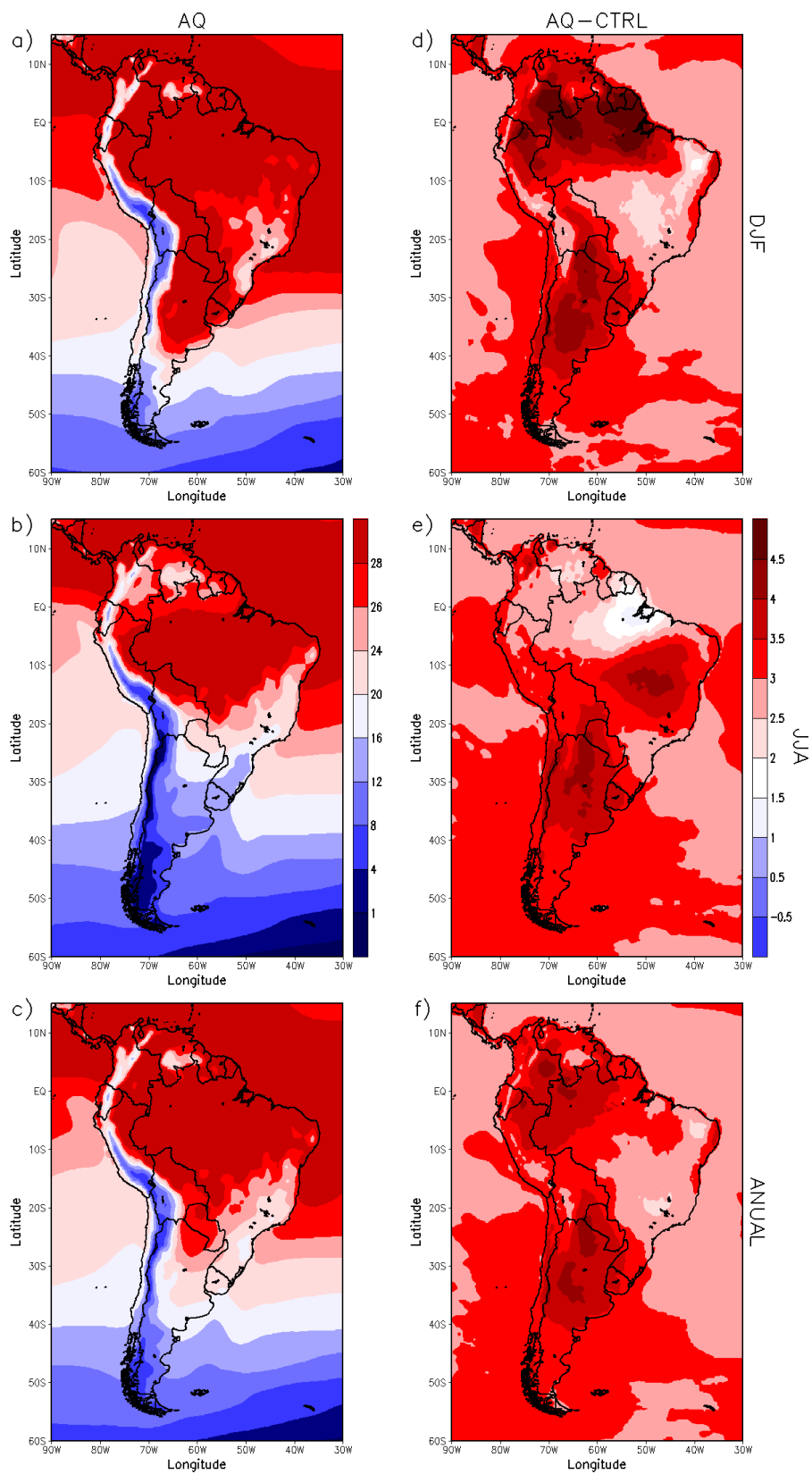


Figura 5.3 - Idem à Fig. 5.1 para a temperatura à superfície (°C).

incremento do conteúdo do vapor d'água. Na simulação o incremento do conteúdo de vapor d'água também ocorre sobre o oceano adjacente, com consequente convergência de umidade e o incremento da precipitação sobre o NEB. Em outros estudos usando esta metodologia realizados para regiões em latitudes médias, onde as áreas de interesse e análise ficavam afastadas dos oceanos, este comportamento não foi notado. (SENEVIRATNE et al., 2002; IM et al., 2010; WINTER; ELTAHIR, 2012).

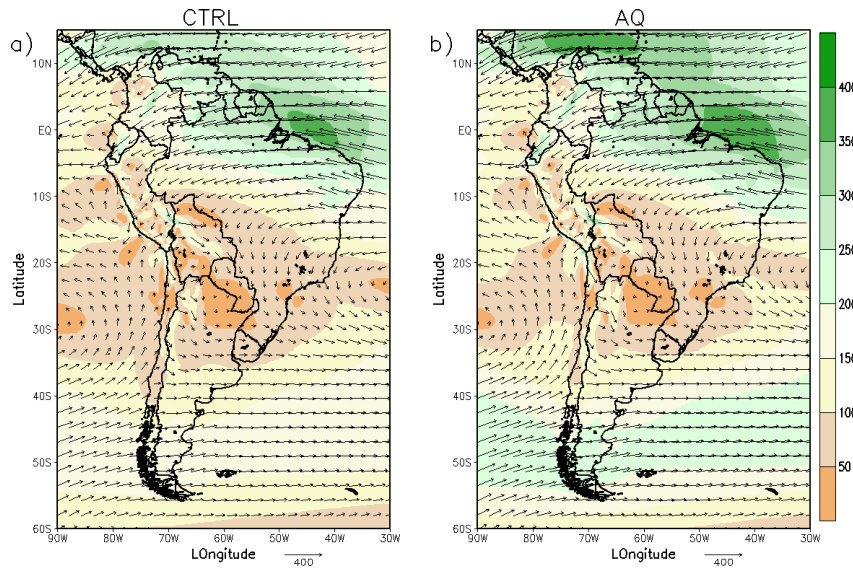


Figura 5.4 - Média anual do fluxo de umidade integrado na vertical ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$): a) CTRL e b) AQ.

Tabela 5.1 - Diferenças de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), precipitação (mm dia^{-1}), evapotranspiração (mm dia^{-1}) e saldo de radiação à superfície (W m^{-2}) para o experimento AQ em relação ao CTRL, para as regiões do Brasil.

Regiões	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)	ΔP (mm dia^{-1})	ΔE (mm dia^{-1})	ΔR (W m^{-2})
AMZ	+3,7	-0,14	-0,24	+1,2
NO	+3,6	-0,05	-0,21	+2,0
CO	+3,0	+1,04	+0,11	+5,4
NEB	+2,9	+0,62	+0,40	+4,3
SE	+2,6	+1,04	+0,38	+5,6
SU	+3,2	+0,13	+0,18	+7,5

As Figuras 5.5a e 5.5e mostram a distribuição dos biomas sobre América do Sul usando o índice de aridez radiativo de Budyko para o experimento AQ e as diferenças relativas ao experimento CTRL (AQ menos CTRL), respectivamente.

A distribuição dos biomas sobre América do Sul no cenário de pseudo mudança climática mostra um incremento geral da aridez no continente, exceto no NE, centro e SE do Brasil e no sul do continente (Figura 5.5e). O incremento da aridez é maior no NO do Brasil e Amazônia, onde as áreas de floresta tropical são substituídas por savanas e na Argentina, Paraguai, Uruguai e SU onde áreas com regime semi-úmido são substituídas por regimes semi-áridos e árido. A Tabela 5.2 mostra que as alterações médias do AI_B sobre toda a região é de +0,034 e +0,01 na Amazônia e região NO indicando que em 3,4% e 1% destas regiões a aridez aumenta. Isto sugere que áreas de floresta podem ser substituídas por savanas. A mudança na aridez da região SU ($\Delta AI_B = 0,06$) mostra um aumento de 4% na aridez. Nas regiões CO e SE a mudança no AI_B médio sobre toda a região sugere, respectivamente, que em 13% e 17,5% destas áreas a aridez está diminuindo. No NEB a mudança média no AI_B sobre toda a região é de -0,88 sugerindo que a aridez está decrescendo em 28% na área. Como mencionado anteriormente, o AQ simula um incremento incorreto da precipitação nesta região levando a valores baixos de AI_B e por consequência um incremento do regime úmido.

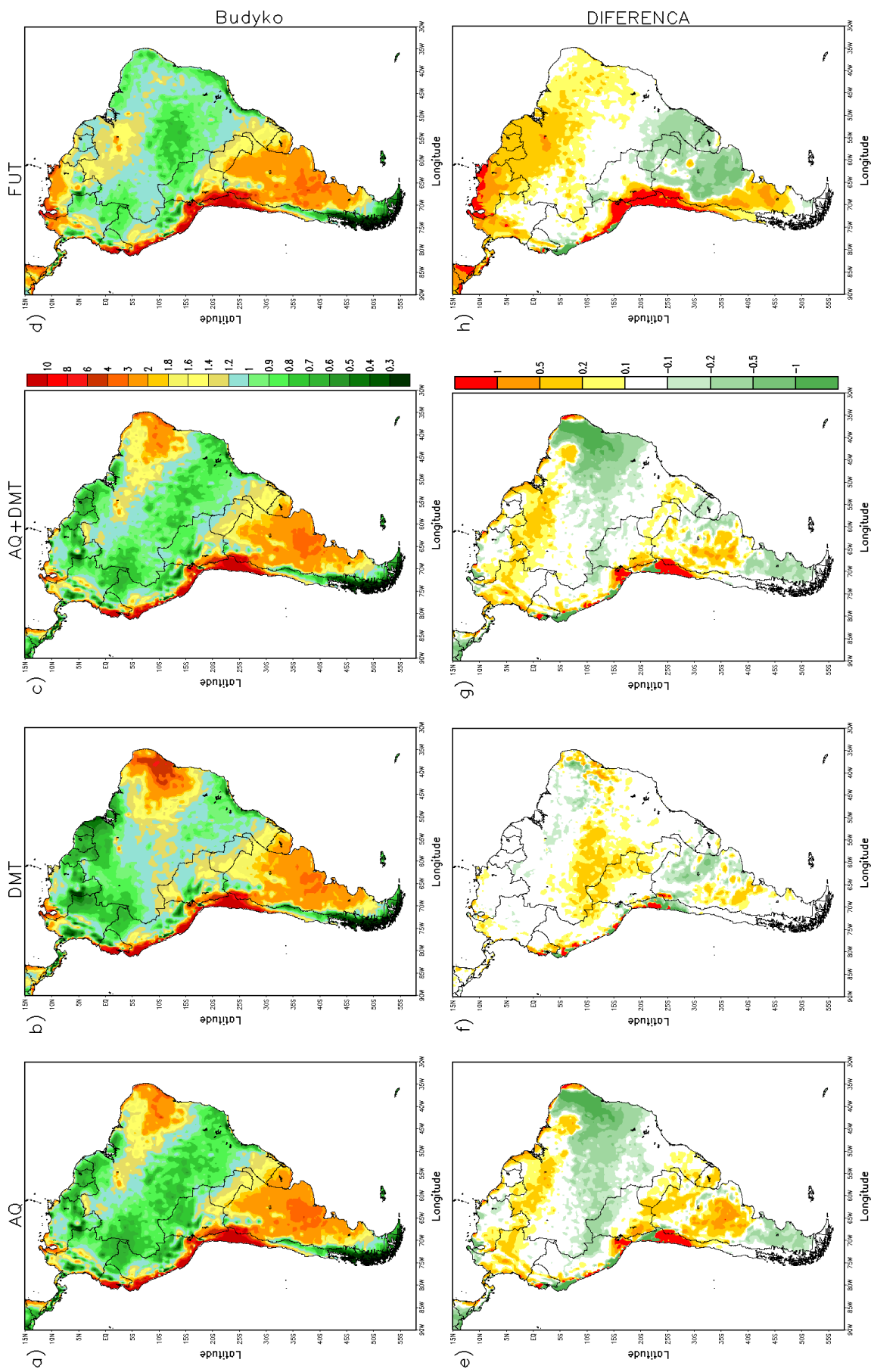


Figura 5.5 - Índice de Budyko para os experimentos de sensibilidade: a) AQ; b) DMT; c) AQ+DMT e d) FUT. Diferenças: e) AQ-CTRL; f) DMT-CTRL; g) AQ+DMT-CTRL e h) FUT-RF.

Tabela 5.2 - Valores de AI_B para o experimento AQ e as diferenças relativas ao CTRL nas regiões do Brasil.

Regiões	AI_B	ΔAI_B	$\Delta AI_B(\%)$
AMZ	0,87	0,03	3,4
NO	1,02	0,01	1,0
CO	1,00	-0,13	-13,0
NEB	3,12	-0,88	-28,0
SE	1,20	-0,21	-17,5
SU	1,36	0,06	4,0

As Figuras 5.6a e 5.6e mostram a distribuição dos biomas sobre América do Sul usando o índice de aridez da UNEP para o experimento de pseudo-aquecimento e a diferença (AQ menos CTRL), respectivamente.

A distribuição dos biomas na América do Sul no cenário de pseudo mudança climática mostra um aumento da aridez no continente (Figura 5.6e). A zona seca no NEB amplia-se e atinge a Amazônia e a região NO. Também, as áreas do centro e norte de Argentina, sul da Bolívia, Paraguai, Uruguai, SU e SE do Brasil serão substituídas por áreas de regimes mais secos. Por outro lado, a umidade aumenta no sul da Argentina, em algumas partes do centro do Brasil, norte de Bolívia e ao longo da costa leste do Brasil. Nota-se um aumento de aridez no litoral do NEB como mostrado com o AI_B .

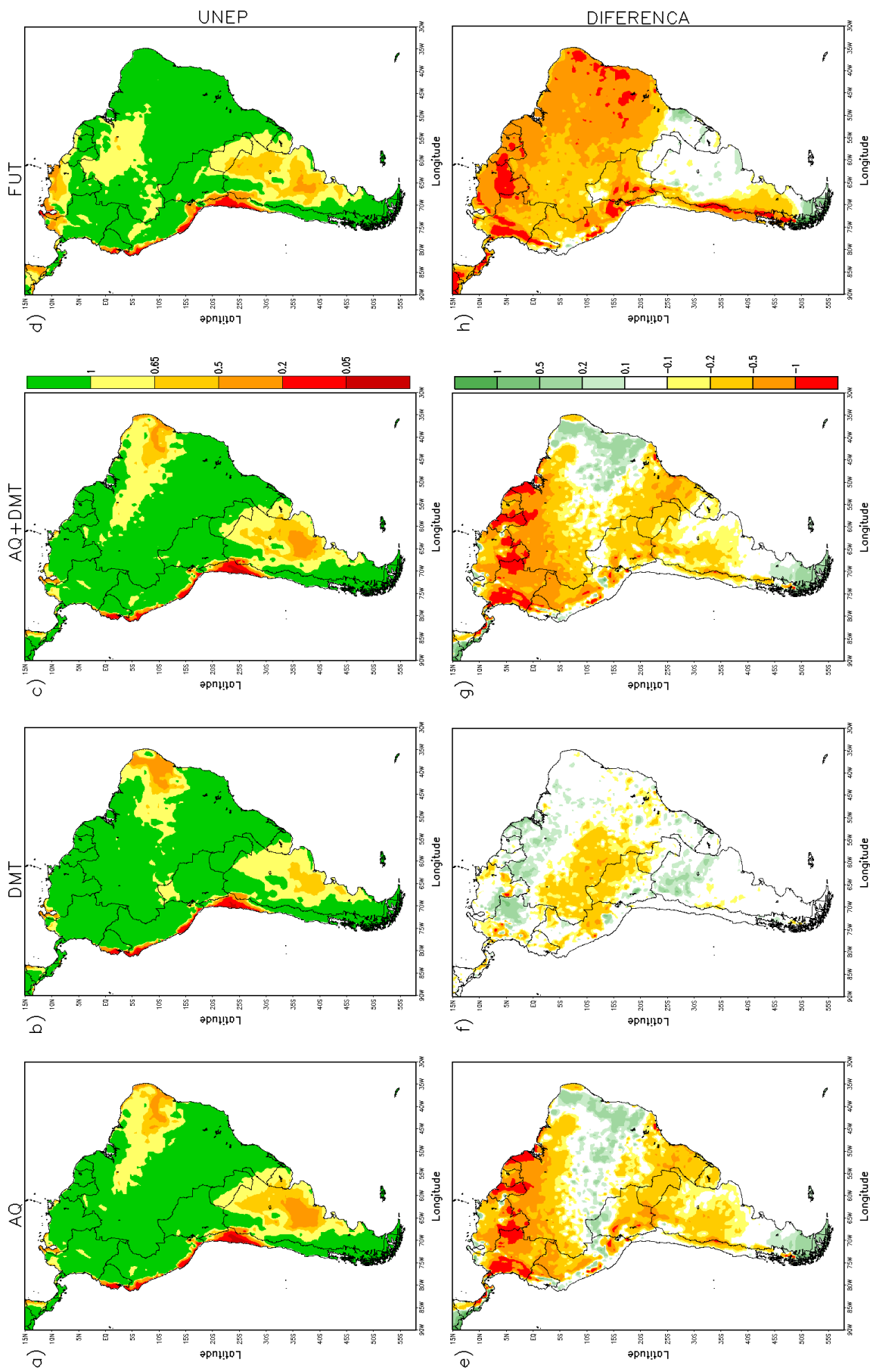


Figura 5.6 - Idem à Fig. 5.5 para o índice UNEP.

As mudanças no índice de aridez UNEP no cenário AQ, calculados para cada uma das regiões do Brasil, mostraram um aumento da aridez, como resposta a um cenário de pseudo-aquecimento global em todas as regiões, exceto na região NEB (Tabela 5.3). A maior diminuição no AI_U (maior aumento da aridez) ocorre na região NO, especialmente na região da Amazônia ($\Delta AI_U = -0,47$). Isto sugere que 24,2% da floresta na Amazônia pode ser substituída por áreas sem floresta. Na região NO, a média do $\Delta AI_U = -0,32$ indica que 21% das áreas de regime úmido podem ser substituídas por áreas com regime árido. Estes resultados, também podem ser vistos na Figura 5.6e. Nas regiões SU e SE as médias do ΔAI_U são -0,32 e -0,05, respectivamente, o que implica em redução de 18,9% e 2,5% nas áreas de regime úmido. Embora que em algumas partes do centro do Brasil a umidade aumente (Figura 5.6e), a mudança média no ΔAI_U , calculados sobre toda a região CO é de -0,09, mostrando um aumento da aridez de 5,8%. A aridez diminui no NEB ($\Delta AI_U = 0,02$). Isto é devido ao incremento na precipitação sobre esta região, tal como aconteceu no caso do índice de Budyko.

Tabela 5.3 - Idem à Tab. 5.2 para o índice UNEP.

Regiões	AI_u	ΔAI_u	$\Delta AI_u(\%)$
AMZ	1,94	-0,47	-24,2
NO	1,54	-0,32	-21,0
CO	1,55	-0,09	-5,8
NEB	0,65	0,02	3,1
SE	1,97	-0,05	-2,5
SU	1,69	-0,32	-18,9

5.1.2 Desmatamento

Neste experimento é estudado o impacto no clima regional, particularmente na precipitação, temperatura e distribuição dos biomas devido ao desmatamento da Amazônia.

Os campos de precipitação e temperatura para o experimento de desmatamento (DMT) são mostrados nas Figuras 5.7 e 5.8. Pode ser notado na média anual e DJF uma diminuição da precipitação no sul da Amazônia, maior durante verão, e um incremento ao norte desta; no inverno observa-se uma diminuição no norte da Amazônia. A temperatura, por outro lado, mostra durante JJA um incremento maior que 0,9 °C sobre toda a região desmatada. No verão ocorre uma diminuição em torno de -0,6 °C. Na média anual esses sinais enfraquecem para valores de $\pm 0,3$

°C, formando um dipolo negativo-positivo ao norte e sul da região desmatada. Medvigy et al. (2011) mostraram resultados semelhantes, anomalias negativas na maior parte da região desmatada e positivas nas proximidades durante o verão. Já no inverno encontraram um dipolo negativo-positivo ao norte da região desmatada. As diferenças entre ambos resultados podem ser associadas ao modelo, parametrizações físicas, resolução e região desmatada usados nesse estudo.

As Figuras 5.5b, 5.5f e 5.6b, 5.6f mostram a distribuição de biomas para o experimento DMT e a perturbação (DMT menos CTRL) usando os índices de Budyko e UNEP. Nas Figuras 5.5b e 5.5f, pode ser notado que áreas de floresta são substituídas por regime mais seco na parte central e ao sul de 5°S da Amazônia. Isto leva a um aumento do índice de Budyko (aumento de aridez) nessas regiões. No norte e na maioria da Amazônia central, a aridez diminuiu (Figura 5.5f). Da Tabela 5.4 e tomando em conta os valores médios de AI_B para cada uma das três regiões da Amazônia, 22% da região sul da área de floresta pode ser substituído por pastagem, em comparação com o experimento CTRL. Nas áreas norte e central há um decréscimo de aridez de 4% e 1,1%, respectivamente. Para o caso do índice UNEP, pode ser observado a partir das Figuras 5.6b e 5.6f que regiões secas substituem regiões de regime úmido na Amazônia. O índice da UNEP diminuiu (representando um aumento da aridez) no centro e sul da Amazônia, enquanto que no norte da Amazônia se incrementa, como pode ser visto na Figura 5.6f. Essas mudanças no índice UNEP sugere que 22% e 4,8% das regiões de regime úmido no sul e centro da Amazônia são, respectivamente, substituídas por áreas mais secas, enquanto na Amazônia norte há um decréscimo de 3% na aridez (Tabela 5.4).

Assim, as mudanças na distribuição dos biomas devido ao desmatamento usando os índices de Budyko e UNEP mostram resultados similares. Isto é, se estima que há um aumento de 22% na aridez no sul para ambos os índices e uma diminuição no norte da Amazônia (4% e 3% para os índices Budyko e UNEP, respectivamente). Por outro lado, os resultados divergem na Amazônia central: o uso do índice Budyko indica uma diminuição da aridez enquanto que o índice UNEP sugere um aumento.

As perturbações média anual (DMT menos CTRL) no saldo de radiação à superfície, a precipitação, a evapotranspiração e a temperatura na superfície devido ao desmatamento são apresentados na Tabela 5.5. Há uma diminuição significativa do saldo de radiação à superfície ($-7,8 \text{ W m}^{-2}$), devido ao aumento do albedo da superfície e um decréscimo na evapotranspiração e precipitação médias ($-0,25 \text{ mm dia}^{-1}$ e de $-0,54 \text{ mm dia}^{-1}$, respectivamente). O sinal das alterações na temperatura na superfície é

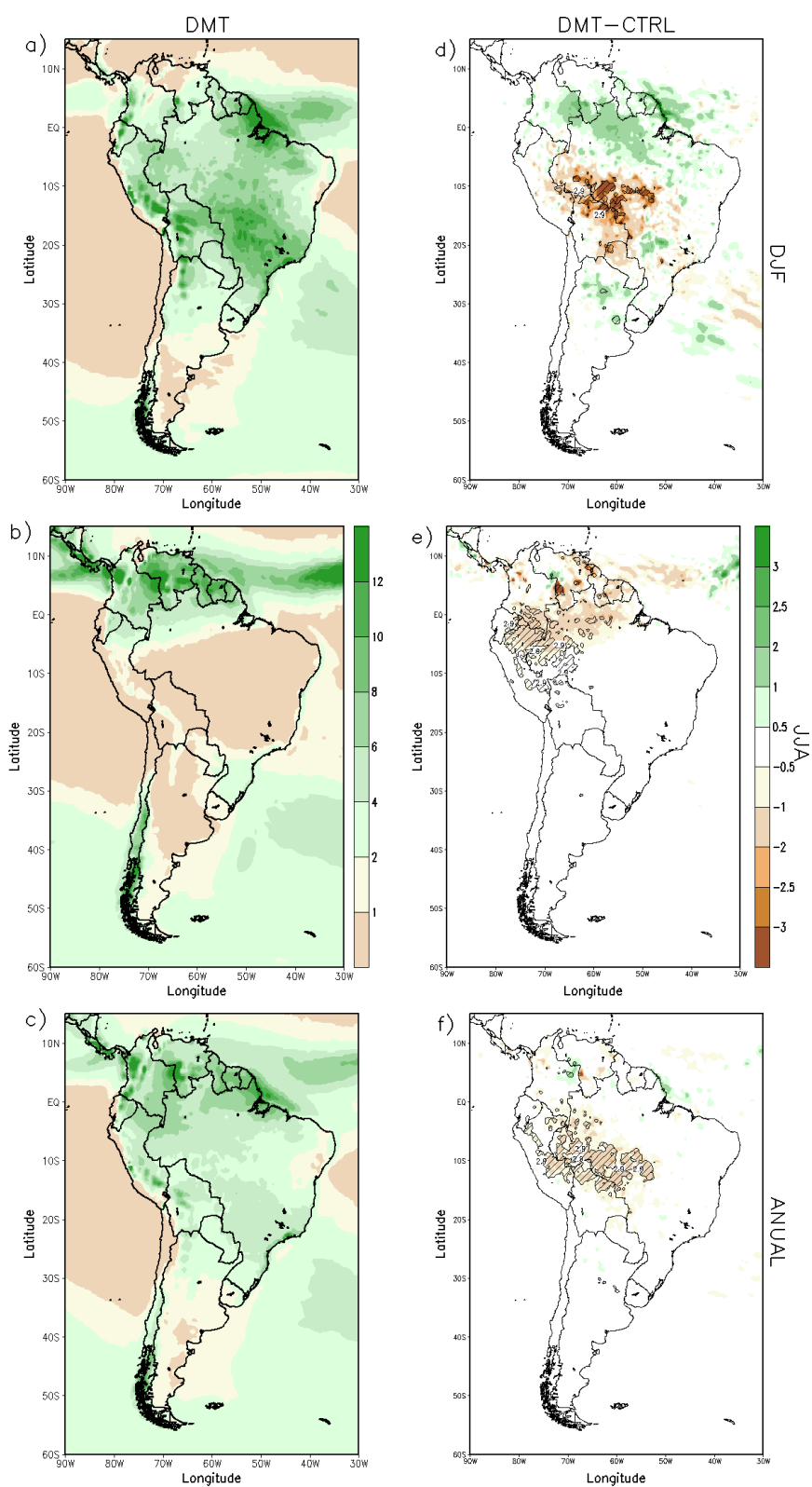


Figura 5.7 - Média da precipitação (mm dia^{-1}) para o experimento DMT: a) DJF; b) JJA; c) Anual e diferenças DMT-CTRL: d); e) e f). (Áreas hachuradas com significância a 99%.)

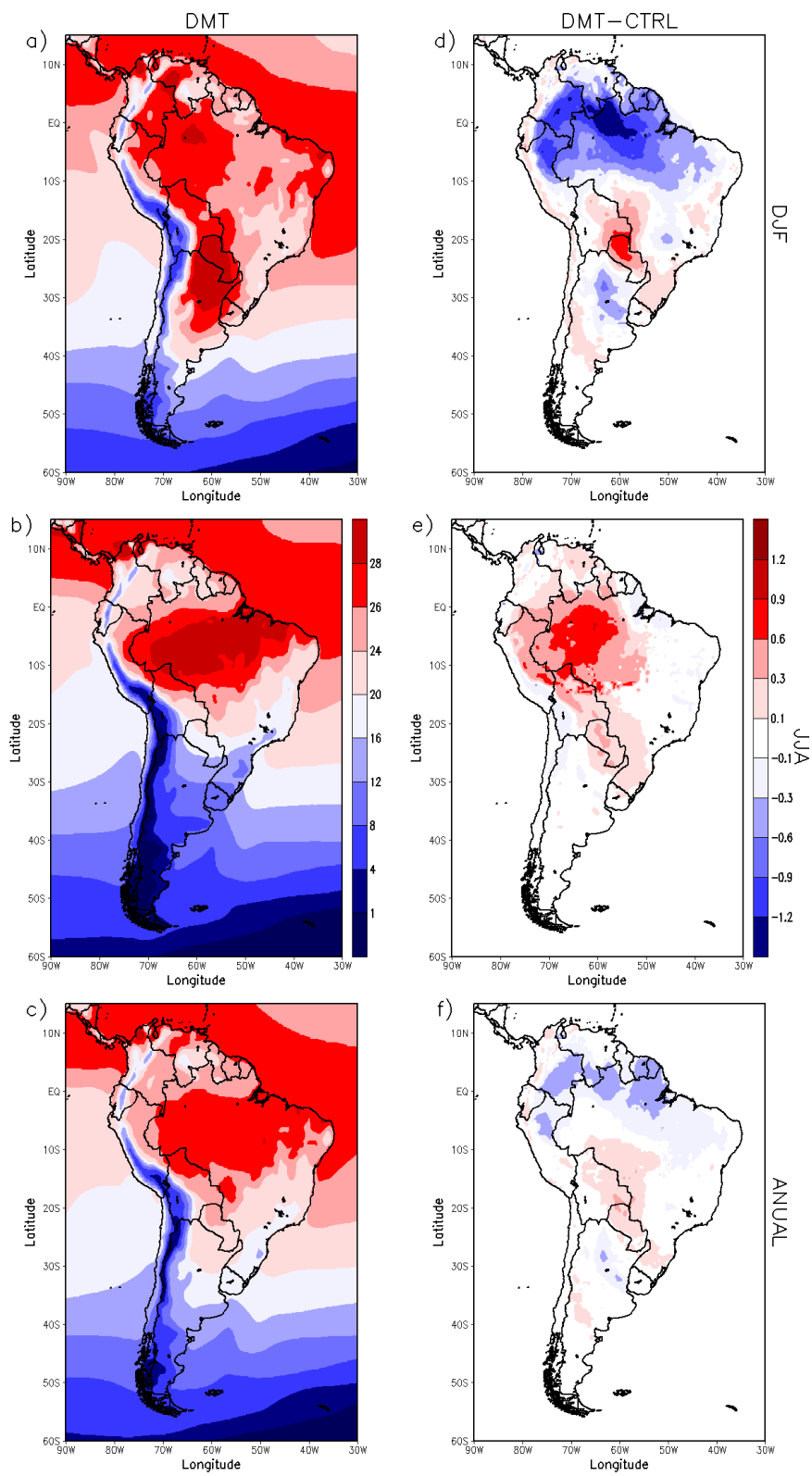


Figura 5.8 - Idem à Fig. 5.7 para a temperatura à superfície (°C).

diferente sobre as três regiões da Amazônia. Em média a temperatura na superfície diminui nas áreas norte e central ($-0,3$ °C e $-0,2$ °C, respectivamente) e aumenta na região sul ($0,1$ °C). Na Figura 5.8, nota-se que a temperatura na superfície média anual pode aumentar no sul da Amazônia em até $0,6$ °C, e no norte da Amazônia diminuí em torno de $-0,9$ °C. Uma vez que a maior diminuição na evapotranspiração ocorre no sul da Amazônia, provavelmente o efeito da redução da evapotranspiração nesta região supera a do aumento do albedo pela mudança da vegetação, enquanto que nas outras duas regiões isto não ocorre. Isto leva a um incremento da temperatura no sul da Amazônia e uma diminuição nas regiões norte e central da Amazônia. RAMOS da SILVA et al. (2008) em experimentos similares encontraram que a precipitação diminui nos meses de janeiro-fevereiro, com maior intensidade no oeste e sul da região desmatada. Experimentos numéricos desmatando as regiões de floresta tropical da Terra, usando o AOGCM AM2/LM2, mostram que os impactos na distribuição da precipitação e temperatura são pequenos e tem um impacto regional (FINDELL et al., 2009). As alterações na temperatura da superfície das três áreas de Amazônia concordam com as mudanças na aridez apresentadas pelo índice Budyko o que indica um aumento elevado da aridez na região do sul (com um consequente aumento da temperatura à superfície), enquanto que na outras duas áreas, é notada (Figura 5.5f) uma diminuição da aridez (e portanto uma redução da temperatura da superfície). O índice da UNEP indica também um aumento elevado de aridez na Amazônia sul e uma diminuição na Amazônia norte. Já na região central, diferentemente do índice de Budyko, é observado um aumento da aridez.

Tabela 5.4 - Valores de AI_B e AI_U para os experimentos de DMT e AQ+DMT e as diferenças relativas ao CTRL.

Budyko	Região	CTRL	DMT	DMT-CTRL	DMT-CTRL	AQ+DMT	AQ+DMT-CTRL	AQ+DMT-CTRL
		AI_B	AI_B	ΔAI_B	ΔAI_B (%)	AI_B	ΔAI_B	ΔAI_B (%)
	NAM	0,74	0,71	-0,03	-4	0,89	+0,15	+20
	CAM	0,92	0,93	-0,01	-1,1	0,99	+0,07	+7,6
	SAM	1,00	1,22	+0,22	+22	0,90	-0,10	-10
UNEP		AI_U	AI_U	ΔAI_U	ΔAI_U (%)	AI_U	ΔAI_U	ΔAI_U (%)
	NAM	2,66	2,74	+0,08	+3	1,66	-1,00	-37,6
	CAM	1,68	1,60	-0,08	-4,8	1,21	-0,47	-28
	SAM	1,36	1,06	-0,30	-22	1,22	-0,14	-10,3

Tabela 5.5 - Idem à Tab. 5.1, para os experimentos DMT e AQ+DMT em relação ao CTRL, para as regiões da Amazônia em análise.

Experimentos	Regiões	ΔT (°C)	ΔP (mm dia ⁻¹)	ΔE (mm dia ⁻¹)	ΔR (W m ⁻²)
DMT	NAM	-0,3	-0,10	-0,16	-7,8
	CAM	-0,2	-0,43	-0,24	-7,8
	SAM	+0,1	-1,08	-0,36	-7,7
	média	-0,1	-0,54	-0,25	-7,8
AQ+DMT	NAM	+3,6	-1,27	-0,48	-1,7
	CAM	+3,6	-0,57	-0,42	-4,3
	SAM	+3,3	+0,53	-0,22	-1,9
	média	+3,5	-0,44	-0,37	-2,6

5.1.3 Pseudo-Aquecimento+Desmatamento

Neste experimento é investigado as importâncias relativas do desmatamento e pseudo-aquecimento global no clima e distribuição dos biomas nas regiões norte, centro e sul da Amazônia.

Para o experimento conjunto de pseudo-aquecimento e desmatamento (AQ+DMT) as Figuras 5.9 e 5.10 mostram os campos de precipitação e temperatura. Comparando com as 5.1 e 5.3 observa-se, na média anual e DJF, uma diminuição das anomalias de precipitação e um aumento da temperatura sobre as áreas desmatadas. Em JJA o maior incremento de temperatura e precipitação ocorre no Brasil central e leste do NO, respectivamente.

As Figuras 5.5c, 5.5g e 5.6c, 5.6g mostram a distribuição dos biomas para o experimento de desmatamento em conjunto com o pseudo-cenário e ambas perturbações (AQ+DMT menos CTRL), usando os índices de Budyko e UNEP, respectivamente. Nas Figuras 5.5c e 5.5g pode se notar que, quando o pseudo-cenário de aquecimento é incluído as áreas desmatadas são substituídas por pastagens mais ao norte, se comparado com o caso de desmatamento. Isto leva a um aumento do índice de Budyko, portanto a um aumento da aridez na região. No sul da Amazônia há uma diminuição da aridez, como mostrado na Figura 5.5g. Os resultados apresentados na Tabela 5.4, sugerem que 20% e 7,6% das áreas de floresta são substituídas por pastagem, no norte e centro da Amazônia, respectivamente, quando o pseudo-aquecimento é considerado em conjunto com o desmatamento, enquanto que, no caso do experimento DMT existe uma diminuição na aridez (4% e 1,1%, respectivamente). No sul da Amazônia a aridez diminui em 10% comparado com o CTRL, enquanto que

aumenta no caso com apenas desmatamento (22%). As Figuras 5.6c e 5.6g mostram que, no caso do índice da UNEP há um aumento geral da aridez nas três regiões em comparação com o CTRL. O aumento da aridez é maior no norte da Amazônia (37,6%), seguido pela região central (28%) e sul (10,3%) da Amazônia. A partir das Figuras 5.6f, 5.6g e da Tabela 5.4 observa-se que a aridez aumenta em grande parte do norte da Amazônia quando o desmatamento é acrescido do pseudo-aquecimento (AQ+DMT), enquanto que diminui no caso de somente desmatamento ocorrer (DMT). Embora que nos dois experimentos exista um aumento da aridez na região central da Amazônia, o aumento é muito mais elevado no caso de desmatamento em conjunto com o pseudo-aquecimento (AQ+DMT). Por outro lado, o aumento da aridez no sul da Amazônia é maior no caso de apenas desmatamento (DMT).

Das análises anteriores nota-se que as alterações na distribuição dos biomas devido ao desmatamento em conjunto com o pseudo-aquecimento usando os índices de Budyko e da UNEP concordam. Estes sugerem que há um aumento de 20% (para o índice Budyko) e 37,6% (para o índice UNEP) da aridez na região norte da Amazônia e um aumento de 7,6% (para o índice Budyko) e 28% (para o índice UNEP) na região central da Amazônia. Estas alterações são maiores em comparação com o caso de apenas desmatamento. Por outro lado, os resultados divergem na região sul da Amazônia: onde o índice de Budyko indica uma diminuição da aridez enquanto que o índice da UNEP sugere um aumento.

A Tabela 5.5 mostra que as principais alterações climáticas e da Amazônia (média das três regiões) são um aquecimento de 3,5 °C e uma redução na evapotranspiração (0,37 mm dia⁻¹) e a precipitação (0,44 mm dia⁻¹) em relação ao CTRL. Pode ser visto a partir da Tabela 5.5 que a inclusão do cenário de pseudo-aquecimento aumenta significativamente as alterações na temperatura da superfície devidas somente ao desmatamento. No entanto, o desmatamento pode ter um efeito local significativo, principalmente na precipitação. As Figuras 5.8f e 5.10f mostram que as alterações na temperatura da superfície média anual devido ao desmatamento podem alcançar anomalias de +0,6 °C no sul da Amazônia, o que corresponde a 15% do máximo de mudanças quando o cenário pseudo-aquecimento está incluído (4 °C). O aumento da temperatura na superfície é restrita, principalmente, pela redução do saldo de radiação à superfície somada à redução da evapotranspiração. As alterações na temperatura da superfície são grandes nas três regiões da Amazônia analisadas. Estas alterações concordam com as mudanças observadas na aridez fornecidas pelo índice UNEP que indicam um aumento da aridez (e conseqüente aumento da temperatura

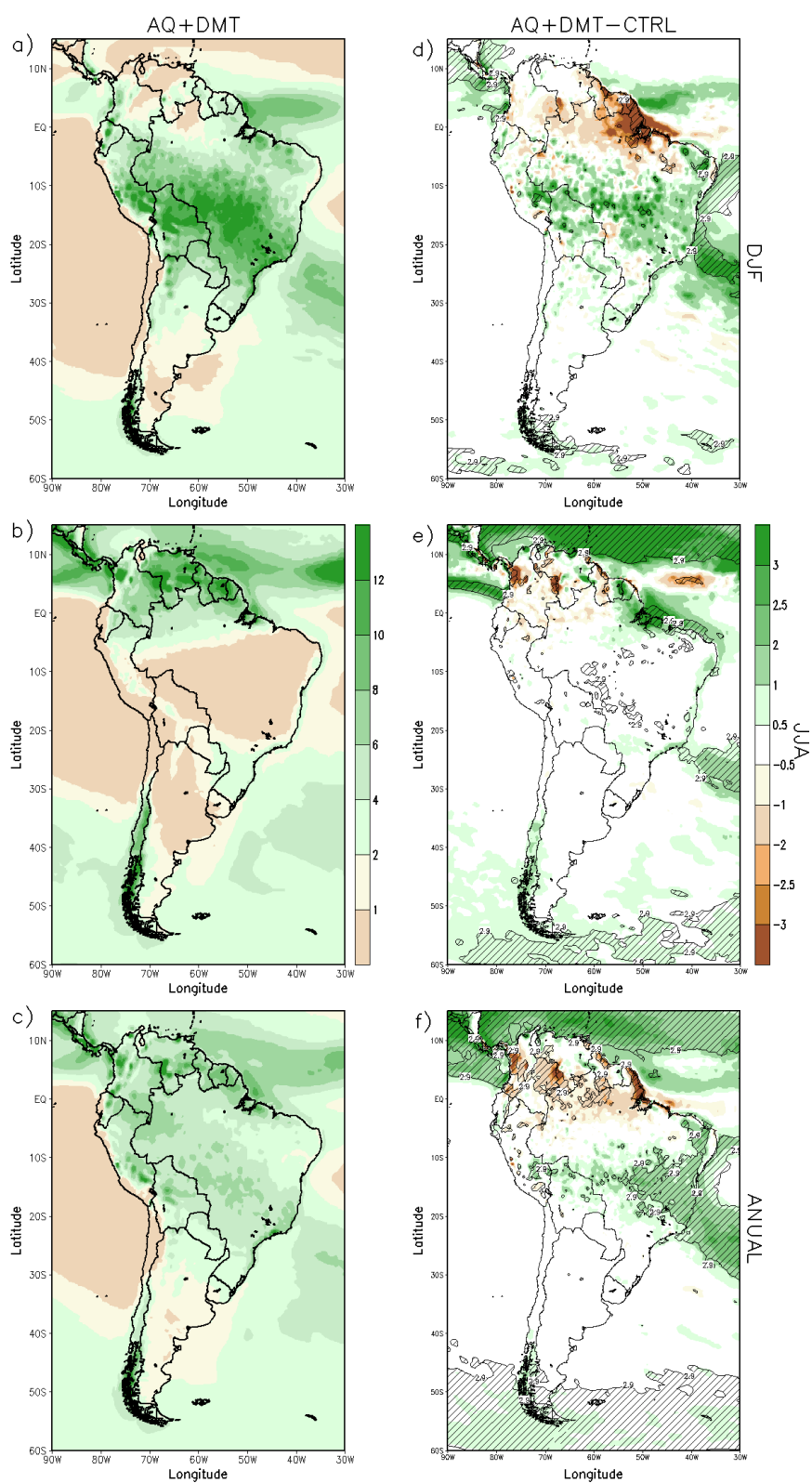


Figura 5.9 - Média da precipitação (mm dia^{-1}) para o experimento AQ+DMT: a) DJF; b) JJA; c) Anual e diferenças AQ+DMT-CTRL: d); e) e f). (Áreas hachuradas com significância a 99%.)

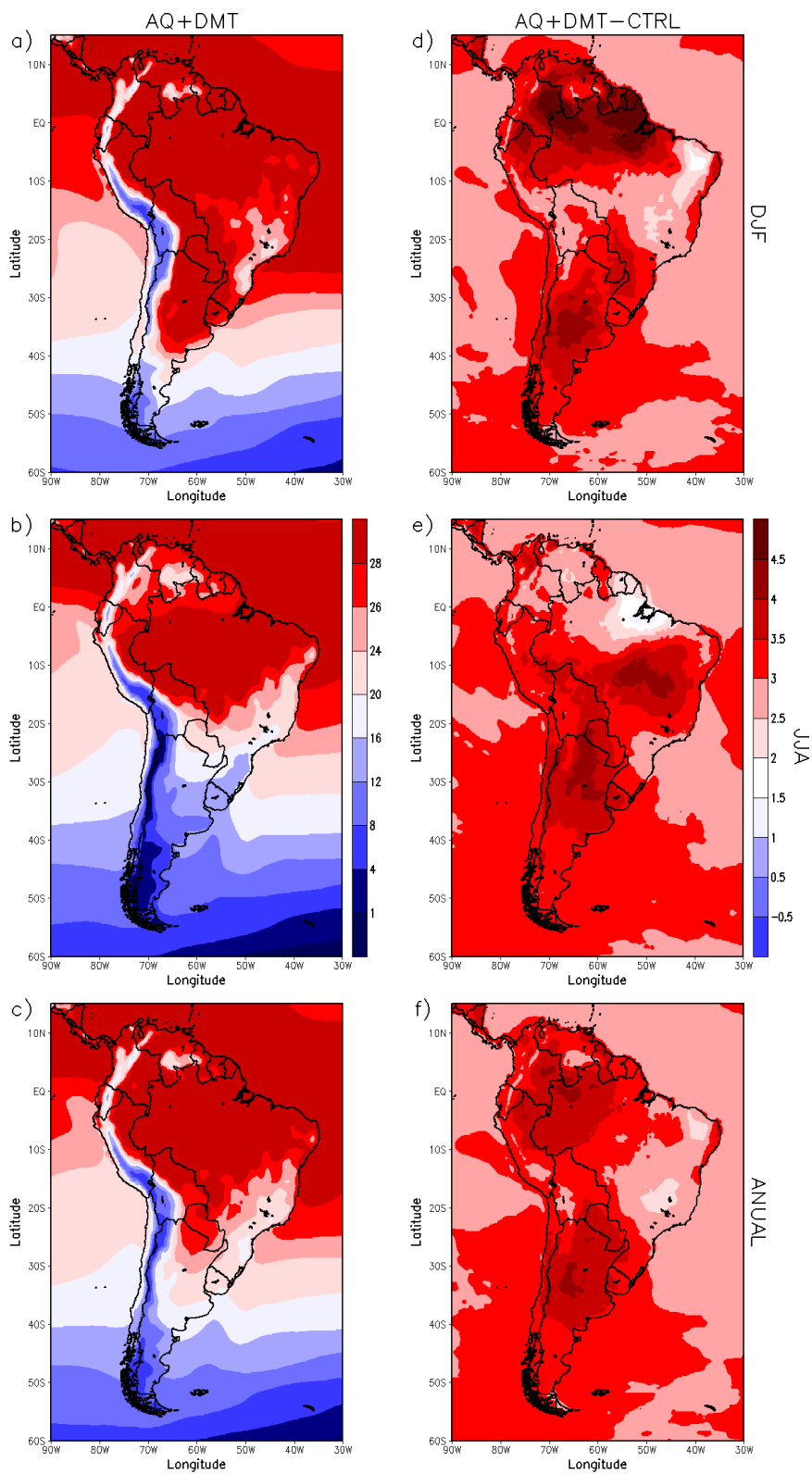


Figura 5.10 - Idem à Fig. 5.9 para a temperatura à superfície (°C).

da superfície) nas três regiões em comparação com o experimento CTRL (Tabela 5.4). O aumento da aridez é maior na região norte da Amazônia seguido pelas regiões central e sul de acordo com a mudança na temperatura da superfície destas regiões. Também, o índice de Budyko mostra maior aumento da aridez no norte da Amazônia, seguido pela Amazônia central. Porém, no sul da Amazônia este índice indica um decréscimo da aridez.

5.2 Cenário FUT

As Figuras 5.11 e 5.12 mostram os campos de precipitação e temperatura para o experimento FUT, onde o RegCM4 foi integrado usando dados do AOGCM EH5OM sob o cenário SRES A1B. Comparada à Figura 5.1 nota-se na média anual menor precipitação sobre o continente, exceto na região NEB, apresentando pequenas anomalias positivas no SU e negativas no NO. As maiores diferenças com relação ao experimento RF acontecem no verão austral, com um aumento da precipitação no norte da Bolívia, SU, SE e NEB; e diminuição no leste da região NO. A temperatura entretanto, apresenta maiores alterações, alcançando valores maiores que 4°C, como ocorre no caso do experimento de pseudo-aquecimento. Sobre o Brasil os maiores incrementos ocorrem no inverno (> 4 °C).

As alterações da distribuição dos biomas para o experimento FUT usando os índices de Budyko e UNEP (Figuras 5.5h e 5.6h), mostram no sul da Amazônia e grande parte do NEB resultados mais próximos aos encontrados no experimento de desmatamento, ou seja, um aumento da aridez nessas regiões e sendo muito mais seca com o índice da UNEP. As regiões no NEB e NO e ao sul de 20°S são ligeiramente mais úmidas neste cenário. A Figura 5.5h mostra que, no caso do AI_B os impactos de aridez são menos intensos em comparação ao AI_U da Figura 5.6h. Na Tabela 5.6 também as mudanças no AI_U são maiores, na maioria das áreas. Nas regiões AMZ e NO o ΔAI_U sugere que 46,6% e 42,8% das áreas de floresta são substituídas por pastagem. As regiões CO e SE também apresentam altos valores de ΔAI_U , sugerindo que 40% e 41% de suas áreas são substituídas por regimes mais secos. Foi notado menores aumentos de aridez nas regiões NEB e SU. Porém, nas regiões CO e SU o ΔAI_B apresenta sinais opostos ao ΔAI_U , que sugerem uma diminuição da aridez em 3,2% e 14,4%, respectivamente.

A Tabela 5.7 mostra para as diferentes regiões do Brasil um incremento médio da temperatura e do saldo de radiação à superfície de 4 °C e 4 W m⁻², respectivamente. Por outro lado, a precipitação e evapotranspiração diminuem em todas as regiões, exceto na SU.

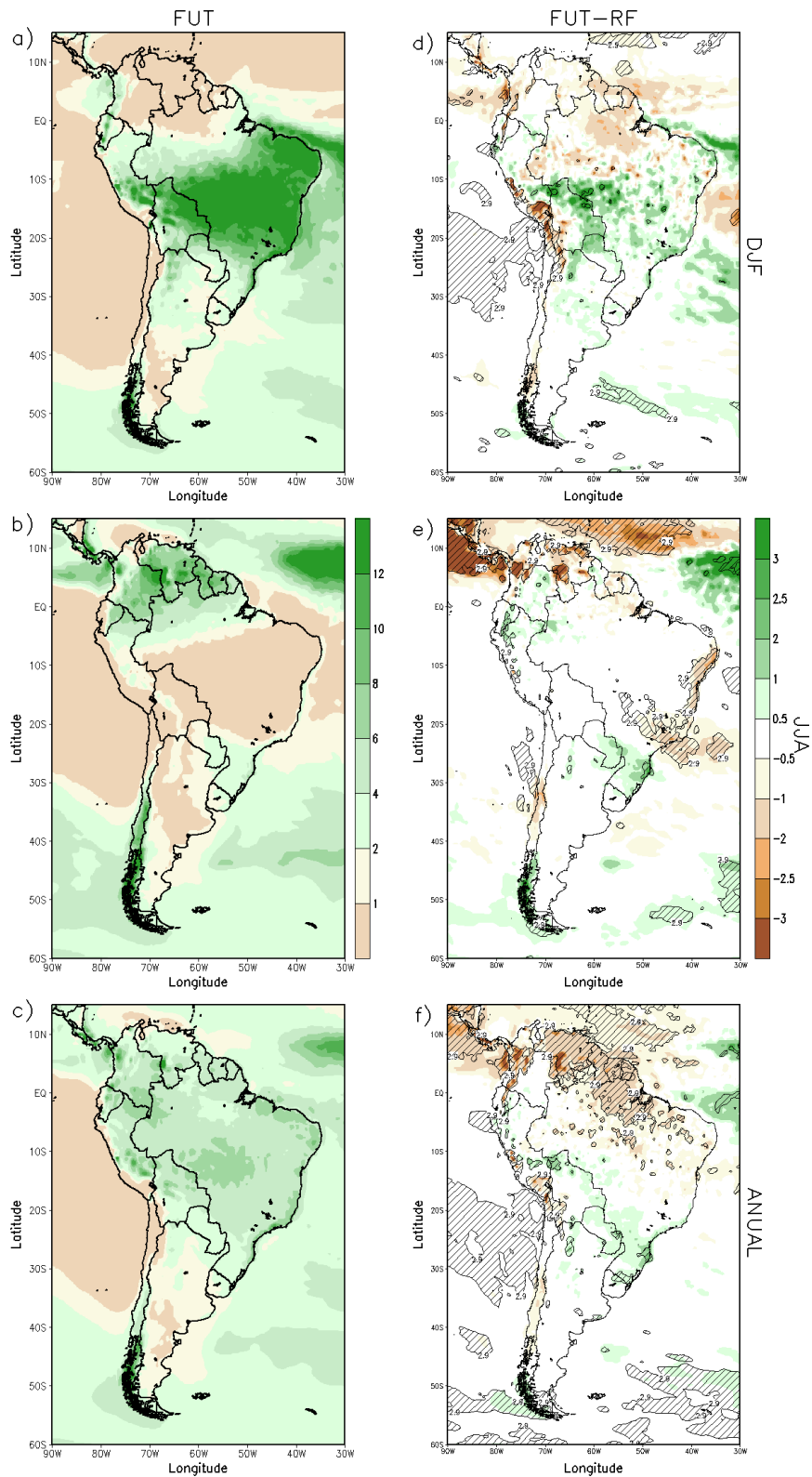


Figura 5.11 - Média da precipitação (mm dia^{-1}) para o experimento FUT: a) DJF; b) JJA; c) Anual e diferenças FUT-CTRL: d); e) e f). (Áreas hachuradas com significância a 99%.)

Tabela 5.6 - Valores de AI_B e AI_U para o experimento FUT e as diferenças relativas ao RF.

Regiões	AI_B	ΔAI_B	ΔAI_B (%)	AI_U	ΔAI_U	ΔAI_U (%)
AMZ	1,11	0,16	14,4	0,56	-0,26	-46,4
NO	1,18	0,20	16,9	1,26	-0,54	-42,8
CO	0,94	-0,03	-3,2	2,92	-1,17	-40,0
NEB	1,19	0,15	12,6	3,47	-0,87	-25,1
SE	1,09	0,05	4,6	3,13	-1,29	-41,2
SU	1,43	-0,21	-14,7	0,91	-0,15	-16,5

Na comparação entre os experimentos AQ e FUT encontra-se que a região do AMZ apresentam resultados semelhantes, em que a temperatura à superfície e saldo de radiação aumentam e a precipitação e evapotranspiração diminuem, decorrente da diminuição da nebulosidade de -2,9% para o AQ e -4,4% para o FUT, sendo menos intensos no AQ na maioria das variáveis. Porém, o aumento no fluxo de calor sensível e diminuição do calor latente são maiores no AQ pelo fato de apresentar maior diminuição da evapotranspiração e também pela diminuição da nebulosidade. Para o caso do NEB os impactos na precipitação e evapotranspiração mostra sinais opostos, aumentando no AQ e diminuindo no FUT. A temperatura e saldo de radiação aumentam em ambos os casos. Assim, no AQ o calor sensível diminui por apresentar um clima mais úmido, favorecido pelo aumento na cobertura de nuvens e precipitação. Já no FUT acontece o contrario, por diminuição da evapotranspiração e precipitação induzida pela menor quantidade de cobertura de nuvens, apresentando assim um regime mais seco. As diferenças encontradas nesta região, podem estar relacionadas com a metodologia usada na construção no pseudo-cenário que impõe maior quantidade de vapor de água, favorecendo assim que a região apresente um regime mais úmido. Além disto, em estudos prévios (SCHÄR et al., 1996; SENEVIRATNE et al., 2002; IM et al., 2010; WINTER; ELTAHIR, 2012) esta metodologia foi usada nas latitudes médias e em regiões onde a TSM não apresenta influencia direta.

Tabela 5.7 - Idem à Tab. 5.1, para o experimento FUT em relação ao RF.

Regiões	ΔT (°C)	ΔP (mm dia ⁻¹)	ΔE (mm dia ⁻¹)	ΔR (W m ⁻²)
AMZ	+4,4	-0,7	-0,1	+3,7
NO	+4,4	-0,8	-0,1	+4,1
CO	+4,4	0,2	0,1	+4,0
NEB	+3,7	-0,6	-0,1	+5,0
SE	+4,1	-0,04	-0,1	+3,6
SU	+3,6	0,6	0,2	+4,0

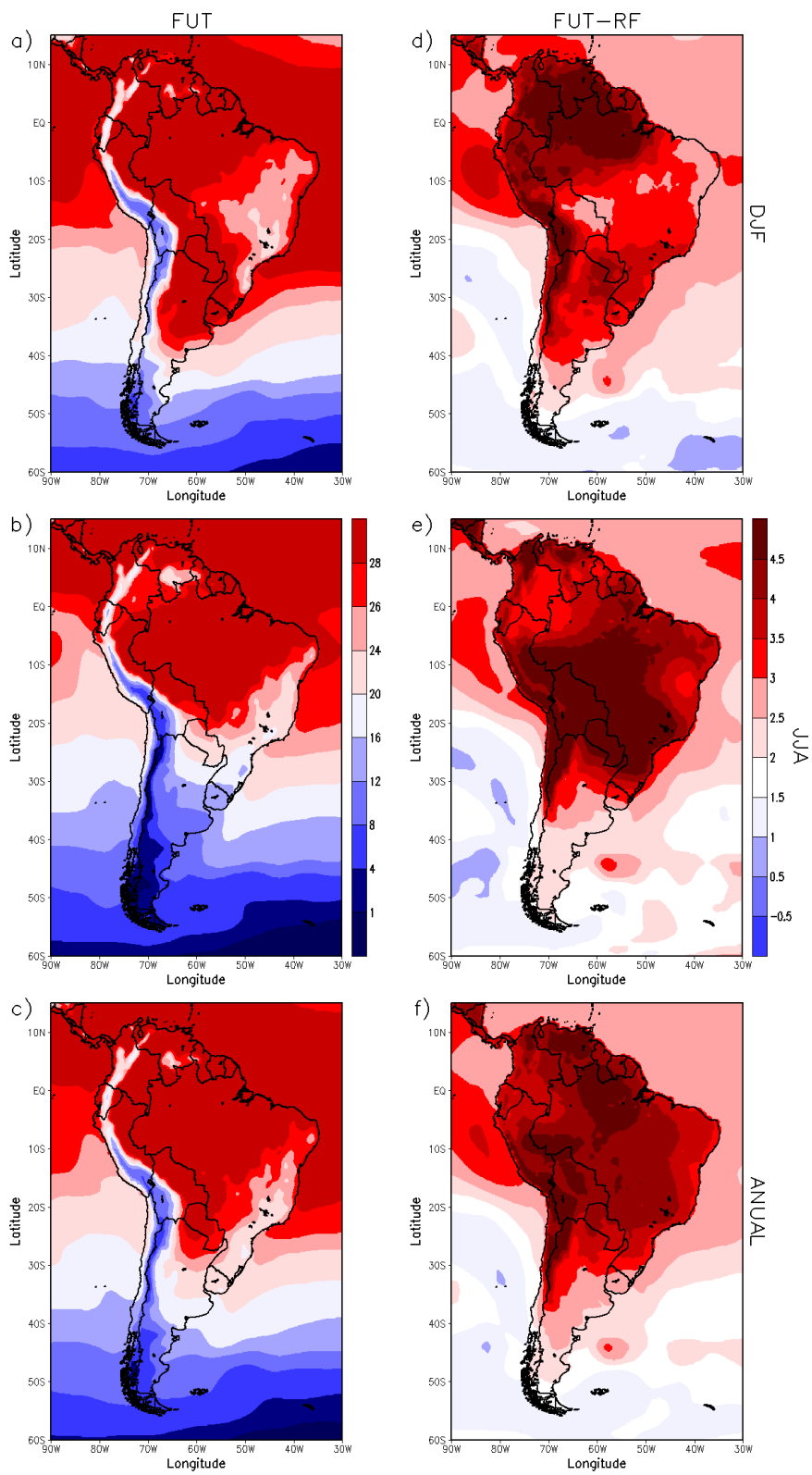


Figura 5.12 - Idem à Fig. 5.11 para a temperatura à superfície (°C).

Para a região SU, os impactos no aumento da temperatura são maiores no FUT induzida pelo maior aumento do fluxo de calor latente. Mas os maiores aumentos de precipitação e evapotranspiração ocorrem no FUT, já que a diminuição de nebulosidade no AQ é maior (-7,5% para AQ e -0,7% para FUT). No AQ e FUT o aumento do saldo de radiação foram de $7,5 \text{ W m}^{-2}$ e $4,0 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. Considerando a região do BR, os impactos na precipitação e evapotranspiração mostram sinais opostos, aumentando no AQ e diminuindo no FUT. Neste caso, mesmo com a diminuição da cobertura de nuvens (-3,1%) no AQ a precipitação aumenta, isto porque na região central do continente nota-se um maior aumento da precipitação, enquanto no FUT os aumentos são menores. Predominando neste último experimento as maiores diminuições no NO, CO e NEB. Em geral, os impactos encontrados no AQ e FUT são muito parecidos na maior parte do BR.

Adicionalmente, a Figura 5.13 mostra as anomalias (%) médias anuais da umidade na zona de raízes e o saldo de radiação à superfície para todos os experimento anteriormente descritos. Destaca-se que em média a maior ou menor disponibilidade d'água no NEB são observados nos experimentos de sensibilidade (AQ, DMT, DMT+AQ) e de mudança climática (FUT), respectivamente. Sobre a região Amazônica nota-se, como esperado, menor disponibilidade d'água na área desmatada, consistente com o incremento de ETP (figura não mostrada), ou seja, o aumento da temperatura em cenários de aquecimento que resulta num incremento do estresse hídrico sobre essa região. Por outro lado, o saldo de radiação é negativo como esperado nos experimentos que consideram o desmatamento e com valores ligeiramente positivos, em geral, sobre o continente em todos os experimentos. Este último deve-se ao incremento da radiação solar incidente associado à diminuição de nebulosidade.

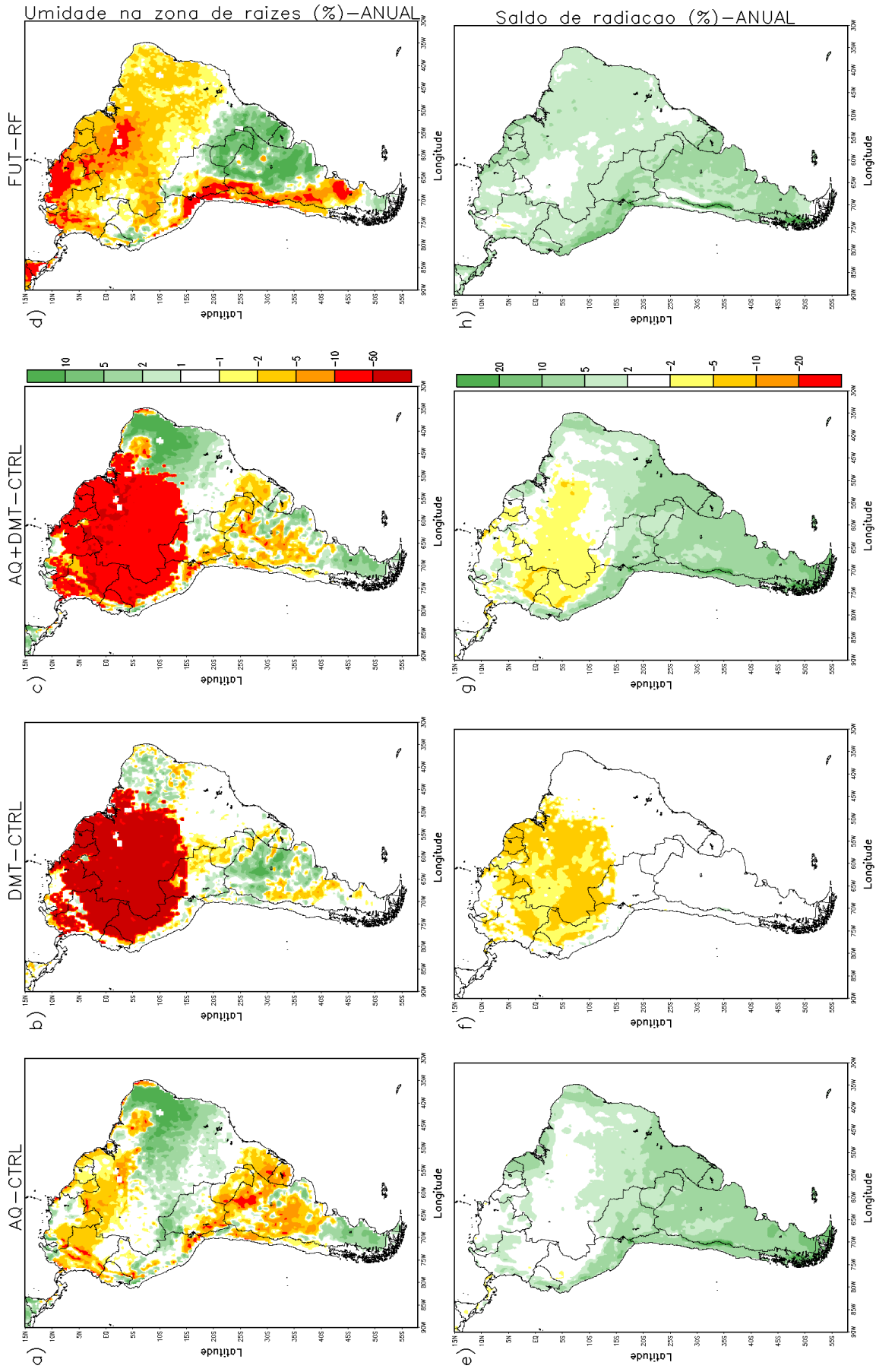


Figura 5.13 - Diferença (%) média anual da umidade do solo na zona de raízes (parte superior) e do saldo de radiação à superfície (parte inferior) para os experimentos de sensibilidade: AQ-CTRL, a) e b); DMT-CTRL, b) e f); AQ+DMT-CTRL, c) e g); FUT-RF, d) e h)

5.3 Sumário

No cenário de pseudo-aquecimento a distribuição dos biomas na América do Sul mostra um aumento geral da aridez no continente usando os índices de Budyko e UNEP, exceto no centro do Brasil, NEB e no sul do continente. O aumento da aridez é maior na Amazônia e Argentina. Uma clara diferença entre a mudança na distribuição dos biomas usando os índices de Budyko e UNEP é obtida quando o valor médio dos índices são calculados sobre as regiões do Brasil. Embora as simulações indiquem que partes da floresta Amazônica possam ser substituídas por áreas desmatadas, o índice UNEP médio sobre a região sugere que quase 24,2% da Floresta Amazônica pode ser substituído por áreas desmatadas, enquanto que no caso do índice de Budyko 3,4% da floresta pode ser substituída por pastagens. O índice do UNEP médio da região norte do Brasil indica que 21% das áreas de regimes secos e sub-úmidos secos podem ser ocupadas por áreas com regime semi-áridos comparados com apenas 1% no caso do índice de Budyko. Na região sul do Brasil, o índice do UNEP mostra um aumento da aridez de 18,9%, enquanto que o índice de Budyko indica um aumento de 4%. Na região CO a aridez diminui utilizando o índice de Budyko enquanto que aumenta utilizando o índice do UNEP ($\Delta AI_U = -0,09$), o que significa uma redução nas áreas de regime sub-úmido. No NEB, as simulações mostram uma diminuição da aridez usando ambos índices. A metodologia utilizada neste estudo favorece a convergência de umidade do oceano adjacente sobre o NEB e provoca um incremento da precipitação.

Os resultados mostraram que o desmatamento pode ter grande influência localmente (15% do aquecimento quando o efeito do pseudo-aquecimento foi incluído em conjunto). O maior incremento da temperatura da superfície ocorreu no sul da Amazônia (0,6°C), na região norte e central da Amazônia foram observadas uma diminuição da temperatura (maior diminuição de -0,9°C).

As mudanças na distribuição dos biomas devido ao desmatamento usando os índices de Budyko e UNEP concordaram. As simulações mostram que houve um aumento da aridez de 22% no sul e uma diminuição no norte da Amazônia (4% e 3% para os índices Budyko e UNEP, respectivamente). Entretanto, os resultados divergem no centro da Amazônia: o índice de Budyko aponta para uma diminuição da aridez (1,1%), enquanto que o índice da UNEP sugere um aumento (4,8%).

No experimento do desmatamento em conjunto com o cenário de pseudo-aquecimento as mudanças na temperatura da superfície foram muito maiores em relação ao caso em que se considerou apenas o desmatamento. Houve um aque-

cimento no norte, centro e sul da Amazônia (maior aumento de 4°C). Quando o pseudo-aquecimento foi incluído um maior aumento da aridez ocorreu no norte da Amazônia, enquanto que no experimento de desmatamento isto ocorreu no sul da Amazônia. Encontrou-se um aumento de 20% (para o índice de Budyko) e 37,6% (para o índice da UNEP) na aridez no norte da Amazônia e houve um aumento de 7,6% (para o índice Budyko) e 28% (para o índice UNEP) na região central da Amazônia. Essas mudanças foram maiores que no caso de somente desmatamento. Por outro lado, os resultados foram opostos no sul da Amazônia: o índice de Budyko mostra uma diminuição da aridez (10%), enquanto o índice UNEP sugere um aumento (10,3%).

No experimento FUT sob o cenário A1B, projeção futura do ECHAM5/MPIOM, a temperatura, as variáveis hidrológicas e de radiação apresentaram um comportamento semelhante ao encontrado no AQ, porém a intensidade de seus impactos foram maiores tanto de aumento como diminuição.

Em geral as alterações na distribuição dos biomas apresentadas usando os índices de Budyko e UNEP mostraram boa concordância nos experimentos de sensibilidade (pseudo-aquecimento, desmatamento, pseudo-aquecimento+ desmatamento) e de mudança climática (FUT-RF).

Os resultados apresentados neste capítulo estão de acordo com alguns estudos usando GCMs (COX et al., 2004; BETTS et al., 2004; SCHOLZE et al., 2006; SALAZAR et al., 2007; COOK; VIZY, 2008; MALHI et al., 2009) e com modelos simples mecanísticos (FRANCHITO et al., 2011; FRANCHITO et al., 2012; MORAES et al., 2013), que sugerem que a região tropical da América do Sul é uma região em que áreas significativas de floresta tropical pode ser substituída por savana (pastagem) no futuro devido ao aquecimento global. Os resultados mostraram também que o aquecimento devido ao desmatamento pode ter um efeito importante localmente, por outro lado, quando o efeito do aquecimento global é incluído, a substituição de áreas significativas da floresta tropical da Amazônia por savana pode ser aumentada em comparação com o atual clima. Isso reforça a hipótese de que, devido ao aquecimento global, o processo de savanização da floresta tropical da Amazônia pode ser acelerado, como projetado pelo IPCC AR4.

Os principais resultados deste trabalho, particularmente dos efeitos do pseudo aquecimento global na distribuição dos biomas na AS e do impacto do desmatamento da Amazônia em conjunto com o pseudo-aquecimento global (e suas importâncias relativas) no clima regional e distribuição dos biomas, encontram-se nos artigos:

Artigo 1: Surrogate climate change scenario with a regional climate model: Impact on the biomes distribution over South America. *Theoretical and Applied Meteorology* (submetido). (Apêndice A)

Artigo 2: Investigating the relative roles of the degradation of land and global warming in Amazonia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* (submetido). (Apêndice B)

6 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Neste trabalho estudou-se, por meio de experimentos numéricos de sensibilidade, o impacto do aquecimento global, o desmatamento na Amazônia e o efeito conjunto do desmatamento e aquecimento global sobre o clima regional da AS e na distribuição dos biomas associados. Nas simulações foi utilizada uma versão customizada para a região do modelo climático regional RegCM4, onde alguns parâmetros associados aos processos de superfície e úmidos (convecção e grande-escala) foram alterados. Uma metodologia para a geração de cenário de pseudo-aquecimento com RCMs foi utilizada. Os biomas sobre América do Sul foram identificados usando os índices de aridez de Budyko e da UNEP. O RCM foi integrado para o período de 1989-1999 (11 anos) para o experimento controle e outros três cenários idealizados (pseudo-aquecimento, desmatamento, pseudo-aquecimento + desmatamento). Para comparação o RCM, também, foi forçado com integrações do AOGCM ECHAM5/MPI-OM para o clima presente (1989-1999) e clima futuro (2089-2099) sob o cenário A1B do SRES (IPCC, 2007b). As análises foram realizadas para AS, sendo o foco principal o Brasil.

O impacto do aquecimento global, num cenário de pseudo-aquecimento, modifica o balanço hídrico, radiativo e a distribuição dos biomas sobre a América do Sul. Encontrou-se uma redução da precipitação e evapotranspiração em grande parte do continente sul-americano, havendo um incremento da temperatura à superfície. Isto é resultado da maior concentração de GEE na atmosfera ou do aumento da radiação de onda longa descendente, modificando o saldo de radiação à superfície. Nas regiões onde o estresse hídrico foi alterado, principalmente AMZ e NEB, as condições levaram as mesmas a uma tendência à modificação dos biomas predominantes, ou seja, savana e floresta.

A substituição da floresta tropical por grama na região amazônica tem como efeitos locais um aumento da temperatura à superfície, diminuição da precipitação e evapotranspiração. No NEB e SU o impacto foi marginal, desprezíveis em alguns casos. Deve-se levar em conta também que por construção o experimento não permite que o desmatamento através de efeitos de tele-conexões impacte outras áreas fora da região afetada. Os índices de Budyko e UNEP capturaram essas alterações, principalmente, uma diminuição da floresta na parte sul da região amazônica.

O presente estudo indica que o aquecimento global pode afetar a distribuição de biomas sobre a região tropical da Amazônia, onde áreas significativas da floresta tropical podem ser substituídas por áreas desmatadas o que corrobora a hipótese de que o processo de savanização da floresta tropical da Amazônia pode ser acelerada

no futuro.

O impacto do efeito combinado de aquecimento global e desmatamento sobre o clima regional é muito semelhante ao experimento de aquecimento isolado, porém sobre a região desmatada encontra-se um incremento dos efeitos, ou seja maior incremento da temperatura à superfície e diminuição na precipitação e evapotranspiração. Isto é o resultado da redução do albedo pela substituição da cobertura vegetal o que modifica o balanço radiativo à superfície, aumentando a absorção de radiação solar.

Nos experimentos usando forçante de um AOGCM, encontrou-se resultados qualitativamente semelhantes aos experimentos idealizados de pseudo-aquecimento global. Contudo, os vieses desse sistema prejudicam a interpretação correta dos sinais encontrados.

O uso do índice de aridez UNEP e o índice de radiativo de seca de Budyko mostram potencialidades e limitações para a representação das distribuições dos biomas para o clima atual e num cenário de pseudo-aquecimento. Embora os impactos sobre a distribuição de biomas devido ao cenário de pseudo-aquecimento global é similar usando ambos índices, as mudanças são maiores no caso do índice da UNEP.

Os resultados encontrados neste estudo concordam e são consistentes com as projeções do clima futuro sobre América do Sul, utilizando RCM e AOGCM, que indicam o aumento da temperatura, um incremento da precipitação no sudeste da América do Sul, Equador e Peru; e decréscimo no centro e leste do Amazônia. Porém, o RegCM4 mostra um aumento da chuva no NEB, devido à convergência de umidade no oceano Atlântico, próximo da região e a advecção de umidade pelos ventos alíseos na direção do NEB. Isso ocorre porque a metodologia para a criação de cenários de pseudo-aquecimento global (mudança climática) para RCM produz um aquecimento acompanhado de um aumento do conteúdo d'água na atmosfera. Esse aumento também ocorre no oceano adjacente que favorece o aumento da precipitação sobre o NEB.

Estudos adicionais incluindo outros RCM devem ser feitos para confirmar os resultados encontrados.

As simulações do RegCM4 usando dados do reanálise ERA-Interim e as saídas do AOGCM-EH5OM (CTRL e RF) se mostraram um exemplo da importância de analisar a qualidade da forçante na realização de simulações regionais climáticas sobre uma determinada região. No caso do RF foram observados erros sistemáticos na

circulação em altos e baixos níveis devido a incorreta simulação da TSM sobre os oceanos tropicais, em particular a frequência e intensidade dos eventos ENOS no Oceano Pacífico é maior que observado ou que também pode acontecer em suas projeções futuras e no dipolo no oceano Atlântico (deslocamento da ITCZ). No clima presente os regimes de precipitação e temperatura são afetados sobre diferentes regiões da América do Sul e em particular sobre Brasil (NEB, SU, AMZ) pela influência do comportamento da TSM e dos padrões de circulação associados. Talvez não seja a melhor forçante para ser usada para estudos climáticos sobre a região (da ROCHA, 2011; FERNANDEZ; FRUMENTO, 2010).

Contribuições

A metodologia para a construção de cenários de pseudo-aquecimento com um modelo climático regional, usada antes somente sobre latitudes médias, parece ser uma ferramenta útil para a realização de estudos de mudanças climáticas na América do Sul. Por exemplo, a simulação AQ mostrou resultados equivalentes ao experimento A1B-EH5OM, considerando válida a suposição de cancelamento dos erros entre os experimentos RF e A1B, sobre as regiões analisadas. Além disto, esta metodologia é relativamente fácil de implementar, e o custo computacional também é barato. Lembrando ainda que esta metodologia permite realizar experimentos de sensibilidade para entender os processos físicos que aconteceram num ambiente aquecido.

Sugestões para trabalhos futuros

Para futuros trabalhos, sugerem-se:

Realizar ajustes e aprimoramentos nas parametrizações físicas do RCM, em especial as associadas a hidrologia e processos de superfície importantes para a região tropical. Para identificar as possíveis fontes dos erros encontrados é necessário mais análises dos resultados em escalas temporais mais altas;

Realizar simulações por conjunto, ou seja, várias realizações das integrações do RCM modificando as condições iniciais, de fronteira e a física que permitam reduzir as incertezas devido à variabilidade interna (VI) do modelo. Normalmente as perturbações encontradas neste estudo são da mesma ou menor ordem que a VI do modelo como mostrado por Giorgi e Bi (2000). O uso de vários membros pode aumentar a significância e permite diferenciar o ruído do sinal físico, fornecendo maior confiabilidade aos resultados encontrados (O'BRIEN et al., 2011). Também a realização de simulações com maior resolução horizontal/vertical são necessários.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADACHI, S. A.; KIMURA, F.; KUSAKA, H.; INOUE, T.; UEDA, H. Comparison of the impact of global climate changes and urbanization on summertime future climate in the Tokyo metropolitan area. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, n. 8, p. 1441–1454, 2012. 10

ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P.-P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D. et al. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n. 6, p. 1147–1167, 2003. 17

ALVES, L. M.; MARENGO, J. Assessment of regional seasonal predictability using the PRECIS regional climate modeling system over South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 100, n. 3, p. 337–350, 2010. 5, 45

AMBRIZZI, T.; ROCHA, R.; MARENGO, J.; PINITCHENCO, I.; NUNES, L.; FERNANDEZ, J. **Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI**: Relatório 3. Brasília: CPTEC-INPE-IAGUS-PFBDS, Ministério de Meio Ambiente, Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Diretoria de Conservação da Biodiversidade., 2007. 2

ANTHES, R.; HSIE, E.-Y.; KUO, Y.-H. **Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model: Version 4 (MM4)**. Boulder, CO: University Corporation for Atmospheric Research, 1987. (NCAR Technical Note NCAR/TN-282+STR). 21, 24

BERRISFORD, P.; DEE, D.; FIELDING, K.; FUENTES, M.; KALLBERG, P.; KOBAYASHI, S.; UPPALA, S. **The ERA-Interim Archive**. Shinfield Park, Reading: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2009. 1-16 p. (ERA Report Series, 1). 15

BESERRA, E. A. **Projeções de aridez e delimitação da região semiárida no Nordeste do Brasil para o Século XXI em um cenário de aquecimento global**. 91 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. 13

BETTS, R.; COX, P.; COLLINS, M.; HARRIS, P.; HUNTINGFORD, C.; JONES, C. The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian

precipitation decrease and forest dieback under global climate warming.

Theoretical and Applied Climatology, v. 78, n. 1, p. 157–175, 2004. 2, 86

BIDEGAIN, M.; CAMILLONI, I. Performance of gcms and climate future scenarios for southeastern south america. In: 8 ICSHMO. **Proceedings...** Foz do Iguaçu, Brazil: INPE, 2006. p. 223–226. 12

BOULANGER, J.-P.; MARTINEZ, F.; SEGURA, E. C. Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part 1: Temperature mean state and seasonal cycle in South America. **Climate Dynamics**, v. 27, n. 2-3, p. 233–259, 2006. 61

_____. Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part 2: precipitation mean state and seasonal cycle in South America. **Climate Dynamics**, v. 28, n. 2-3, p. 255–271, 2007. 61

BRETHERTON, C. S.; MCCA, J. R.; GRENIER, H. A new parameterization for shallow cumulus convection and its application to marine subtropical cloud-topped boundary layers. Part I: Description and 1D results. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 864–882, 2004. 24

BUDYKO, M. **The Heat Balance of the Earth's Surface**. Washington D.C.: U.S. Dept. of Commerce, Weather Bureau, 1958. 259 p. 25, 27, 28

CABRÉ, M. F.; SOLMAN, S.; NUÑEZ, M. Creating regional climate change scenarios over southern south america for the 2020's and 2050's using the pattern scaling technique: validity and limitations. **Climatic change**, v. 98, n. 3-4, p. 449–469, 2010. 12

CANZIANI, P. O.; BENITEZ, G. C. Climate impacts of deforestation/land-use changes in central south america in the precis regional climate model: Mean precipitation and temperature response to present and future deforestation scenarios. **Scientific World Journal**, v. 2012, p. 1–20, 2012. 45

CARRIL, A. F.; MENÉNDEZ, C. G.; NUÑEZ, M. N. Climate change scenarios over the south american region: an intercomparison of coupled general atmosphere-ocean circulation models. **International Journal of Climatology**, v. 17, n. 15, p. 1613–1633, 1997. ISSN 1097-0088. 12

CHEN, S.-C.; WU, M.-C.; MARSHALL, S.; JUANG, H.-M.; ROADS, J. 2xCO₂ Eastern Asia Regional Responses in the RSM/CCM3 Modeling System. **Global and Planetary Change**, v. 37, n. 3, p. 277–285, 2003. 5

CHOU, S.; MARENGO, J.; LYRA, A.; SUEIRO, G.; PESQUERO, J.; ALVES, L.; KAY, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.; GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P. Downscaling of south america present climate driven by 4-member hadcm3 runs. **Climate Dynamics**, v. 38, p. 635–653, 2012. 5

COOK, K.; VIZY, E. South American climate during the Last Glacial Maximum: delayed onset of the South American monsoon. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D2, 2006. 5

_____. Effects of Twenty-First-Century Climate Change on the Amazon Rain Forest. **Journal of Climate**, v. 21, p. 542, 2008. 2, 86

CORREIA, F.; ALVALÁ, R.; MANZI, A. Modeling the impacts of land cover change in Amazonia: a regional climate model (RCM) simulation study. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, n. 3, p. 225–244, 2008. 11

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 18–34, jan. 2000. 2, 3

COX, P. M.; BETTS, R. A.; COLLINS, M.; HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; JONES, C. D. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 137–156, 2004. 2, 10, 86

da ROCHA, R. P. Comparative analysis of regional simulations over South America: RegCM3 versus RegCM4. In: International Conference on the Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment - CORDEX. **Proceedings...** Triste, Italy, 2011. 91

da ROCHA, R. P.; CUADRA, S. V.; REBOITA, M. S.; KRUGER, L. F.; AMBRIZZI, T.; KRUSCHE, N. Effects of RegCM3 parameterizations on simulated rainy season over South America. **Climate Research**, v. 2, p. 253, 2012. 4, 20, 22

da ROCHA, R. P.; MORALES, C. A.; CUADRA, S. V.; AMBRIZZI, T. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D10, p. D10108, 2009. 4, 5

D'ALMEIDA, C.; VÖRÖSMARTY, C. J.; HURTT, G. C.; MARENGO, J. A.; DINGMAN, S. L.; KEIM, B. D. The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: A review on scale and resolution. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 5, p. 633–647, 2007. 11

DEE, D.; UPPALA, S.; SIMMONS, A.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M.; BALSAMO, G.; BAUER, P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. 15

DICKINSON, R.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. **Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model**. Boulder, CO: University Corporation for Atmospheric Research, 1993. (NCAR Technical Note NCAR/TN-387+STR). 20, 21, 24

DICKINSON, R. E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. **Geophysical Monograph Series**, v. 29, p. 58–72, 1984. 20

DICKINSON, R. E.; ERRICO, R. M.; GIORGI, F.; BATES, G. T. A regional climate model for the western United States. **Climatic Change**, v. 15, n. 3, p. 383–422, 1989. 5

ELTAHIR, E. A.; BRAS, R. L. Sensitivity of regional climate to deforestation in the Amazon basin. **Advances in Water Resources**, v. 17, n. 1, p. 101–115, 1994. 10

EMANUEL, K. A. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 21, p. 2313–2329, 1991. 21

EMANUEL, K. A.; ZIVKOVIC-ROTHMAN, M. Development and evaluation of a convective scheme for use in climate models. **Journal Atmospheric of Sciences**, v. 56, p. 1766–1782, 1999. 21, 24

FERNANDEZ, J. P. R.; FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: Mean climatology. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 86, n. 1-4, p. 247–260, 2006. 4, 5, 39

_____. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part II: A comparison between 1997/98 El Niño and 1998/99 La Niña events. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 86, n. 1-4, p. 261–270, 2006. 4, 5

FERNANDEZ, J. P. R.; FRUMENTO, O. Role of Large Scale Anomalies on the Climate of South America: Present and Future Scenario. In: 5th ICTP Workshop on the Theory and Use of Regional Climate Models. **Proceedings...** Trieste, Italy: ICTP, 2010. 91

FINDELL, K. L.; KNUTSON, T. R.; MILLY, P. C. D. Weak Simulated Extratropical Responses to Complete Tropical Deforestation. **Journal of Climate**, v. 19, p. 2835, 2006. 2

FINDELL, K. L.; PITMAN, A. J.; ENGLAND, M. H.; PEGION, P. J. Regional and global impacts of land cover change and sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 22, n. 12, p. 3248–3269, 2009. 73

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; FERNANDEZ, J. Tropical land savannization: impact of global warming. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 109, n. 1-2, p. 73–79, 2012. 2, 3, 86

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; MORAES, E. Impact of global warming on the geobotanic zones: an experiment with a statistical-dynamical climate model. **Climate dynamics**, v. 37, n. 9, p. 2021–2034, 2011. 2, 10, 86

FREI, C.; DAVIES, H. C. Heavy precipitation processes in a warmer climate. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 9, p. 1431–1434, 1998. 8

FREI, C.; DAVIES, H. C.; GURTZ, J.; SCHÄR, C. Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe. **Integrated Assessment**, v. 1, n. 4, p. 281–300, 2000. 8

GARREAUD, R. D.; FALVEY, M. The coastal winds off western subtropical South America in future climate scenarios. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 4, p. 543–554, 2009. 12, 61

GIORGI, F. Regionalización de la información sobre el cambio climático para la evaluación de impactos y la adaptación a los mismos. **Boletín de la OMM**, v. 57, n. 2, p. 87, 2008. 6

GIORGI, F.; BI, X. A study of internal variability of a regional climate model. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D24, p. 29,503–29,512, 2000. 91

GIORGI, F.; COPPOLA, E.; SOLMON, F.; MARIOTTI, L.; SYLLA, M.; BI, X.; ELGUINDI, N.; DIRO, G.; NAIR, V.; GIULIANI, G. et al. RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. **Climate Research**, v. 2, p. 7, 2012. [19](#), [21](#), [22](#), [24](#)

GIORGI, F.; FRANCISCO, R.; PAL, J. Effects of a Subgrid-Scale Topography and Land Use Scheme on the Simulation of Surface Climate and Hydrology. Part I: Effects of Temperature and Water Vapor Disaggregation. **Journal of Hydrometeorology**, American Meteorological Society, v. 4, p. 317–333, 2003. [24](#)

GIORGI, F.; JONES, C.; ASRAR, G. R. et al. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. **World Meteorological Organization (WMO) Bulletin**, v. 58, n. 3, p. 175, 2009. [23](#)

GIORGI, F.; MARINUCCI, M. R.; BATES, G. T. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 10, p. 2794–2813, 1993. [5](#), [24](#)

GIORGI, F.; MARINUCCI, M. R.; BATES, G. T.; CANIO, G. D. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 10, p. 2814–2832, 1993. [5](#), [21](#)

GIORGI, F.; MEARNS, L. O. Approaches to the simulation of regional climate change: A review. **Reviews of Geophysics**, v. 29, n. 2, p. 191–216, 1991. [33](#)

_____. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 6335–6352, 1999. [23](#), [30](#)

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 3, p. 764–787, 1993. [19](#), [21](#), [24](#)

GUPTA, S. K.; KRATZ, D. P.; STACKHOUSE, P. W.; WILBER, A. C. **The Langley parameterized shortwave algorithm (LPSA) for surface radiation budget studies**. Hanover, MD: National Aeronautics and Space Administration, Langley Research Center, 2001. 1-31 p. (NASA/TP-2001-211272).

[18](#)

HARA, M.; YOSHIKANE, T.; KAWASE, H.; KIMURA, F. Estimation of the impact of global warming on snow depth in japan by the pseudo-global-warming method. **Hydrological Research Letters**, v. 2, p. 61–64, 2008. [9](#)

HENDERSON-SELLERS, A.; GORNITZ, V. Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation. **Climatic Change**, v. 6, n. 3, p. 231–257, 1984. [10](#)

HOLTSLAG, A. A. M.; BRUIJN, E. I. F. D.; PAN, H. L. A High Resolution Air Mass Transformation Model for Short-Range Weather Forecasting. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 8, p. 1561–1575, ago. 1990. [24](#)

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; ARKIN, P.; CHANG, A.; FERRARO, R.; GRUBER, A.; JANOWIAK, J.; MCNAB, A.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U. The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 1, p. 5–20, 1997. [17](#)

HULME, M.; VINER, D. A climate change scenario for the tropics. **Climatic Change**, v. 39, n. 2, p. 145–176, 1998. [2](#)

IM, E.-S.; COPPOLA, E.; GIORGI, F.; BI, X. Local effects of climate change over the alpine region: A study with a high resolution regional climate model with a surrogate climate change scenario. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 5, p. L05704, 2010. [2](#), [9](#), [64](#), [81](#)

INSEL, N.; POULSEN, C. J.; EHLERS, T. A. Influence of the andes mountains on south american moisture transport, convection, and precipitation. **Climate dynamics**, v. 35, n. 7, p. 1477–1492, 2010. [6](#)

IPCC. **Climate change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability**. contribution of working group ii to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, 2007. [1](#), [2](#)

_____. **Climate Change 2007: The physical science basis**. contribution of working group i to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. [S.l.]: Cambridge University Press, Cambridge, 2007. [1](#), [5](#), [19](#), [89](#)

JUNGCLAUS, J.; KEENLYSIDE, N.; BOTZET, M.; HAAK, H.; LUO, J.-J.; LATIF, M.; MAROTZKE, J.; MIKOLAJEWICZ, U.; ROECKNER, E. Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ecam5/mpi-om. **Journal of Climate**, v. 19, n. 16, p. 3952–3972, 2006. [16](#)

- KIDD, C. Satellite rainfall climatology: a review. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 9, p. 1041–1066, 2001. 17
- KIEHL, J.; HACK, J.; BONAN, G.; BOVILLE, B.; BRIEGLEB, B.; WILLIAMSON, D.; RASCH, P. **Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3)**. Boulder, CO: University Corporation for Atmospheric Research, 1996. (NCAR Technical Note NCAR/TN-420+STR). 19, 24
- KIMURA, F.; KITOH, A.; SUMI, A.; ASANUMA, J.; YATAGAI, A. Downscaling of the global warming projections to turkey. **The final report of the research project on the impact of climate changes on agricultural production system in arid areas (ICCAP)**, p. 21–37, 2007. 10
- KITOH, A.; KUSUNOKI, S.; NAKAEGAWA, T. Climate change projections over South America in the late 21st century with the 20 and 60 km mesh Meteorological Research Institute atmospheric general circulation model (MRI-AGCM). **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012)**, v. 116, n. D6, 2011. 12
- KLEINN, J.; FREI, C.; GURTZ, J.; VIDALE, P. L.; SCHÄR, C. Runoff sensitivity to climate warming: A process study with a coupled climate - runoff model. In: 14th Symposium on global change and climate variations. **Proceedings...** Long beach, CA, 2003. 8
- KOSTER, R. D.; FEKETE, B. M.; HUFFMAN, G. J.; STACKHOUSE, P. W. Revisiting a hydrological analysis framework with international satellite land surface climatology project initiative 2 rainfall, net radiation, and runoff fields. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 111, n. D22, p. D22S05, 2006. 48
- KRÜGER, L. F.; da ROCHA, R. P.; REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T. RegCM3 nested in HadAM3 scenarios A2 and B2: projected changes in extratropical cyclogenesis, temperature and precipitation over the South Atlantic Ocean. **Climatic change**, v. 113, n. 3-4, p. 599–621, 2012. 61
- LABRAGA, J. C.; LÓPEZ, M. A comparison of the climate response to increased carbon dioxide simulated by general circulation models with mixed-layer and dynamic ocean representations in the region of south america. **International Journal of Climatology**, v. 17, n. 15, p. 1635–1650, 1997. ISSN 1097-0088. 12
- LI, W.; FU, R.; DICKINSON, R. E. 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**, v. 111, n. D2, 2006. 61

LOVELAND, T.; REED, B.; BROWN, J.; OHLEN, D.; ZHU, Z.; YANG, L.; MERCHANT, J. Development of a global land cover characteristics database and igbp discover from 1 km avhrr data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 6-7, p. 1303–1330, 2000. [20](#)

MALHI, Y.; ARAGÃO, L. E.; GALBRAITH, D.; HUNTINGFORD, C.; FISHER, R.; ZELAZOWSKI, P.; SITCH, S.; MCSWEENEY, C.; MEIR, P. Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the amazon rainforest. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 106, n. 49, p. 20610–20615, 2009. [86](#)

MALHI, Y.; ROBERTS, J. T.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; NOBRE, C. A. Climate change, deforestation, and the fate of the amazon. **Science**, v. 319, n. 5860, p. 169–172, 2008. [2](#)

MARENGO, J.; ALVES, L.; VALVERDE, M.; ROCHA, R.; LABORDE, R. **Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI**: Relatório 5. Brasília: CPTEC-INPE-IAGUS-PFBDS, Ministério de Meio Ambiente, Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Diretoria de Conservação da Biodiversidade., 2007. [2](#)

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; BESERRA, E. A.; LACERDA, F. F. Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. In: **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas**. Campina Grande, PB: Instituto Nacional do Semiárido, 2011. p. 383–416. ISBN 9788564265011. [13](#)

MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; da ROCHA, R. P.; ALVES, L. M.; CUADRA, S. V.; VALVERDE, M. C.; TORRES, R. R.; SANTOS, D. C.; FERRAZ, S. E. Future change of climate in south america in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. **Climate Dynamics**, v. 35, n. 6, p. 1073–1097, 2010. [5](#), [12](#), [13](#)

MARENGO, J. A.; CHOU, S. C.; KAY, G.; ALVES, L. M.; PESQUERO, J. F.; SOARES, W. R.; SANTOS, D. C.; LYRA, A. A.; SUEIRO, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.; GOMES, J. L.; BUSTAMANTE, J. F.; TAVARES, P. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná River basins. **Climate Dynamics**, v. 38, p. 1829–1848, 2012. [2](#), [5](#), [12](#)

MARENGO, J. A.; JONES, R.; ALVES, L. M.; VALVERDE, M. C. Future change of temperature and precipitation extremes in south america as derived from the precis regional climate modeling system. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 15, p. 2241–2255, 2009. 12

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; BETTS, R. A.; COX, P. M.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Global warming and climate change in amazonia: Climate-vegetation feedback and impacts on water resources. **Geophysical Monograph Series**, v. 186, p. 273–292, 2009. 2, 4

MARSLAND, S. J.; HAAK, H.; JUNGCLAUS, J. H.; LATIF, M.; RÖSKE, F. The max-planck-institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. **Ocean Modelling**, v. 5, n. 2, p. 91–127, 2003. 16

MEDVIGY, D.; WALKO, R. L.; AVISSAR, R. Effects of deforestation on spatiotemporal distributions of precipitation in south america. **Journal of Climate**, v. 24, n. 8, p. 2147–2163, 2011. 12, 70

MEEHL, G.; COVEY, C.; DELWORTH, T.; LATIF, M.; MCAVANEY, B.; MITCHELL, J.; STOUFFER, R.; TAYLOR, K. The wcrp cmip3 multi-model dataset: A new era in climate change research. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, p. 1383–1394, 2007. 61

MEEHL, G.; STOCKER, T.; COLLINS, W.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GAYE, A.; GREGORY, J.; KITO, A.; KNUTTI, R.; MURPHY, J.; NODA, A.; RAPER, S.; WATTERSON, I.; WEAVER, A.; ZHAO, Z. **Global 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.** [S.l.: s.n.], 2007. 2

MITCHELL, T. D.; JONES, P. D. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 6, p. 693–712, 2005. 17

MONSERUD, R. A.; TCHEBAKOVA, N. M.; LEEMANS, R. Global vegetation change predicted by the modified budyko model. **Climatic Change**, v. 25, n. 1, p. 59–83, 1993. 28, 29

MORAES, E.; FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B. Amazonian deforestation: impact of global warming on the energy balance and climate. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, n. 2013, p. 521–530, 2013. 2, 86

NEW, M.; HULME, M.; JONES, P. Representing twentieth-century space-time climate variability. part i: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. **Journal of Climate**, v. 12, n. 3, p. 829–856, 1999. [17](#)

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Climate and land use changes in amazonia: Impacts on the hydrological cycle and on biome distribution. **Water and the Environment**, v. 12, p. 144, 2005. [10](#), [11](#)

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957–988, 1991. [10](#)

NOBRE, P.; MALAGUTTI, M.; URBANO, D. F.; ALMEIDA, R. A. de; GIAROLLA, E. Amazon deforestation and climate change in a coupled model simulation. **Journal of Climate**, v. 22, n. 21, p. 5686–5697, 2009. [12](#)

NUÑEZ, M. N.; SOLMAN, S. A.; CABRÉ, M. F. Regional climate change experiments over southern south america. ii: climate change scenarios in the late twenty-first century. **Climate Dynamics**, v. 32, n. 7-8, p. 1081–1095, 2009. [12](#), [61](#)

O'BRIEN, T. A.; SLOAN, L. C.; SNYDER, M. A. Can ensembles of regional climate model simulations improve results from sensitivity studies? **Climate Dynamics**, v. 37, n. 5-6, p. 1111–1118, 2011. ISSN 0930-7575. [91](#)

PAL, J. S.; GIORGI, F.; BI, X.; ELGUINDI, N.; SOLMON, F.; GAO, X.; RAUSCHER, S. A.; FRANCISCO, R.; ZAKEY, A.; WINTER, J.; ASHFAQ, M.; SYED, F. S.; BELL, J. L.; DIFFENBAUGH, N. S.; KARMACHARYA, J.; KONARÉ, A.; MARTINEZ, D.; da ROCHA, R. P.; SLOAN, L. C.; STEINER, A. L. Regional Climate Modeling for the Developing World: The ICTP RegCM3 and RegCNET. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, p. 1395, 2007. [19](#), [21](#), [39](#)

PAL, J. S.; SMALL, E. E.; ELTAHIR, E. A. B. Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within regcm. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 105, 2000 2000. [21](#), [24](#)

PESQUERO, J. F.; CHOU, S. C.; NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A. Climate downscaling over south america for 1961-1970 using the eta model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, n. 1, p. 75–93, 2010. [5](#)

PIELKE, R.; LANDSEA, C.; MAYFIELD, M.; LAVER, J.; PASCH, R. Hurricanes and global warming. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, n. 11, p. 1571–1575, 2005. 5

RAMOS da SILVA, R.; WERTH, D.; AVISSAR, R. Regional impacts of future land-cover changes on the amazon basin wet-season climate. **Journal of climate**, v. 21, n. 6, p. 1153–1170, 2008. 73

RANDALL, D.; WOOD, R.; BONY, S.; COLMAN, R.; FICHEFET, T.; FYFE, J.; KATTSOV, V.; PITMAN, A.; SHUKLA, J.; SRINIVASAN, J.; STOUFFER, R.; SUMI, A.; TAYLOR, K.; SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K.; M.TIGNOR; MILLER, H. **Climate models and their evaluation. 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.** [S.l.: s.n.], 2007. 7

REBOITA, M. S.; da ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; SUGAHARA, S. South atlantic ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (regcm3). **Climate Dynamics**, v. 35, n. 7, p. 1331–1347, 2010. 5

REICHLER, T.; KIM, J. How well do coupled models simulate today's climate. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 89, n. 3, p. 303, 2008. 16

REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOKES, D. C.; WANG, W. An improved in situ and satellite sst analysis for climate. **Journal of Climate**, v. 15, n. 13, p. 1609–1625, 2002. 17

ROADS, J. O.; CHEN, S. C. Surface water and energy budgets in the ncep regional spectral model. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D24, p. 29539–29550, 2000. 5

ROECKNER, E.; BÄUML, G.; BONAVENTURA, L.; BROKOPF, R.; ESCH, M.; GIORGETTA, M.; HAGEMANN, S.; KIRCHNER, I.; KORNBLUEH, L.; MANZINI, E. et al. **The atmospheric general circulation model ECHAM5: Part 1: Model description.** [S.l.]: Max-Planck-Institut für Meteorologie, 2003. 16

SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical south america. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 9, p. L09708, 2007. 11, 86

- SATO, T.; KIMURA, F.; KITO, A. Projection of global warming onto regional precipitation over mongolia using a regional climate model. **Journal of Hydrology**, v. 333, n. 1, p. 144 – 154, 2007. 9
- SCHÄR, C.; FREI, C.; LÜTHI, D.; DAVIES, H. C. Surrogate climate-change scenarios for regional climate models. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 6, p. 669–672, 1996. 6, 7, 8, 30, 31, 61, 81
- SCHOLZE, M.; KNORR, W.; ARNELL, N. W.; PRENTICE, I. C. A climate-change risk analysis for world ecosystems. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 103, n. 35, p. 13116–13120, 2006. 2, 86
- SENEVIRATNE, S.; PAL, J.; ELTAHIR, E.; SCHÄR, C. Summer dryness in a warmer climate: a process study with a regional climate model. **Climate Dynamics**, v. 20, n. 1, p. 69–85, 2002. 2, 8, 9, 31, 64, 81
- SETH, A.; RAUSCHER, S. A.; CAMARGO, S. J.; QIAN, J.-H.; PAL, J. Regcm3 regional climatologies for south america using reanalysis and ecam global model driving fields. **Climate Dynamics**, v. 28, n. 5, p. 461–480, 2007. 4, 20, 31
- SETH, A.; ROJAS, M. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for south america. part i: Reanalyses boundary forcing. **Journal of Climate**, v. 16, n. 15, p. 2437–2453, 2003. 5
- SHUKLA, J.; NOBRE, C.; SELLERS, P. et al. Amazon deforestation and climate change. **Science(Washington)**, v. 247, n. 4948, p. 1322–1325, 1990. 10
- SOARES, W. R.; MARENGO, J. A. Assessments of moisture fluxes east of the andes in south america in a global warming scenario. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 10, p. 1395–1414, 2009. 12, 61
- SOLMON, F.; GIORGI, F.; LIOUSSE, C. Aerosol modelling for regional climate studies: application to anthropogenic particles and evaluation over a european/african domain. **Tellus**, v. 58, n. 1, 2006. 24
- SORENSSON, A. A.; MENÉNDEZ, C. G.; RUSCICA, R.; ALEXANDER, P.; SAMUELSSON, P.; WILLÉN, U. Projected precipitation changes in south america: a dynamical downscaling within claris. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 19, n. 4, p. 347–355, 2010. 39
- SRES. **Special report on emissions scenarios**: A special report of working group III of the intergovernmental panel on climate change. Pacific Northwest

National Laboratory, Richland, WA (US), Environmental Molecular Sciences Laboratory (US), 2000. 18, 30

STEINER, A.; PAL, J.; RAUSCHER, S.; BELL, J.; DIFFENBAUGH, N.; BOONE, A.; SLOAN, L.; GIORGI, F. Land surface coupling in regional climate simulations of the west african monsoon. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 6, p. 869–892, 2009. ISSN 0930-7575. 24

THORNTHWAITE, C. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical review**, n. 1, p. 55–94, 1948. 25

TIEDTKE, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 1779–1800, 1989. 24

UNEP. **World Atlas of Desertification**. London, UK: Edward Arnold, 1997. 182 p. ISBN 9780470244197. 48

URRUTIA, R.; VUILLE, M. Climate change projections for the tropical andes using a regional climate model: temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D2, p. D02108, 2009. 12, 61

VALCKE, S.; GUILYARDI, E.; LARSSON, C. Prism and enes: a european approach to earth system modelling. **Concurrency and Computation: Practice and Experience**, v. 18, n. 2, p. 247–262, 2006. 16

VERA, C.; SILVESTRI, G.; LIEBMANN, B.; GONZÁLEZ, P. Climate change scenarios for seasonal precipitation in south america from ipcc-ar4 models. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 13, 2006. 12, 39, 61

VERGARA, W.; SCHOLZ, S. **Assessment of the Risk of Amazon Dieback**. [S.l.]: World Bank, 2011. (World Bank study). ISBN 9780821386224. 2

WANG, Y.; LEUNG, L. R.; MCGREGOR, J. L.; LEE, D.-K.; WANG, W.-C.; DING, Y.; KIMURA, F. Regional climate modeling: progress, challenges, and prospects. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 82, n. 6, p. 1599–1628, 2004. 6

WILBER, A. C.; KRATZ, D. P.; GUPTA, S. K. **Surface emissivity maps for use in satellite retrievals of longwave radiation**. [S.l.]: National Aeronautics and Space Administration, Langley Research Center, 1999. 18

WINTER, J. M.; ELTAHIR, E. A. Modeling the hydroclimatology of the midwestern United States. Part 2: future climate. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 3, p. 595–611, 2012. [2](#), [8](#), [9](#), [31](#), [64](#), [81](#)

YOSHIKANE, T.; KIMURA, F.; KAWASE, H.; NOZAWA, T. Verification of the performance of the pseudo-global-warming method for future climate changes during june in east asia. **SOLA**, v. 8, n. 0, p. 133–136, 2012. [10](#)

ZAKEY, A. S.; GIORGI, F.; BI, X. Modeling of sea salt in a regional climate model: Fluxes and radiative forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D14, 2008. [24](#)

ZAKEY, A. S.; SOLMON, F.; GIORGI, F. Implementation and testing of a desert dust module in a regional climate model. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 12, p. 4687–4704, 2006. [24](#)

ZENG, X.; BELJAARS, A. A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 14, 2005. [24](#)

ZENG, X.; ZHAO, M.; DICKINSON, R. E. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using toga coare and tao data. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2628–2644, 1998. [24](#)

ZHANG, H.; HENDERSON-SELLERS, A.; MCGUFFIE, K. The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on climate. **Climatic Change**, v. 49, n. 3, p. 309–338, 2001. [2](#), [3](#), [10](#)

ZHANG, Y.; FU, R.; YU, H.; DICKINSON, R. E.; JUAREZ, R. N.; CHIN, M.; WANG, H. A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the amazon. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D14, 2008. [20](#)

APÊNDICE A - ARTIGO 1

Artigo submetido à revista Theoretical and Applied Climatology: Surrogate climate change scenario with a regional climate model: Impact on the biomes distribution over South America.

Manuscript

[Click here to download Manuscript: TAC_paper_biomass_regcm4.doc](#)
[Click here to view linked References](#)

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Surrogate climate change scenario with a regional climate model: impact on the biomes
distribution over South America.

by

Sergio H. Franchito, Julio P. Reyes Fernandez and David P. Quispe

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, CPTEC

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE

C.P. 515, 12245-970, São José dos Campos, SP, Brazil.

Abstract

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
The impact of global warming on the biomes distribution over South America using a high resolution RCM is investigated. For this purpose the methodology for generating surrogate climate-change scenarios with a RCM is employed. To identify the biomes distribution, the Budyko radiative dryness index and the UNEP aridity index are used. The results are in agreement with other studies of future climate change with RCM and AOGCM which indicate future warming, rainfall increases in southeastern South America, Ecuador and Peru and decreases in the central and eastern Amazon. The distribution of biomes for the present climate shows some similarities and differences using the Budyko and UNEP indices. In general the model reproduces the biomes distribution compared with the CRU data. The distribution of biomes over South America in surrogate climate change scenario shows an increase of the aridity in the continent using both indices. Portions of the Amazonia forest are replaced by dry land areas (24.2% for the UNEP index and 3.4% for the Budyko index). The semi-arid zone in the northeast of Brazil reaches the interior of the north Brazil (21% of dry land and dry sub-humid regimes may be occupied by areas with semi-arid regime for the UNEP index and 1% for the Budyko index).

41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
This study showed the feasibility of using the methodology for generating surrogate climate-change scenarios with a RCM for climate change studies in South America. The results show that although the UNEP and Budyko indices show potentialities and limitations to represent the biomes distributions for the present climate and surrogate climate scenario the changes in the biomes distribution due to a pseudo-scenario of global warming are higher using the UNEP index.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

1. Introduction

Most of the environmental warming observed in the last decades can be attributed to the increase of anthropogenic greenhouse concentration (IPCC 2007). Projections of future climate change from forcing SRES scenarios using several Atmospheric-Ocean General Circulation Models (AOGCMs) indicate an increase of mean global temperature by about 2° to 5.8°C by 2100, as reported by the IPCC Fourth Assessment (AR4). The estimates given by IPCC AR4 suggests that climate change, in particular the increase of temperature is affecting adversely the ecosystems. Projections of future climate using different AOGCMs indicate that the distribution of the biomes over the entire earth can be modified in future due to global warming. Expansion of subtropical desert and semi-desert zones in the Northern and Southern Hemispheres and a reduction of the tropical rainforest and boreal forest can occur due to the increase of the greenhouse gases concentration (Meehl et al., 2007a). Recently, Franchito et al. (2011) using a simple mechanistic model showed that associated to the warmer climate an increase of the drying of land regions may occur over the entire globe in future.

Particularly over Brazil, significant portions of the Amazon forest may be replaced by nonforested areas (Cox et al., 2004; Betts et al., 2004, Scholze et al., 2006; Salazar et al., 2007; Cook and Vizzy, 2008; Malhy, Y. et al., 2009). A review of several studies devoted to understand the risk, process and dynamics of potential Amazon dieback and its implications is given in Vergara and Scholz (2010). In the semi-arid region of Northeast Brazil the warmer and drier scenarios projected by the IPCC models indicate an increase of aridity in the region, with negative consequences for the Caatinga biome, where large areas have been altered by human activities. Thus, the

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

estimates of future climate suggests a savannization of parts of Amazonia and desertification of the semi-arid area of Northeast Brazil, with potential adverse impacts on the rich species diversity in the former region and water resources in the latter .

Despite their usefulness, AOGCMs are not yet able to represent adequately the physical processes of climate and climate change and consequently there are uncertainties for climate change sensitivity. In the particular case of South America, although the climate change scenarios arising from IPCC AR4 points towards a much warmer climate, there is still uncertainty regarding rainfall changes, mainly for Amazonia and Northeast Brazil. Although AOGCMs can provide some information regarding the response of the global circulation to large-scale forcings, due to their coarse resolution the mesoscale forcings, such as coastal line, complex topography, vegetation cover, lakes, etc, are not well represented. Regional Climate Models (RCMs) have therefore been developed to downscale larger scale simulations and to provide predictions for specific regions (Dickinson et al., 1989; Giorgi et al., 1993a, b; Roads and Chen, 2000; Chen et al., 2003; and others). There are some studies for investigating the South America climate using RCMs (Fernandez et al., 2006a,b; da Rocha et al, 2009; Alves and Marengo, 2010; Pesquero et al., 2010; Reboita et al., 2010). Recently, Marengo et al. (2010) investigate the future change of climate in South America in the late twenty-first century using three RCMs. However, there have been few studies mentioned above on the impact of global warming while no studies exist on the change of distribution of biomes over Brazil.

This paper investigates the impact of global warming on the biomes distribution over South America, particularly over Brazil, using a high resolution RCM. The model to be used is the version 4 of the RCM of ICTP (The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics) (RegCM4). The model will be run using a methodology for

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

generating surrogate climate-change scenarios with a regional climate model (Schar et al., 1996). The experiment will be designed to explore the response within South America to a pseudo-global warming with an accompanying increase in atmospheric water vapor content. The types of biomes will be determined using the radiative dryness index of Budyko (Budyko, 1958) and the aridity index adopted by UNEP (UNEP, 1992). Section 2 gives a short description of the RCM, the methodology employed and the experiment design; the model simulations are presented in section 3 and section 4 contains the summary and conclusions.

2. The model and experiment design

a) The Regional Climate Model

The model ICTP RegCM4 (Giorgi et al. 2012) is version 4 of the regional climate model (RegCM) originally developed at the National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Pal et al. 2007, Giorgi et al., 1993a, b). The dynamic component of the model is based on the NCAR-Pennsylvania State University meso-scale model (MM5) (Grell et al. 1994). It is a primitive equation, σ_p vertical coordinate, grid-point limited area model with compressibility and hydrostatic balance. The model contains 18 vertical sigma levels with the top at 50 hPa and uses an Arakawa B horizontal grid. For application to climate studies, a number of physical parameterizations were incorporated in the model. The main physical parameterizations contained in the RegCM4 are: a detailed atmospheric radiative calculation package based on the version 3 of the NCAR Community Climate Model (CCM3) (Kiehl et al., 1996), where the scheme takes into account the effects of all main greenhouse gases, i.e. CO₂, H₂O, O₃,

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

CH₄, N₂O and CFCs, atmospheric aerosols and cloud water; a surface physics package, the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS1e) (Dickinson et al., 1993); an explicit planetary boundary layer formulation (Holtlag et al., 1990); a subgrid explicit moisture scheme (SUBEX) used to handle non convective cloud and precipitation (Pal et al., 2000); and four options for the cumulus convection parameterization: 1) simplified Kuo scheme, (Anthes et al. 1987), 2) Grell scheme (Grell, 1993); 3) MIT scheme (Emanuel, 1991; Emanuel and Zivkovic Rothman, 1999) which was implemented by Pal (2007), and 4) Tiedtke scheme (Tiedtke, 1989). In the present study, it is used a mixed convection configuration, the Grell scheme over land and the MIT scheme over ocean, because the precipitation is in general better simulated in South America (Giorgi et al., 2012).

b) Experiment design

The model domain covers all South America (see Fig. 1), following the CORDEX, an international effort to downscale climate projections over the world using RCMs (Giorgi et al. 2009). It is centered at 22°S, 59°W, and contains 202EWx192NS grid points, with a horizontal grid spacing of 50 km over a rotated Mercator projection. Ten-yr simulations were performed (after discarding a 1 yr spin-up period), extending from 1 January of 1990 to 31 December of 1999.

The control run (CTRL) is initialized with and driven by ERA-Interim reanalysis data (Uppala et al. 2008), while the sensitivity experiment (SURROGATE) is forced by a modified set of initial and boundary conditions. The surrogate climate-change scenario follows the methodology proposed by Schar et al. (1996). It consists of a uniform 3 K

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

temperature increase and an attendant increase of specific humidity. The relative humidity is left unchanged resulting in an increased flux of water vapor at the boundaries. In this scenario, the ERA-Interim dataset of temperature is increased by 3K consistently throughout the atmospheric column, and the sea surface temperature OISST dataset (Reynolds et al. 1999) are warmed by 3 K. The atmospheric greenhouse gases concentration of the sensitivity experiment is set to two times its present-day values.

The identification of the biomes over South America is made using the dryness index of Budyko (1958) and the UNEP aridity index (UNEP, 1992). The Budyko index, AI_B , is defined as $AI_B = R / (LP)$, where R is the mean annual net radiation; P, the mean annual precipitation and L is the latent heat of evaporation. Thresholds for different climate regimes are defined as:

- $0 < AI_B \leq 1$ = humid (surplus moisture regime; steppe to forest vegetation)
- $1 < AI_B \leq 2$ = semi-humid (moderately insufficient moisture; savanna)
- $2 < AI_B \leq 3$ = semi-arid (insufficient moisture; semi-desert)
- $AI_B > 3$ = arid (very insufficient moisture; desert)

The values $0 < AI_B \leq 1$ corresponds to a humid regime (surplus moisture regime; steppe to forest vegetation). Taking into account that the lower values of AI_B refers to tropical rain forest and that values closer to 1 are more characteristics of the tropical transition forest (steppe to forest vegetation) it is assumed that the values $0 < AI_B \leq 0.7$ and $0.7 < AI_B \leq 1$ correspond to tropical rain forest and steppe to forest vegetation, respectively.

The UNEP index, AI_U , is defined by $AI_U = P / PET$, where P is the annual precipitation and PET is the annual potential evapotranspiration. P is provided by the model while PET is calculated using the formula of Thornthwait (1948). Thresholds for different climate regimes are:

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

- $AI_U \geq 1$ = humid regime
- $0.65 \leq AI_U < 1$ = dry land
- $0.50 \leq AI_U < 0.65$ = dry sub-humid regime
- $0.20 \leq AI_U < 0.50$ = semi-arid regime
- $0.05 \leq AI_U < 0.20$ = arid regime
- $AI_U < 0.05$ = hyper-arid regime

3. Results

a) Present-day climate

In this section the simulation of variables which are used in the methodology for obtaining the pseudo-global warming scenario and the calculation of the Budyko and UNEP indices are presented. The modeled values of the control experiment (present-day climate) are compared with the CRU data.

Figures 2a-c show the mean temperature simulated by the model (control experiment) for December-January-February (DJF), June-July-August (JJA) and mean annual, respectively. The difference (control minus CRU data) is presented in Figs. 2d-f. The model simulates well the general pattern of mean annual temperature. The large warm bias occurs in the Amazonian region and Argentina (around +1°C) while the colder bias appear in the south and southeast Brazil (around -1.5°C) and in the south, southwest and west coast of South America (around -2°C). The pattern of temperature is somewhat similar for the austral summer. However, the region of warmer bias over Amazonia and Argentina has a wider area and a higher value (around 2°C). In the austral winter the modeled temperatures are colder (-1.5°C to -2°C) than the data over

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

most of South America except in some parts of the north and center-west regions where they are warmer (around +2°C).

The mean precipitation simulated by the model for DJF, JJA and mean annual are showed in Figs. 3a-c, respectively. The difference (control minus CRU data) is presented in Figs. 3d-f. As can be seen, the model reproduces the precipitation pattern over most of the domain. During austral summer (DJF), the RCM exhibits behavior in the depiction of the South Atlantic Convergence Zone, the relative abundant rainfall in the southern Brazil, western Amazonia, and in the west coast of Peru-Ecuador. In winter (JJA), the model simulated the northward position of the ITCZ, and rainfall over Colombia and Southern Brazil. The simulated values show a very good agreement with the CRU data. In the annual case, the simulated values are also in good agreement with the CRU data, although they are increased (around +1.5 mm day⁻¹) over the central part of South America and decreased (-1.5 mm day⁻¹ to -2 mm day⁻¹) over the north and south regions of Brazil..

Figures 4a and 4c show that the simulated mean precipitation minus potential evapotranspiration is positive over most of domain in the austral summer and in the mean annual case. The P - E field distribution is similar to that of precipitation showed in Fig.3a and 3c. The model reproduces the P - E signal compared with the CRU data, although it is overestimated (lower than +2.5 mm day⁻¹). In the austral winter the model reproduces the P - E field compared with the CRU data. The general pattern of the distribution of the values is in agreement with the low values of P, as shown in Fig. 3b.

b) Surrogate climate change scenario

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Figures 5a-f show the field of precipitation in a surrogate climate change scenario for DJF, JJA and the mean annual and the its difference relative to the control experiment. On the annual basis the pseudo-warming scenario shows an increase of precipitation in the center-west an southeast region of Brazil, north of Bolivia, Ecuador and Peru and a decrease of precipitation in the North Brazil and Amazonian region. In the northeast Brazil the model simulation shows an increase of precipitation in most of the region and a decrease of rainfall in some parts (mainly in the west). The distribution pattern of precipitation is similar in the austral summer while in the austral winter there is no clear sign of the change in precipitation over almost the entire continent, except over Amazonia where the precipitation is increased.

Figures 6a-f show the distribution of P - E in a surrogate climate change scenario and the difference (surrogate climate change scenario minus control) for DJF, JJA and the mean annual. The general pattern of the P - E field is similar to the case of precipitation. In the mean annual and DJF P is higher than E over the center-west, southeast region of Brazil, north of Bolivia, Ecuador and Peru and is lower than E over the Amazon region. In northeast Brazil there are some areas where P is higher than E and other areas with no clear climate change signal.

Figure 7a and b presents the field of surface temperature in a surrogate climate change scenario and the difference relative to control experiment for DJF, JJA and the mean annual. In the austral summer the pseudo-warming scenario shows an increase of temperature ($>4^{\circ}\text{C}$) in the northern Brazil, northwestern South America and southwestern South America. Some areas over the northern Brazil, particularly over Amazonia, show an increase of temperature higher than 4.5°C . The change in temperature for the mean annual presents similar pattern as that in the austral summer. However, the regions with increase of temperature have smaller areas compared with

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

the austral summer, mainly in the northern Brazil and the changes are lower ($< 4^{\circ}\text{C}$). In the austral winter the region of increasing of temperature is shifted from the northern to the central Brazil while the other region in the southwestern South America remains almost the same as in the case of the austral summer and the mean annual. The increase of temperature is in general lower than 4°C in these regions.

These results are in general agreement with previous experiments on dynamic downscaling of future climate change scenarios in South America performed in various regions of South America, for the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Special Report Emission Scenarios (SRES) A2 and B2 (Nuñez et al., 2008; Solman et al., 2008; Garreaud and Falvey, 2008; Soares; Marengo et al., 2009; Urrutia and Vuille, 2009) and are consistent with projections from IPCC AR4 AOGCMs (Vera et al., 2006; Boulanger et al. 2006, 2007; Li et al., 2006; Meehl et al., 2007b), which indicate future warming, rainfall increases in southeastern South America, Ecuador and Peru and decreases in the central and eastern Amazon. However, the present RCM show an increase of rainfall in most of northeast Brazil and a reduction in some parts (mainly in the west of the region) so that the change in precipitation averaged over the entire area of northeast Brazil is positive (Table 1). The increase of rainfall in northeast Brazil in the model simulation is due to the moisture convergence in the Atlantic Ocean near the region and the consequent advection of humidity by trade winds towards northeast Brazil (Fig. 8). This occurs because the methodology for generating surrogate climate-change scenarios with a regional climate model (Schar et al., 1996) produces a pseudo-global warming scenario with an accompanying increase in atmospheric water vapor content. In the present simulation this increase of water vapor content also occurs in the adjacent ocean which causes moisture convergence and increase of rainfall over the northeast Brazil. Other experiments using this methodology were performed for mid-

latitude regions and the model domain did not include ocean (Seneviratne et al., 2010; Im et al., 2010; Winter, 2012).

c) Impact on the biomes distribution over South America

Figures 9a-d show the distribution of biomes over South America using the radiative dryness index of Budyko for the present climate, CRU dataset, surrogate climate change scenario and the difference (surrogate climate change scenario minus present time), respectively. Comparing Figs. 9a and 9b it can be seen that the biomes distribution using Budyko index is in a good agreement with that in the CRU data. The tropical rain forest ($\Delta AI_B \leq 0.7$) in the Amazonia region, tropical transition forest ($0.7 < AI_B \leq 1$) in the center of Brazil, grassland ($1 < AI_B \leq 2$) in the interior northeast Brazil and below 20° S, arid and semi-arid regions in the northeast Brazil and the west coast of South America and the grassland areas over Argentina are reproduced by the model. However, some differences are noted. The semiarid and arid zones in the west coasts of the continent have a small area compared with the CRU data. Also, the arid zone in the southern South America is not simulated by the model. The zone of grassland and semi-arid region in the east of Brazil is shifted southwards in the CRU data while in the model it is expanded towards the interior of the continent.

The distribution of biomes over South America in surrogate climate change scenario shows that there is a general increase of the aridity in the continent except in the northeast, center and southeast Brazil and the south of the continent (Figs. 9c-d). The increase of aridity is higher in the north Brazil and Amazonia, where tropical forest areas are replaced by grassland and in Argentina and the east coast of South America, where areas with moderately insufficient moisture regime are substituted by insufficient

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

moisture and very insufficient moisture regimes. Table 2 shows that the change in AI_B averaged over the entire region is +0.034 and +0.01 in Amazonia and north region of Brazil indicating that in 3.4% and 1% of these regions the aridity is increased. This suggests that areas of forest may be replaced by grassland. The change in the aridity is also high in the south region of Brazil ($\Delta AI_B = 0.06$) showing an increase of 4% in the aridity in the region. In the center-west and southeast regions of Brazil the change in AI_B averaged over the entire region suggests, respectively, that in 28% and 17.5% of these areas the aridity is decreased. In the northeast Brazil the change in AI_B averaged over the entire region is -0.88 suggesting that the aridity is decreased in 28% in this area. As commented earlier, the model simulates an incorrect increase of precipitation in this region which leads to lower values of AI_B and consequently an increase of the humid regime.

Figures 10a-d show the distribution of biomes over South America using the UNEP aridity index for the present climate, CRU dataset, surrogate climate change scenario and the difference (surrogate climate change scenario minus present time), respectively. The model reproduces the humid regime in the Amazonia region and the dry land, dry sub-humid and semi-arid regimes in the northeast Brazil. Also, the region of dry land and dry sub-humid regimes in Argentina is represented by the model. However, the semi-arid zone in northeast Brazil is more prolonged southward in the CRU data than in the model simulation and the region area of dry land and dry sub-humid regimes in Argentina has a small area compared with the CRU data. The regions of humid and arid regimes in the south and west coasts of South America, respectively, are well simulated by the model while the semi-arid areas in the south of the continent are replaced by humid regime in the model simulation.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

The distribution of biomes over South America in surrogate climate change scenario shows an increase of the aridity in the continent (Figs. 10c-d). The dry land zone in the northeast of Brazil is wider and reaches the Amazon and the north region of Brazil. Areas with semi-arid and dry sub-humid regimes substitute areas of dry land regime in Argentina. On the other side, the wetness increases in the south of South America, in some parts of the center of Brazil and along the east coast of the continent.

The changes in the UNEP aridity index averaged over each of the regions of Brazil which are indicated in Fig. 1 shows an increase of the aridity as response on a pseudo-global warming scenario in all the regions, except in the northeast region (Table 3). The highest decrease in AI_U (highest increase of the aridity) occurs in the north region, particularly in the Amazonia region ($\Delta AI_U = -0.47$). This suggests that 24.2% of the Amazonia forest may be replaced by nonforested areas. In the north region the mean $\Delta AI_U = -0.31$ which indicates that 21% of the areas of humid regime may be occupied by areas with dry land regime. These findings can also be seen from Figs. 10 a, c and d. In the south and southeast regions the mean ΔAI_U are -0.32 and -0.05, respectively, which signify a reduction of 18.9% and 2.5% in the areas of humid regime in these regions. Although in some parts of the center of Brazil the wetness increases (Fig. 10d) the change in the averaged AI_U over the entire center-west region is -0.09, showing an increase of the aridity of 5.8%. The aridity decreases in the northeast Brazil ($\Delta AI_U = 0.02$). This is due to the false increase in the precipitation in this region, as occurred in the case of the Budyko index.

4. Conclusions

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

The impact of pseudo-global warming on the biomes distribution over South America is investigated. For this purpose the methodology for generating surrogate climate-change scenarios with a regional climate model is employed. The identification of the biomes over South America is made using the dryness index of Budyko and the UNEP aridity index. The results are in agreement and consistent with other RCM and AOGCM studies for future climate in South America which indicate future warming, rainfall increases in southeastern South America, Ecuador and Peru and decreases in the central and eastern Amazon. However, the present RCM shows an erroneous increase of rainfall in most of northeast Brazil due to the moisture convergence in the Atlantic ocean near the region and the consequent advection of humidity by trade winds towards northeast Brazil. This occurs because the methodology for generate surrogate climate-change scenarios with a regional climate model produces a pseudo-global warming scenario with an accompanying increase in atmospheric water vapor content. This increase of water vapor content also occurs in the adjacent ocean which causes moisture convergence and increase of rainfall over the northeast Brazil.

The distribution of biomes for the present climate shows some similarities and differences using the Budyko radiative dryness index and the UNEP aridity index. In general the model simulations are in agreement with observations. For both the cases of Budyko and UNEP indices the model reproduces the forest and semi-arid zones in the Amazonia region and northeast Brazil, respectively, and arid zones of the west coast and southern South America. However, the zone of grassland and semi-arid region in the northeast Brazil is shifted southwards in the CRU data while in the model it is expanded towards the interior of the continent. The region of dry land and dry sub-humid regimes in Argentina are reproduced in the model simulations using both Budyko and UNEP indices. A clear difference between the biomes distribution using

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Budyko and UNEP indices occurs from the center to the southeast region of Brazil. In the case of Budyko index the model shows zones of transition to forest and grassland while the in the CRU data there is a clear separation between these zones, being the region bellow 20°S covered only by grassland. In the case of UNEP index the model shows a zone with humid regime in the entire region from the center to the southeast Brazil, as in the CRU data, although in the CRU data a region with dry land occurs southwards 20°S from the center to the east of Brazil which is not seen in the simulation.

The distribution of biomes over South America in surrogate climate change scenario shows a general increase of the aridity in the continent using both Budyko and UNEP indices, except in the center and northeast Brazil and in the south of the continent. The increase of the aridity is higher in the Amazon and Argentina. A clear difference between the change in the biomes distribution using Budyko and UNEP indices can be seen when the averaged values of the indices are calculated over the entire regions of Brazil. Although the simulations indicate that portions of the Amazon forest may be substituted by nonforest areas, the UNEP index averaged over the entire region suggests that almost 24.2% of the Amazonia forest may be replaced by nonforested areas while in the case of the Budyko index 3.4% of the forest may be replaced by grassland. The model simulations show that the semi-arid zone in the northeast of Brazil is wide and reaches the interior of the north Brazil. The UNEP index averaged over the entire north Brazil region indicates that 21% the entire areas of dry land and dry sub-humid regimes may be occupied by areas with semi-arid regime compared with only 1% in the case of the Budyko index. In the south region of Brazil the UNEP index shows an increase of the aridity of 18.9% while the Budyko index indicates an increase of 4%. In the center of Brazil region the aridity decreases using

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Budyko index while it increases using UNEP index ($\Delta AI_U = -0.09$), which signify a reduction in the areas of sub-humid regime. In the northeast Brazil the simulations show a decrease of the aridity using both Budyko and UNEP indices. This is due to a false increase of the precipitation simulated by the model in this region caused by a convergence of moisture in the adjoining ocean induced by the methodology used in this study.

In summary, the methodology for generating surrogate climate-change scenarios with a regional climate model seems to be an useful tool for climate change studies in South America. The use of the UNEP aridity index and the Budyko radiative dryness index shows potentialities and limitations to represent the biomes distributions for the present climate and surrogate climate scenario. Although the impact on the biomes distribution due a pseudo-global warming scenario are almost similar using Budyko and UNEP indices the changes are higher in the case of the UNEP index. Further studies including other RCMs must be made in order to confirm the present results.

Acknowledgements. Thanks are due to Dr. Erika Coppola and the ICTP group for providing the RegCM4 code. Thanks are also due to Dr. Vadlamudi B. Rao for going through the manuscript.

References

Alves, L. M. and J. A. Marengo, 2010: Assessment of regional seasonal predictability using the PRECIS regional climate modeling system over South America. *Theor. Appl. Climatol.*, 100, 337–350.

Anthes, R.A., E.Y. Hsie, Y. H. Kuo, 1987: Description of the Penn State NCAR mesoscale model version 4 (MM4). *NCAR/TN-282+STR*. NCAR, Boulder, CO.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Betts, R. A., P. M. Cox, M. Collins, P. P. Harris, C. Huntingford and C. D. Jones, 2004:
The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation
decrease and forest dieback under global climate warming. *Theor. Appl. Climatol.*, 78,
157–175.

Boulanger, J-P, F. Martinez, and E. C. Segura EC, 2006: Projection of future climate
change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part
1: temperature mean state and seasonal cycle in South America. *Clim. Dyn.*, 27, 233–
259.

Boulanger, J-P, F. Martinez, and E. C. Segura, 2007: Projection of future climate
change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part
2: precipitation mean state and seasonal cycle in South America. *Clim. Dyn.*, 28, 255–
271.

Budyko, M.I., 1958. *The Heat Balance of the Earth's Surface*. U.S. Department of
Commerce, Washington D.C. 259 pp., translated by N.A. Stepanova.

Budyko, M. I., 1974: *Climate and Life*, Academic Press, 508 pp.

Chen S-C, M-C. Wu, S. Marshall, H-M. Juang, and J. O. Roads, 2003: 2 x CO₂ eastern
Asia regional responses in the RSM/CCM3 modelling system. *Global Planet. Change*,
37, 277–285.

Cook, K. H. and K. H. Vizy, 2008: Effects of Twenty-First-Century Climate Change on
the Amazon Rain Forest. *J. Climate*, 21, 542–560.

Cox, P. M., R. A. Betts, M. Collins, P. P. Harris, C. Huntingford, and C. D. Jones, 2004:
Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century.
Theor. Appl. Climatol., 78, 137– 156, doi:10.1007/s00704-004-0049-4.

da Rocha, R. P., C. A. Morales, S. V., S. V. Cuadra, and T. Ambrizzi, 2009:
Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America:

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. *J. Geophys. Res.*, 114, 1-9.

Dickinson R. E., R. M. Errico, F. Giorgi, and G. T. Bates, 1989: A regional climate model for the western United States. *Clim. Change*, 15, 383–422.

Dickinson R.E., A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy,1993: Biosphere-atmosphere transfer scheme BATS version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model. *NCAR/TN-387+STR*, NCAR, Boulder, CO.

Elguindi N., X. Bi, F. Giorgi, B. Nagarajan, J. Pal, and F. Solmon, 2004: RegCM version 3 User’s guide. Physics of Weather and Climate Group. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics. Trieste, Italy.

Emanuel, K, 1991: A scheme for representing cumulus convection in large scale models. *J. Atmos. Sci.*, 48, 2213-2335.

Emanuel, K, and M. Zivkovic Rothman, 1999: Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, 56, 1766-1782.

Fernandez, J. P. R., S. H. Franchito, and V. B. Rao, 2006a: Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: Mean climatology. *Theor. Appl. Climatol.*, 86, 247-260.

Fernandez, J. P. R., S. H. Franchito, and V. B. Rao, 2006b: Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part II: A comparison between 1997/98 El Niño and 1998/99 La Niña events. *Theor. Appl. Climatol.*, 86, 261-270.

Franchito, S. H., V. B. Rao, and E. C. Moraes, 2010: Impact of global warming on the geobotanic zones: an experiment with a statistical-dynamical climate model. *Clim. Dyn.*, 35, DOI 10.1007/s00382-010-0952-6.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Garreaud R., and M. Falvey M, 2008: The coastal winds off western subtropical South America in future climate scenarios. *Int. J. Climatol.*, 29, 543–554.

Giorgi, F, M. R. Marinucci, and G. T. Bates, 1993a: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer process. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2794–2812.

Giorgi, F, M. R. Marinucci, G.T. Bates, and G. Decanio, 1993b: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective process and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.* 121, 2814–2831.

Giorgi, F., E. Coppola, F. Solmon, et al. 2012: RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, vol. 52, 7-29.

Giorgi, F., C. Jones, G. Asrar 2009: Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bull* 58: 175-183.

Grell, G.A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.* 121: 764–787.

Grell, G.A. , J. Dudhia, D.R. Stauffer 1994: A description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). National Center for Atmospheric Research Tech Note NCAR/TN-398 +STR, NCAR, Boulder, CO.

Holtslag A. M., E. I. F. DeBruijn, and H. L. Pan, 1990: A high resolution air mass transformation model for short range weather forecasting. *Mon. Wea Rev.* 118: 1561–1575.

Im, E., E. Coppola, F. Giorgi, and X. Bi, 2010: Local effects of climate change over the Alpine region: A study with a high resolution regional climate model with a surrogate climate change scenario. *Geophys. Res. Letters*, 37, L05704, doi: 10.1029/2009GL041801.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007: In: Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (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 University Press, Cambridge, United Kingdom.

Kiehl J. T., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. A. Boville, B. P. Briegleb, D. L. Williamson D, and P. J. Rasch, 1996: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR/TN-420+STR, NCAR, Boulder, CO.

Li, W., R. Fu R, and R. E. Dickinson, 2006: Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. *J. Geophys. Res.* 111:D02111. doi:[10.1029/2005JD006355CrossRef](https://doi.org/10.1029/2005JD006355)

Malhi, Y., L. O. C. Aragão. D. Galbraith, C. Huntingford, R. Fisher, P. Zelazowski, S. Stich, C. McSweeney, and P. Meier, 2009: Exploring likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.*

Marengo, J. A., T. Ambrizzi, R. P. da Rocha, M. L. Alves, S. V. Cuadra, M. C. Valverde, R. R., Torres, D. C. Santos, and S. E. T. Ferraz, 2010: Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. *Clim. Dyn.*, 35, 1073-10897.

Meehl, G. A., T. F. Stocker, W. D. Collins, A. T. Friedlingstein, A. T. Gaye, J. M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. M. Murphy, A. Noda, S. C. B. Raper, I. G. Watterson, A. J. Weaver, and Z. Zhao, 2007a: *Global 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. Cambridge University Press, pp. 747-845.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Meehl, G., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. F. B. Mitchell, R. J. Stouffer, and K. E. Taylor KE, 2007b: The WCRP CMIP3 Multimodel data set: a new era in climate change research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 88, 1383–1394.

Núñez, M. N., S. A. Solman, and M. F. Cabré MF, 2008: Regional climate change experiments over southern South America. II: climate Change scenarios in the late twenty-first century. *Clim. Dyn.* doi [10.1007/s00382-008-0449-8](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0449-8).

Pal, J., E. Small, and E. Eltahir, 2000: Simulation of regional-scale water and energy budgets: representation of subgrid cloud and precipitation process within RegCM. *J. Geophys. Res.* 105(D24): 29579–29594.

Pal, J. S. and coauthors, 2007: Regional climate modeling for the developing world: The ITCP RegCM3 and RegNET. *Bull. Amer. Soc. Meteor.*, 88: 1395-1409.

Pesquero, J. F.; Chou, S. C.; Nobre, C. A.; Marengo, J. A., 2010. Climate downscaling over South America for 1961–1970 using the Eta Model. *Theor. Appl. Climatol.* 99, 75–93.

Reboita, M. S., R. P. da Rocha, T. Ambizzi, and S. Sugahara, 2010: South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). *Clim. Dyn.*, 35, 1331-1347.

Roads J. O., and S-C Chen, 2000: Surface water and energy budgets in the NCEP regional spectral model. *J. Geophys. Res.*, 105, 29539–29549.

Salazar, R. F., C. A. Nobre, and M. D. Oyama, 2007: Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09708, doi:10.1029/2007GL029695.

Seneviratne, S., J. Pal, J., E. Eltahir, and C. Schar, 2002: Summer dryness in a warmer climate: a process study with a regional climate model. *Clim. Dyn.*, 20, 69-85.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Scholze, M., W. Knorr, N. W. Arnell, and I. C. Prentice, 2006: A climate change risk analysis for world ecosystems. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 103(35), 13,116–13,120.

Soares, W., and J. A. Marengo, 2009: Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. *Int. J. Climatol.*, 29, 1395–1414.

Solman, S. A., M. N. Nuñez, and M. F. Cabré MF, 2008: Regional climate change experiments over southern South America I: present climate. *Clim. Dyn.*, 30, 533–552.

Tiedtke, M. 1989: A comprehensive max-flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea.Rev.* 117, 1779-1800.

Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* 38, 55–94.

Uppala, S., D. Dee, S. Kobayashi, P. Berrisford, A. Simmons, 2008: Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim. *ECMWF Newsl* 115, 12-18.

Urrutia, R., and M. Vuille M, 2009: Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. *J Geophys. Res. Atmos.*, 114(D2):D02108.

UNEP, 1992: *World Atlas of Desertification*. Edward Arnold, London, UK.

Vera, C., G. Silvestri, B. Liebmann, and P. González P, 2006: Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophys. Res. Letters*, 33:L13707. doi:[10.1029/2006GL025759CrossRef](https://doi.org/10.1029/2006GL025759)

Vergara, W., and S. M. Scholz, 2010: *Assessment of the risk of Amazon dieback*. The World Bank, Washington, D.C., 96 pp.

Winter, J., and A. Elfatih, 2012: Modeling the hydroclimatology of the midwestern United States. Part 2: future climate. *Clim. Dyn.*, 38, 595-611.

Table legends

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Table 1: Changes in the temperature ($^{\circ}\text{C}$), precipitation (mm day^{-1}) and evapotranspiration (mm day^{-1}) in the regions of Brazil indicated in Fig. 1.

Table 2: Values of AI_B and the relative change in the experiment of the pseudo-scenario of global warming in the regions of Brazil indicated in Fig. 1.

Table 3: Values of AI_0 and the relative change in the experiment of the pseudo-scenario of global warming indicated in Fig. 1.

Figure legends

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Fig. 1: Model domain. Shown are regions of Brazil: Az = Amazon, NO= north, NE = northeast, CW = center-west, SE = southeast and S = south. Also is indicated the topography of South America.

Fig. 2: Temperature ($^{\circ}\text{C}$) in the control experiment for: a) DJF, b) JJA and c) mean annual, and control experiment minus CRU data for d) DJF, e) JJA and mean annual.

Fig. 3: The same as in Fig. 2, but for the precipitation (mm day^{-1}).

Fig. 4: The same as in Fig. 3, but for precipitation minus evapotranspiration (mm day^{-1}).

Fig. 5: Precipitation (mm day^{-1}) in the pseudo-scenario global warming experiment for: a) DJF, b) JJa and c) mean annual and pseudo-scenario experiment minus control for : d) DJF, e) JJA and f) mean annual.

Fig. 6: The same as in Fig. 5, but for precipitation minus evapotranspiration (mm day^{-1}).

Fig. 7: The same as in Fig. 5, but for the temperature ($^{\circ}\text{C}$).

Fig. 8: Mean annual moisture flux ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) in the control experiment (a) and in the pseudo-scenario global warming experiment (b).

Fig. 9: Distribution of biomes over South America using the radiative dryness index of Budyko for: a) the present climate, b) CRU dataset, c) surrogate climate change scenario and d) the difference (surrogate climate change scenario minus present time).

Fig. 10: The same as in Fig. 9, but for the UNEP aridity index.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Table 1

Regions	AMZ	NO	NE	CW	SE	S
ΔT ($^{\circ}\text{C}$)	+3.7	+3.6	+2.9	+3.0	+2.6	+3.2
ΔP (mm day^{-1})	-0.14	+0.05	+0.62	+1.03	+1.00	+0.13
ΔE (mm day^{-1})	-0.24	-0.21	+0.40	+0.11	+0.38	+0.18

Table 2

Region	AI _B (control)	Δ AI _B (pseudo-scenario minus control)	Change in AI _B (pseudo-scenario relative to the control)
AM	0.87	0.03	3.4%
NO	1.02	0.01	1.0%
CW	1.00	-0.13	-13.0%
NE	3.12	-0.88	-28.0%
SE	1.20	-0.21	-17.5%
S	1.36	0.06	4.0%

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Table 3

Region	AI _U (control)	Δ AI _U (pseudo-scenario minus control)	Change in AI _U (pseudo-scenario relative to the control)
AM	1.94	-0.47	-24.2%
NO	1.54	-0.32	-21.0%
CW	1.55	-0.09	-5.8%
NE	0.65	0.02	3.1%
SE	1.97	-0.05	-2.5%
S	1.69	-0.32	-18.9%

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Figure 1

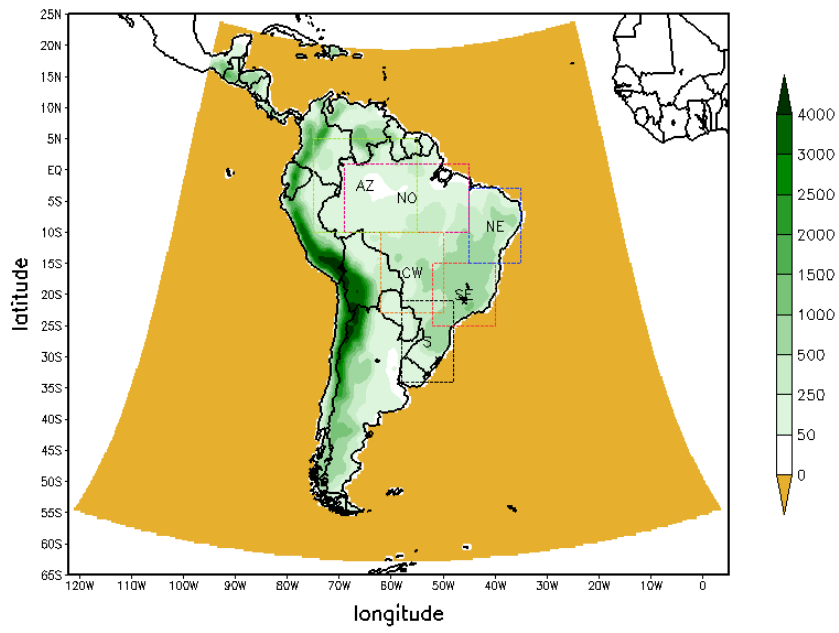


Fig. 1

Figure 2

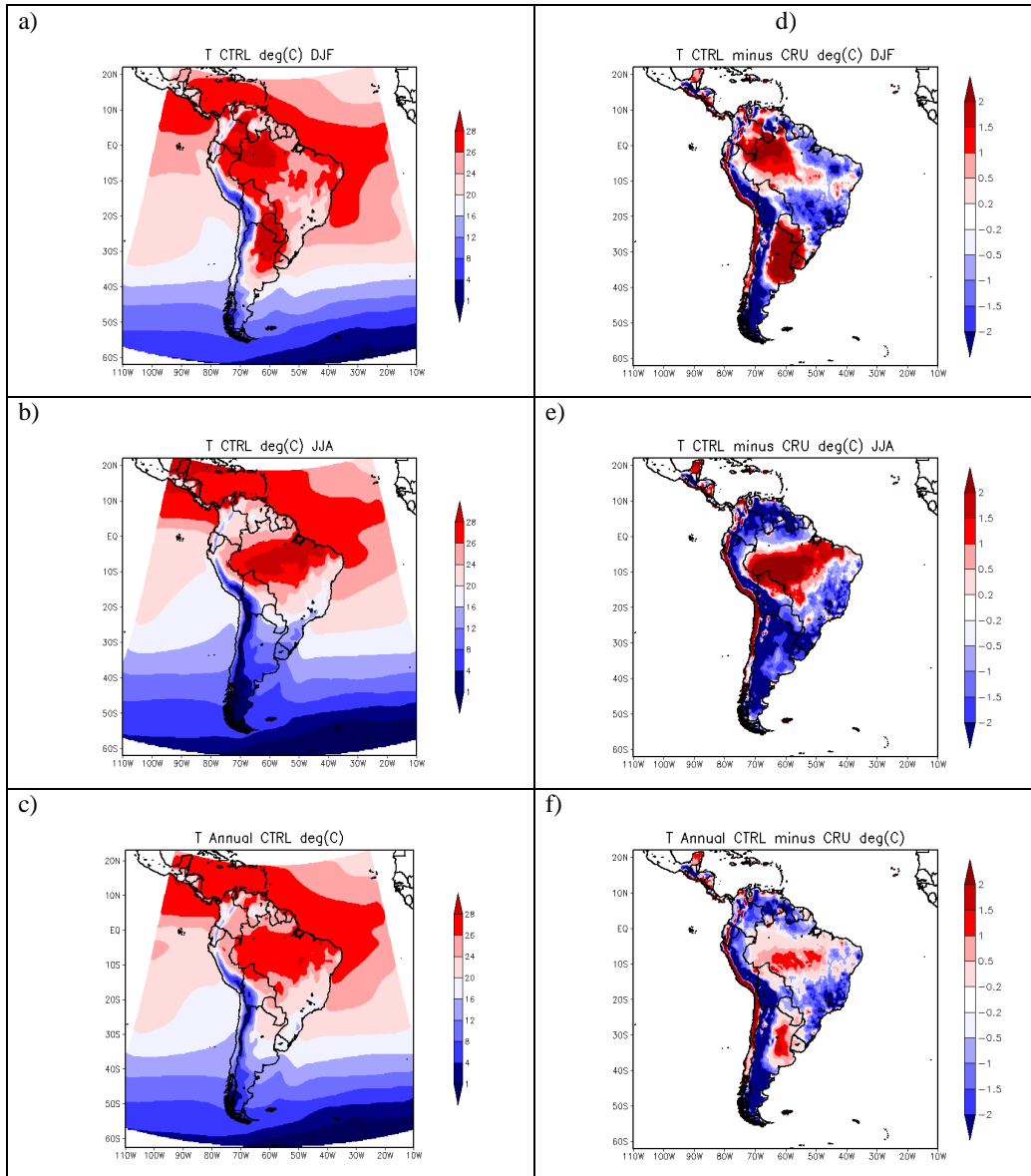


Fig. 2

Figure 3

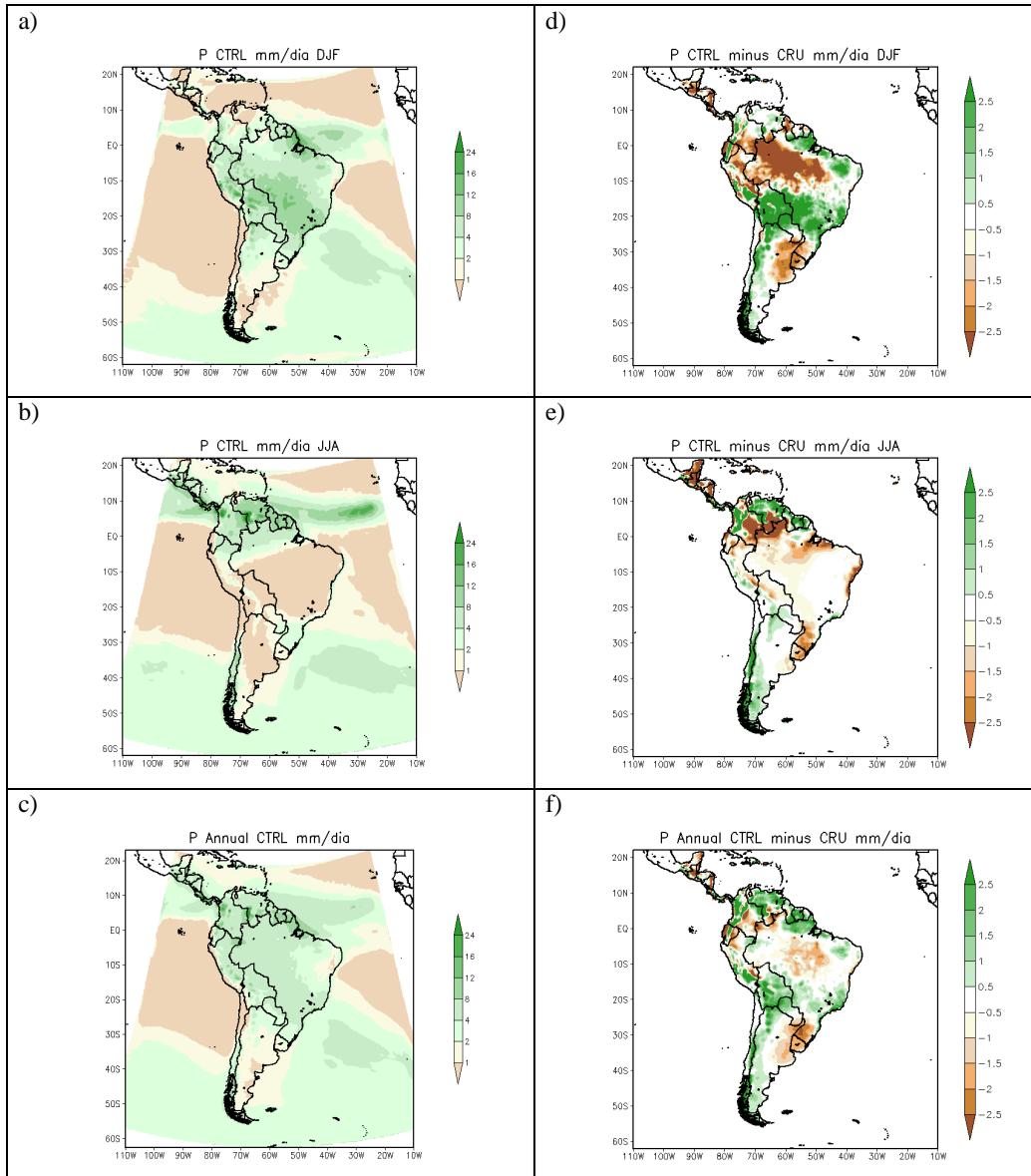


Fig. 3

Figure 4

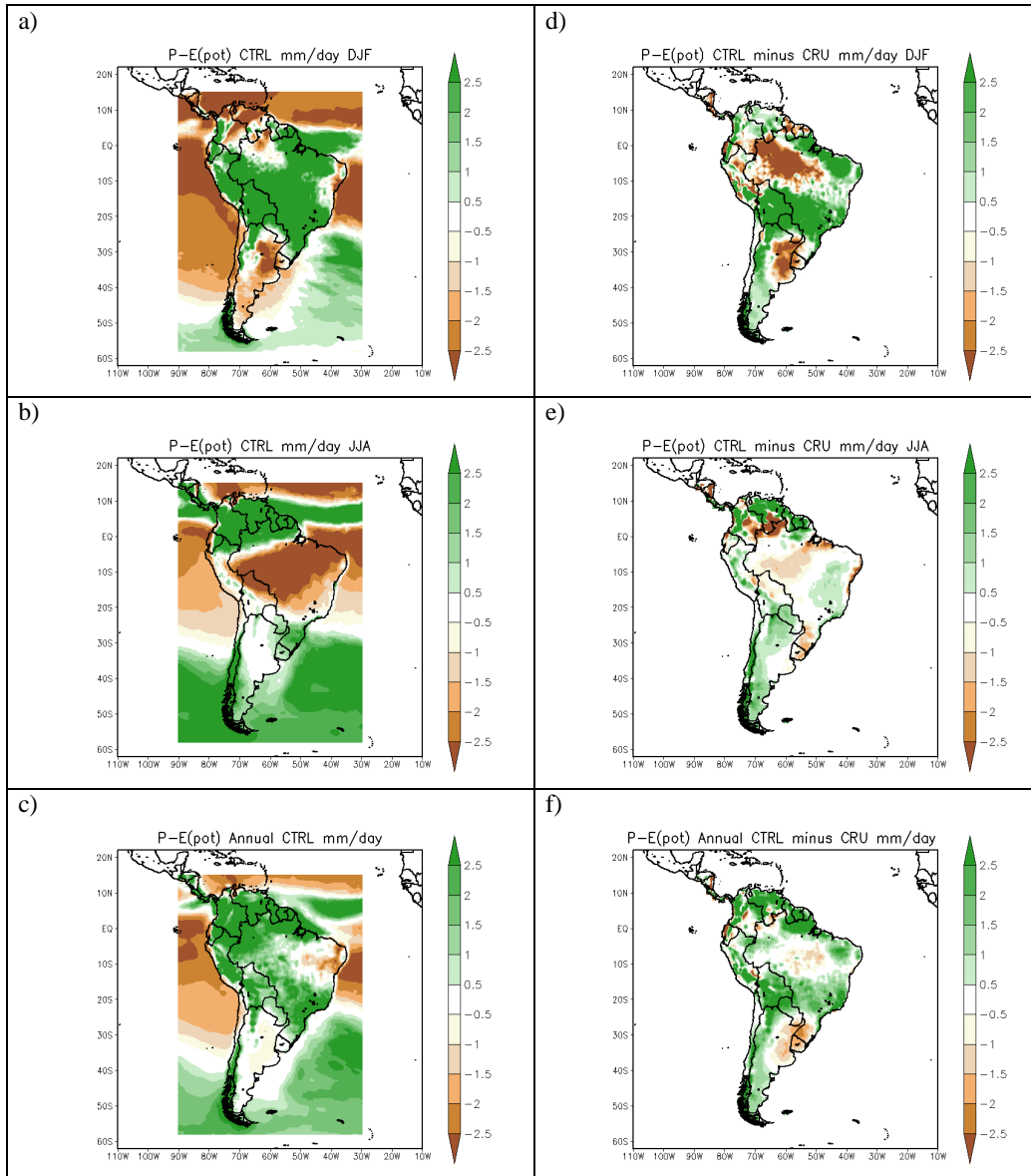


Fig. 4

Figure 5

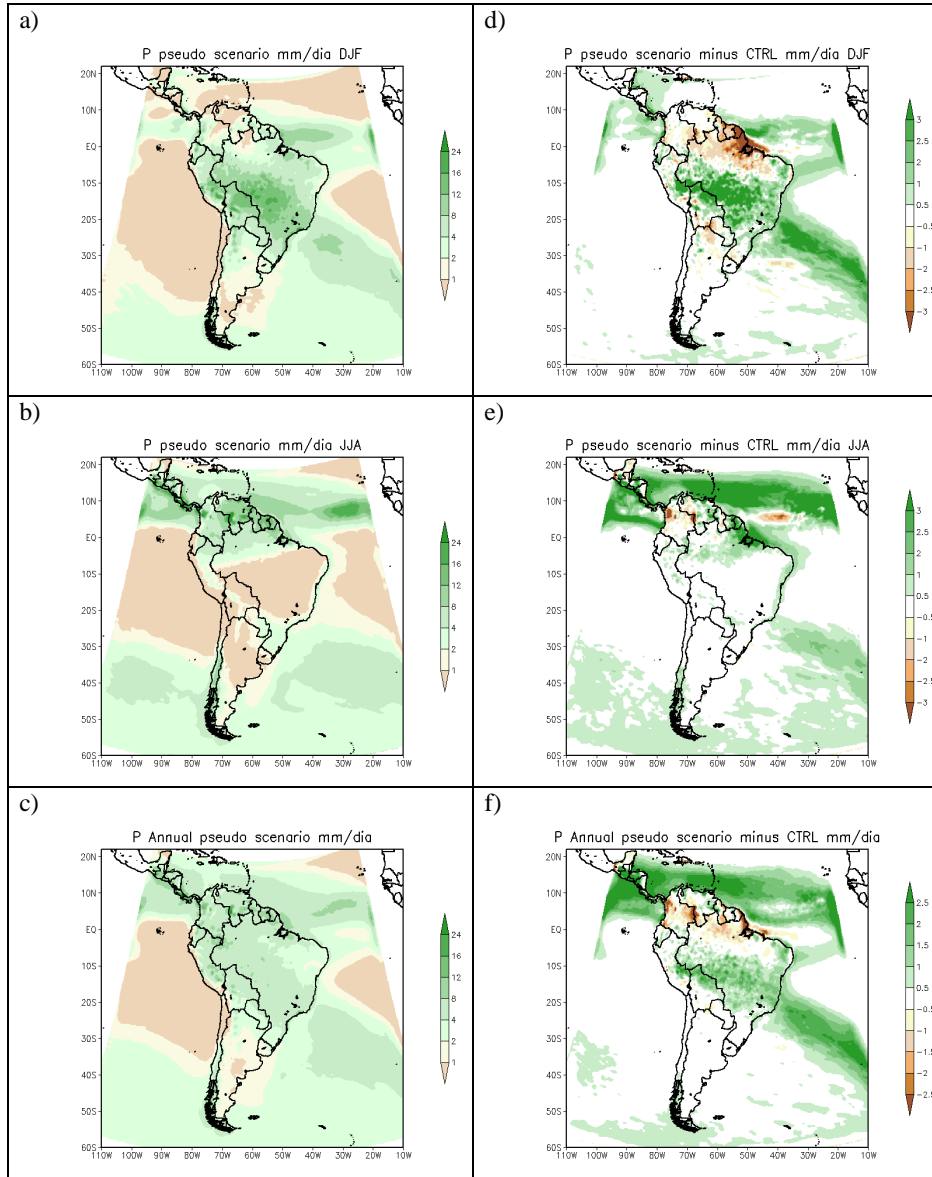


Fig. 5

Figure 6

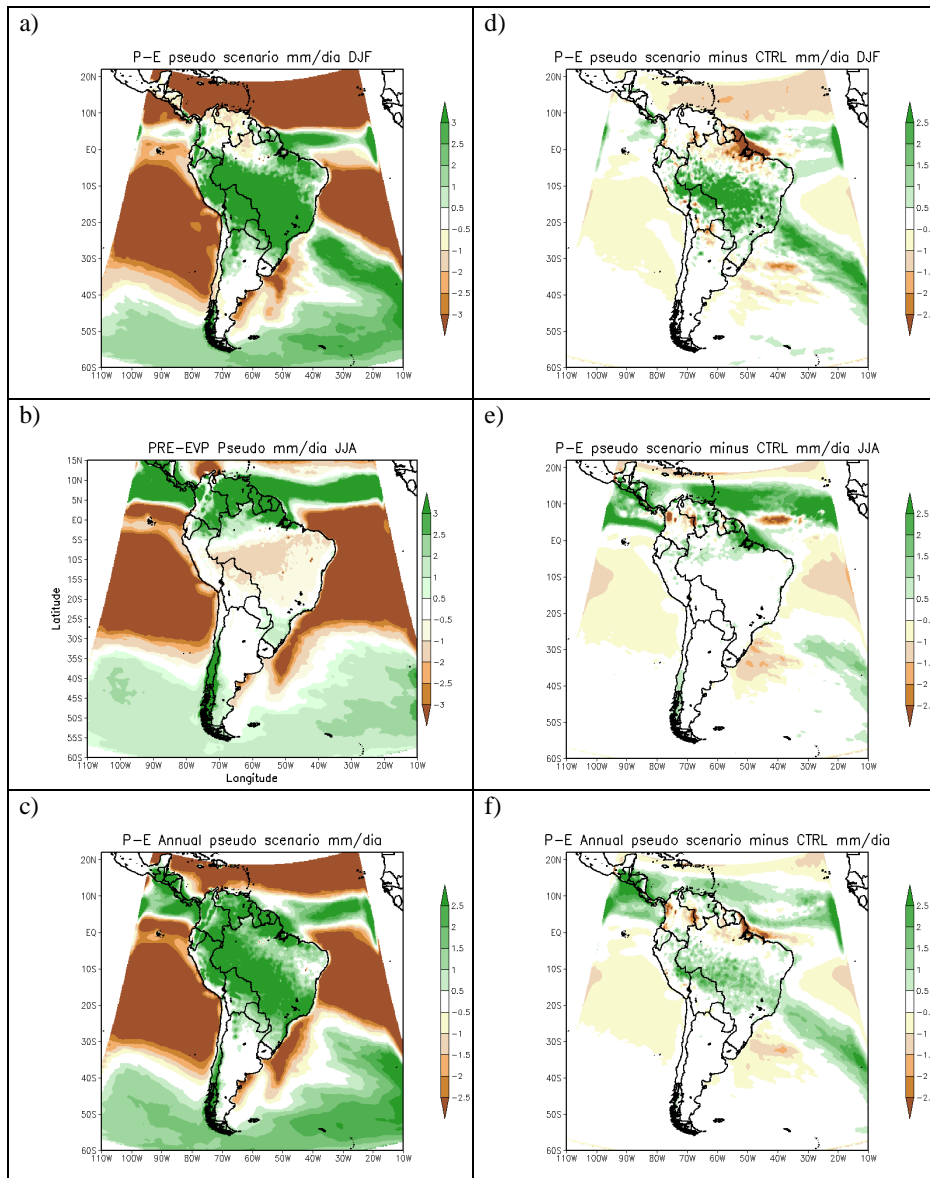


Fig. 6

Figure 7

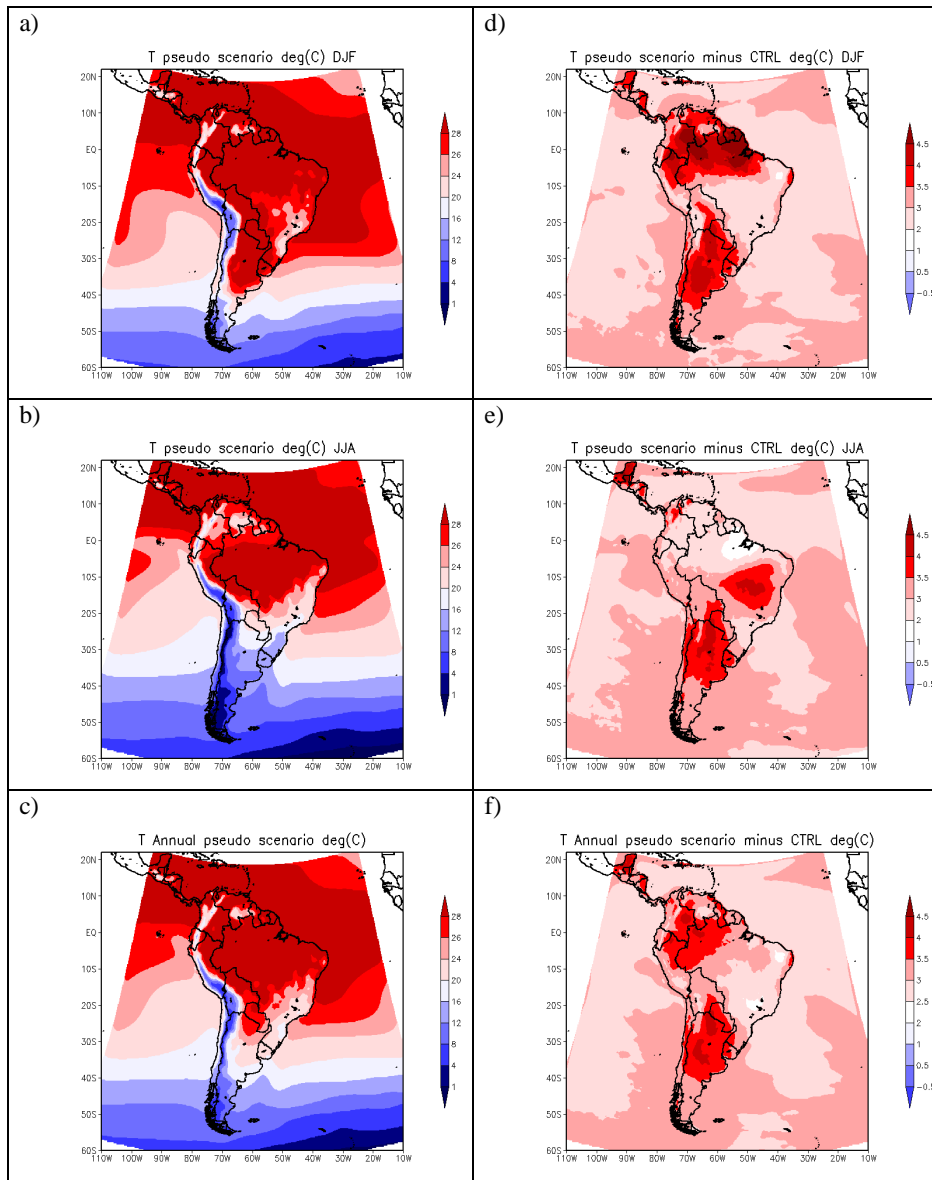


Fig. 7

Figure 8

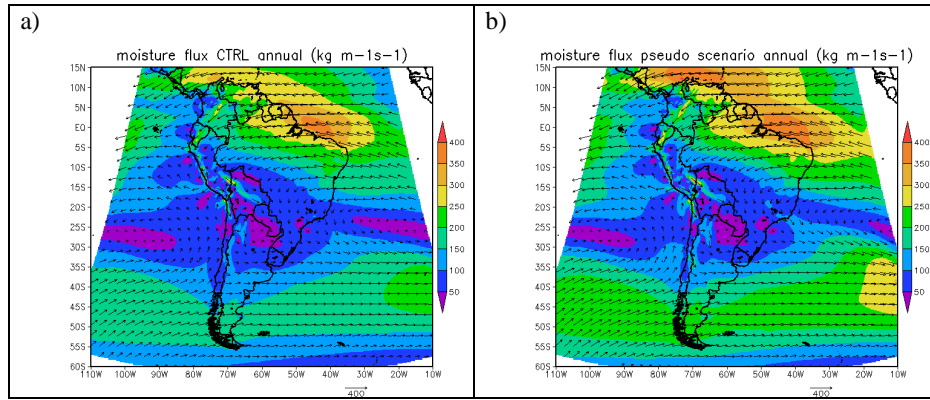


Fig. 8

Figure 9

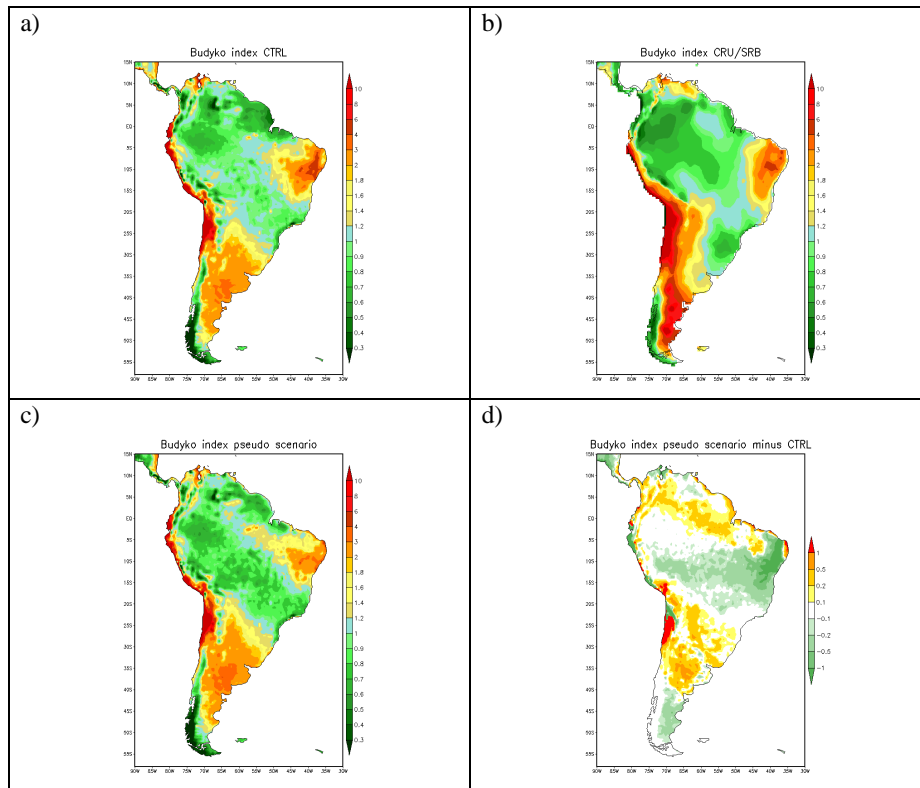


Fig. 9

Figure 10

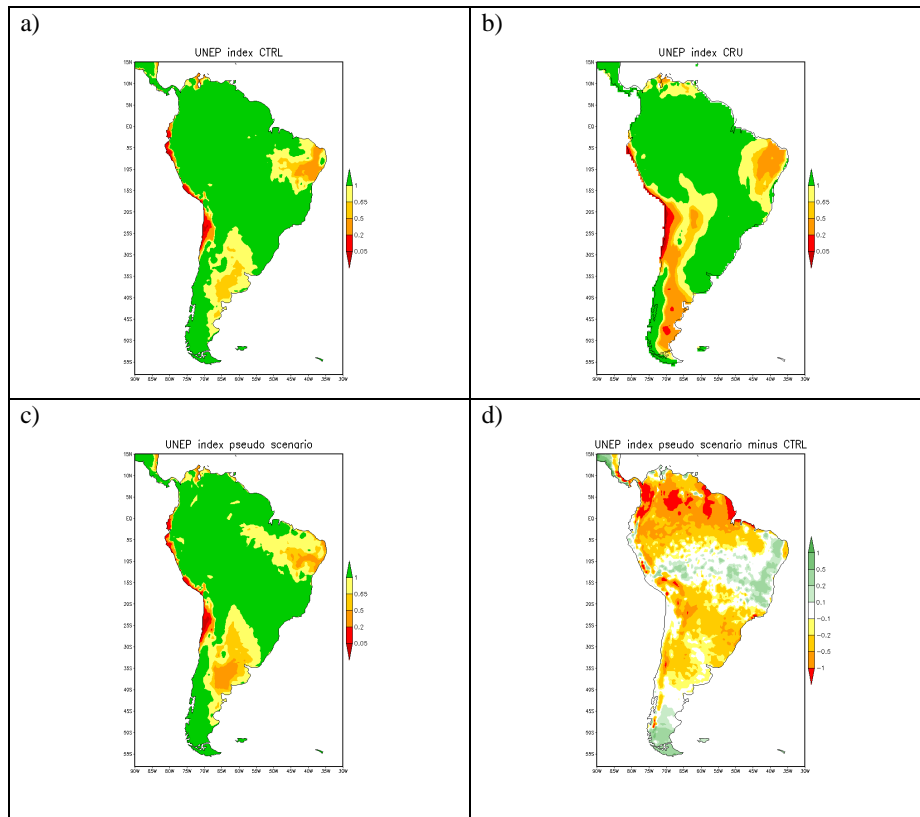


Fig. 10

APÊNDICE B - ARTIGO 2

Artigo submetido à revista *Journal of Applied Meteorology and Climatology*: Investigating the relative rol of the degradation of land and global warming in Amazonia.

Manuscript (non-LaTeX)

[Click here to download Manuscript \(non-LaTeX\): deforestation global warming.doc](#)

Investigating the relative roles of the degradation of land and global warming in
Amazonia.

by

J. P. R. Fernandez, Sergio H. Franchito, and David P. Quispe

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, CPTEC

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE

C.P. 515, 12245-970, São José dos Campos, SP, Brazil.

Abstract

A high resolution RCM (RegCM4) is used to investigate the relative roles of global warming and future land surface degradation in Amazonia. Two experiments are performed: 1) deforestation and 2) deforestation together with global warming. In the second experiment the methodology for generating surrogate climate-change scenarios with a RCM is employed. To identify of the distribution of the biomes over South America the aridity indices of Budyko and UNEP are used. The results showed that the deforestation may have large influence locally (15% of the warming when the pseudo warming was included together). The higher increase of the surface temperature occurs in the south Amazonia (+0.6°C) whereas in the north and central Amazonia a decrease of temperature is noted (higher decrease of -0.9°C). When the pseudo warming is taken into account together the changes in surface temperature are largely enhanced in relation to the deforestation case and the warming occurs in the entire Amazonia (higher increase of +4°C).

The changes in the distribution of biomes using the Budyko and UNEP indices are in agreement. When the pseudo warming is included the aridity increases in most of Amazonia compared to the deforestation case. The higher increase of the aridity occurs in the north Amazonia (20% and 37.6% for the Budyko and UNEP indices, respectively) while it happens in the south Amazonia in the case of only deforestation (22% for both the Budyko and UNEP indices). This study corroborates with the hypothesis that the process of savannization of the tropical forest of Amazonia can be accelerated in future due to global warming.

1. Introduction

Large-scale removal of the tropical rain forest will have significant negative effects on regional water and energy balance, climate and global bio-geochemical cycles. Numerical experiments using General Circulation Models (GCMs) (Nobre et al., 1991; Sampaio et al., 2007; Lawrence et al., 2007; Nobre et al., 2009; Medvigy et al., 2011, and many others), using statistical-dynamical simple climate models (SDM) (Gutman, 1984; Varejão-Silva et al., 1998; Franchito et al., 2012, Moraes et al., 2013) and field observations (Gash and Nobre, 1997) have shown that the large-scale deforestation in Amazonia may influence regional climate. Reduction in evapotranspiration and precipitation and an increase in the surface temperature in the tropical region occurs when the forest is replaced by pasture.

Projections of future climate given in IPCC AR4 (2007) indicated that climate change due to anthropogenic human activities is affecting adversely the ecosystems. Many model studies showed that the global warming may affect the biomes distribution over South America, where significant portions of rain forest may be replaced by nonforested areas (Cox et al., 2004.; Bets et al., 2004; Scholze et al., 2006; Salazar et al., 2007; Cook et al., 2008; Mallhi et al., 2009, Costa and Pires, 2010). These studies suggested that due to increase of greenhouse gases concentration the process of savannization of the tropical forest can be accelerated. This indicates that the future distribution of biomes in the tropical region depends on the combination of the effects of the degradation of land surface and climate changes due to global warming. Some studies have been to investigate the relative roles of future changes in greenhouse gases compared with future changes in land cover. Maynard and Royer (2004) and Voltaire (2006) compared the climate change simulated under a 2050 SRES B2 greenhouse gases scenario to the one under a 2050 SRES B2 land cover change scenario. They

noted that the relative impact of vegetation change compared to greenhouse gas concentration increase was of the order of 10%, and could reach 30% over limited areas of tropical region. Feddema et al. (2005) applied the same methodology for the SRES A2 and B1 scenario over the 2000 to 2100 period. They also find that although there was no significant effect at the global scale, a large effect at the regional scale may occur, such as a warming of 2°C by 2100 over the Amazon for the A2 land cover change scenario. Recently, Franchito et al. (2012) and Moraes et al. (2013) using a SDM obtained that the percentage of the warming due to deforestation relative to the warming when greenhouse gas concentration increase is included together is higher around 60% in the tropical region. These results indicate that the climate change due to land cover changes may be important relative to greenhouse gases at the regional level, where intense land cover change occurs. Globally, however, the impact of greenhouse gas concentrations seems to dominate over the impact of land cover change.

Although GCMs and SDMs can provide useful information regarding the response of the global circulation to large-scale forcings, due to their coarse resolution the mesoscale forcings, such as complex topography, vegetation cover, lakes, etc. are not well represented. In this sense Regional Climate Models (RCMs) may be more adequate. RCMs have therefore been developed to downscale larger scale simulations and to provide predictions for specific regions (Dickinson et al., 1989; Giorgi et al., 1993a, b; Roads and Chen, 2000; Chen et al., 2003; and others).

In this paper the relative roles of the land surface degradation in Amazonia and global warming are investigated using a RCM. The model to be used is the version 4 of the RCM of ICTP (The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics) (RegCM4). The model will be run using a methodology for generating surrogate climate-change scenarios with a regional climate model (Schar et al., 1996). The biomes

distribution are the same as that in Franchito et al. (2013) which is determined using the radiative dryness index of Budyko (I_B) (Budyko, 1958) and the UNEP aridity index (I_U) (UNEP, 1992). A brief description of the RCM, the methodology employed and the experiments design are given in section 2; the model simulations are presented in section 3 and section 4 contains the summary and conclusions.

2. The model

The model ICTP RegCM4 (Giorgi et al. 2012) is version 4 of the regional climate model (RegCM) originally developed at the National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Pal et al., 2007; Giorgi et al., 1993a, b). The dynamic component of the model is based on the NCAR-Pennsylvania State University meso-scale model (MM5) (Grell et al., 1994). It is a primitive equation, σ_p vertical coordinate, grid-point limited area model with compressibility and hydrostatic balance. The model contains 18 vertical sigma levels with the top at 50 hPa and uses an Arakawa B horizontal grid. The main physical parameterizations contained in the RegCM4 are: a detailed atmospheric radiative calculation package (Kiehl et al., 1996); a surface physics package, the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS1e) (Dickinson et al., 1993); an explicit planetary boundary layer formulation (Holtslag et al., 1990); a subgrid explicit moisture scheme (SUBEX) (Pal et al., 2000); and five options for the cumulus convection parameterization: 1) simplified Kuo scheme, (Anthes et al. 1987), 2) Grell scheme (Grell, 1993); 3) MIT scheme (Emanuel, 1991; Emanuel and Zivkovic Rothman, 1999), 4) Tiedtke scheme (Tiedtke, 1989), and 5) Betts-Miller scheme. In the present study, it is used a mixed convection configuration, the Grell scheme over land and the MIT

scheme over ocean, because the precipitation is in general better simulated in South America (Giorgi et al., 2012).

The model domain covers entire South America (Fig. 1), following the CORDEX, an international effort to downscale climate projections over the world using RCMs (Giorgi et al. 2009). The model domain is centered at 22°S, 59°W, and comprises 202EWx192NS grid points, with a horizontal grid spacing of 50 km over a rotated Mercator projection. Ten-yr simulations were performed (after discarding a 1 yr spin-up period), extending from 1 January of 1990 to 31 December of 1999.

a) Control experiment

The control experiment is the same of Franchito et al. (2013). The model is forcing using the ERA-Interim reanalysis data (Uppala et al. 2008). The greenhouse gas concentration corresponds to the present-day conditions. The biome distribution is obtained using the Budyko radiative dryness (1958) and the UNEP aridity index (UNEP, 1992). Results of Franchito et al. (2013) showed that in general the pattern of the distribution field of climate variables, such as temperature, precipitation and evaporation, and the biome distribution using both the Budyko and UNEP indices are well simulated by the model.

b) Deforestation experiment

The biomes distribution over South America according to the vegetation types given by BATS1e is given in Fig. 2a. In the deforestation experiment the tropical forest

zone is converted into short grass (Fig. 2b). So, all the characteristic parameters of the tropical forest are replaced by those from short grass conditions according to BATS1e.

c) Surrogate climate change experiment + deforestation

In this experiment the effects of a pseudo-global warming is taken into account together with the deforestation in Amazonia. So, the deforestation of Amazonia (Fig. 2b) forced by a pseudo warming scenario is studied. The methodology for generating a surrogate climate change scenario is the same as that proposed by Schar et al. (1996) and used by Franchito et al. (2013). It consists of a uniform 3 K temperature increase and an attendant increase of specific humidity. In this scenario, the ERA-Interim dataset of temperature is increased by 3K throughout the atmospheric column and the sea surface temperature OISST dataset (Reynolds et al., 2002) are warmed by 3 K. The atmospheric greenhouse gases concentration of the sensitivity experiment is set to two times its present-day values.

The methodology for generating a surrogate climate change scenario is dynamically consistent and easy to incorporate in a RCM. The procedure can be applied to the study of the regional response to a pseudo-global warming with an accompanying increase of the atmospheric water vapor content. However, the surrogate climate change scenario is only a sensitivity experiment and not a real climate change experiment. In a surrogate climate change scenario the response to a combination of a horizontally uniform thermodynamic modification of the initial and external fields plus an unmodified external flow evolution is studied. Otherwise a real climate change would be accompanied by changes in the planetary and synoptic-scale circulation. In spite of this drawback, the methodology allows us to examine certain processes in isolation,

such as the evaluation of the need to incorporate temperature and moisture as predictor variables in synoptical downscaling techniques as in the case of RCMs (Schar et al., 1996).

3. Results

In order to discuss with more regional details the effects of deforestation and the pseudo warming on Amazonia, three regions are considered: north (0° - 5° N, 70° W- 52° W), central (8.5° S- 0° , 74° W- 50° W) and south (13° S- 8° S, 70° W- 52° W) Amazonia (Fig. 3). This is because the changes are different in these regions, as will be seen in the next sections.

a) Deforestation

Figure 4 shows the biomes distribution for the control and deforestation experiments and the change (deforestation minus control) using the Budyko and UNEP indices. As can be seen in Figs. 4a and 4b, forest areas are replaced by grassland in the part of central Amazonia southward from 5° S and in the south Amazonia. This leads to an increase of the Budyko index (increase of aridity) in these regions. In the north and most of the central Amazonia the aridity is decreased (Fig. 4c). As shown in Table 1, taking into account the values of I_B averaged over the entire three regions of Amazonia, 22% of the south region the forested areas is suggested to be substituted by grassland compared to the control. In the north and central areas there is a decrease of the aridity of 4% and 1.1%, respectively. For the case of the UNEP index, it can be noted from Figs. 4d and 4e that dry land substitutes regions of humid regime in Amazonia. The

UNEP index decreases (the aridity increases) in the central and south Amazonia while in the north Amazonia it increases, as seen in Fig. 4f. These changes in the UNEP index suggests that 22% and 4.8% of the regions of humid regime in the south and central Amazonia are, respectively, replaced by areas of dry lands while in the north Amazonia there is a decrease of 3% (Table 1).

Thus, the changes in the distribution of biomes due to deforestation using Budyko and UNEP indices show a very good agreement. It is suggests that there is an increase of 22% in the aridity in the south Amazonia and a decrease in the north Amazonia (4% and 3% for the Budyko and UNEP indices, respectively). On the other hand, the results diverges in the central Amazonia: the use of Budyko index indicates a decrease of aridity while the UNEP index suggests an increase.

The changes (perturbed minus control) in the net surface radiation, precipitation, evapotranspiration and surface temperature due to deforestation are showed in Table 2. There is a decrease of the mean net surface radiation (-7.8 W m^{-2}) due to the increase of the land surface albedo; the mean evapotranspiration and precipitation decrease ($-0.25 \text{ mm day}^{-1}$ and $-0.54 \text{ mm day}^{-1}$, respectively). The sign of the change in the surface temperature is different in the three regions of Amazonia. The mean surface temperature decreases in the north and central areas (-0.3°C and -0.2°C , respectively) and increases in the south region ($+0.1^\circ\text{C}$). As shown in Fig. 5a, the surface temperature may increase by $+0.6^\circ\text{C}$ in the south Amazonia and decrease by -0.9°C in the north Amazonia. Since the higher decrease in evapotranspiration occurs in the south Amazonia it seems that the effect of the reduction in evapotranspiration in this region overcomes that of the increase of albedo while in the other two regions it does not occur. This leads to an increase of the temperature in the south Amazonia and a decrease in the north and central Amazonia. The changes in surface temperature in the three areas of Amazonia are in

good agreement with the changes in the aridity given by Budyko index which indicates a high increase of the aridity in the south region (with a consequent increase in the surface temperature) while in the other two areas a decrease of aridity (and a consequent decrease in the surface temperature) is noted (Fig. 4c). The UNEP index also indicates a high increase of aridity in the south Amazonia and a decrease in the north Amazonia. However, differently from the Budyko index an increase of the aridity in the central region is also noted.

b) Deforestation + pseudo warming

Figure 6 shows the biomes distribution for the deforestation together with pseudo warming experiment and the change (deforestation + pseudo warming minus control) using the Budyko and UNEP indices. From Figs. 6a and 4b it can be seen that when the pseudo warming scenario is taken into account the deforestation forest areas are replaced by grassland northwards compared with the case of deforestation only. This leads to an increase of the Budyko index (increase of the aridity) in the region. In the south Amazonia there is a decrease of the aridity, as shown in Figs. 6b and 4c. From Table 1 it is suggested that 20% and 7.6% of the forest areas is substituted by grassland in the north and central Amazonia, respectively, when the pseudo warming is taken into account deforestation while in the case of only deforestation there is a decrease of aridity (4% e 1.1%, respectively); in the south Amazonia the aridity is decreased by 10% compared to the control while it increases in the case with only deforestation (22%). Figs. 6c and 6d show that in the case of the UNEP index there is a general increase of the aridity in the three regions compared with the control. The increase of the aridity is higher in the north Amazonia (37.6%) followed by the central (28%) and

south (10.3%) Amazonia. From Figs. 6d, 4f and Table 1 it can be seen that the aridity increase largely in the north Amazonia when the deforestation is taken into account with the pseudo warming while it decreases in the case with only deforestation. Although in the two experiments there is an enhancement of the aridity in the central Amazonia the increase is much higher in the case of deforestation together with pseudo warming. On the other hand the increase of the aridity in the south Amazonia is higher in the case of only deforestation.

It can be seen from above that the changes in the distribution of biomes due to deforestation together with pseudo warming using Budyko and UNEP indices are in agreement. It is suggested that there is an increase of 20% (for the Budyko index) and 37.6% (for the UNEP index) in the aridity in the north Amazonia and an increase of 7.6% (for the Budyko index) and 28% (for the UNEP index) in the central Amazonia. These changes are higher compared to the case with only deforestation. On the other hand, the results diverges in the south Amazonia: the use of Budyko index indicates a decrease of aridity while the UNEP index suggests an increase.

Table 2 shows that the main climate changes in the Amazonia (an average over the three regions) are a warming of 3.5°C and a reduction in evapotranspiration (0.37 mm day⁻¹) and precipitation (0.44 mm day⁻¹) relative to the control. It can be seen from Table 2 that the inclusion of the pseudo warming largely increases the changes in the surface temperature due to deforestation. However, deforestation may have a significant effect locally. As seen in Figs. 5a and 5b, the changes in the surface temperature due to deforestation may reach +0.6°C in the south Amazonia, which corresponds to 15% of the higher changes when the pseudo warming is included (+4°C). The increase in the surface temperature is due mainly to the reduction in the net surface radiation in addition to the reduction in evapotranspiration. The changes in the surface temperature

are large in the three regions of Amazonia. These changes are in good agreement with the changes in the aridity given by the UNEP index which indicate an increase of the aridity (and consequent increase of the surface temperature) in the three regions compared to the control (Table 1). The increase of the aridity is higher in the north Amazonia followed by the central and south Amazonia in agreement with the change in the surface temperature in these regions. The Budyko index also shows a higher increase of the aridity in the north Amazonia followed by the central Amazonia. However, in the south Amazonia an increase of the aridity is noted.

The present results agree with some studies with GCMs (Cox et al., 2004 ; Betts et al., 2004 , Scholze et al., 2006 ; Salazar et al., 2007 , Cook and Vizy, 2008 ; Malhi et al., 2009) and with simple mechanistic models (Franchito et al., 2011; Franchito et al., 2012; Moraes et al., 2013) which suggest that tropical South America is a region where significant portions of rainforest may be replaced by savanna (grassland) in future due to the global warming. The results showed also that the warming due to deforestation may have important effect locally; on the other hand when the effect of the global warming is included, the change of significant portions the tropical forest of Amazonia by savanna may be enhanced compared with the present climate. This reinforces the hypothesis that due to global warming the process of savannization of tropical forest of Amazonia can be accelerated, as projected by the IPCC AR4.

4. Conclusions

In this paper the relative roles of the land surface degradation in Amazonia and global warming was investigated using the RegCM4 model. Two experiments were performed: 1) deforestation and 2) deforestation together with global warming. In the

second experiment the methodology for generating surrogate climate-change scenarios with a regional climate model is employed. The distribution of the biomes over South America, particularly over the tropical region, is made using the dryness index of Budyko and the UNEP aridity index. The results showed that the deforestation may have large influence locally (15% of the warming when the pseudo warming was included together). The higher increase of the surface temperature occurred in the south Amazonia (+0.6°C) whereas in the north and central Amazonia a decrease of temperature was noted (higher decrease of -0.9°C). The changes in the distribution of biomes due to deforestation using Budyko and UNEP indices showed a very good agreement. It was suggested that there was an increase of 22% in the drying in the south Amazonia and a decrease in the north Amazonia (4% and 3% for the Budyko and UNEP indices, respectively). On the other hand, the results diverged in the central Amazonia: the use of Budyko index indicated a decrease of aridity (1.1%) while the UNEP index suggested an increase (4.8%).

When the pseudo warming is taken into account together the changes in surface temperature were largely enhanced in relation to the case when only deforestation occurred. There was a warming in the north, central and south Amazonia (higher increase of 4°C). The changes in the distribution of biomes using Budyko and UNEP indices were also in agreement. When the pseudo warming was included the higher increase of the aridity occurred in the north Amazonia while it occurred in the south Amazonia in the case of only deforestation. It was suggested that there was an increase of 20% (for the Budyko index) and 37.6% (for the UNEP index) in the drying in the north Amazonia and an increase of 7.6% (for the Budyko index) and 28% (for the UNEP index) in the central Amazonia. These changes were higher compared to the case with only deforestation. On the other hand, the results were opposite in the south

Amazonia: the use of Budyko index indicated a decrease of aridity (10%) while the UNEP index suggested an increase (10.3%).

Thus, the present study indicated that the global warming may affect the biomes distribution over the tropical region of Amazonia, where significant portions of rain forest may be replaced by nonforested areas and corroborates with the hypothesis that the process of savannization of the tropical forest of Amazonia can be accelerated in future. Further studies including an ensemble of RCMs with different physics and initial/boundary conditions must be made in order to confirm the present results.

Acknowledgements. Thanks are due to Dr. Erika Coppola and the ICTP group for providing the RegCM4 code.

References

- Anthes, R.A., E.Y. Hsie, Y. H. Kuo, 1987: Description of the Penn State NCAR mesoscale model version 4 (MM4). *NCAR/TN-282+STR*. NCAR, Boulder, CO.
- Betts, R. A., P. M. Cox, M. Collins, P. P. Harris, C. Huntingford and C. D. Jones, 2004: The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 157–175.
- Budyko, M.I., 1958. *The Heat Balance of the Earth's Surface*. U.S. Department of Commerce, Washington D.C. 259 pp., translated by N.A. Stepanova.
- Chen S-C, M-C. Wu, S. Marshall, H-M. Juang, J. O. Roads, 2003: 2 x CO₂ eastern Asia regional responses in the RSM/CCM3 modelling system. *Global Planet. Change*, 37, 277–285.

- Cook, K. H., and K. H. Vizy, 2008: Effects of Twenty-First-Century Climate Change on the Amazon Rain Forest. *J. Climate*, 21, 542–560.
- Costa, M. H., and G. F., Pires, 2010: Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. *International Journal of Climatology*, 30, 970–979.
- Cox, P. M., R. A. Betts, M. Collins, P. P. Harris, C. Huntingford, and C. D. Jones, 2004: Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 137–156, doi:10.1007/s00704-004-0049-4.
- Dickinson R. E., R. M. Errico, F. Giorgi, and G. T. Bates, 1989: A regional climate model for the western United States. *Clim. Change*, 15, 383–422.
- Dickinson R.E., A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy, 1993: Biosphere-atmosphere transfer scheme BATS version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model. *NCAR/TN-387+STR*, NCAR, Boulder, CO.
- Emanuel, K, 1991: A scheme for representing cumulus convection in large scale models. *J. Atmos. Sci.*, 48, 2213-2335.
- Emanuel, K, and M. Zivkovic Rothman, 1999: Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, 56, 1766-1782.
- Feddema, J.J., K. W. Oleson, G. B. Bonan, L. O. Mearns, L. E. Buja, G. A. Meehl, and W. M. Washington, 2005: The importance of land-cover change in simulating future climates. *Science*, 310, 1674–1678.
- Franchito, S. H., V. B. Rao, and E. C. Moraes, 2011: Impact of global warming on the geobotanic zones: an experiment with a statistical-dynamical climate model. *Clim. Dyn.*, 37, 2021-2034.
- Franchito, S. H., V. B. Rao, and J. P. R. Fernandez, 2012: Tropical land savannization: impact of global warming. *Theor. Appl. Climatol.*, 109, 73-79.

Franchito, S. H., J. P. R. Fernandez and David P. Quispe, 2013: Surrogate climate change scenario with a regional climate model: impact on the biomes distribution over South America. *Theor. Appl. Climatol.* (submitted).

Gash, J. H. C., C. A. Nobre C. A.,n 1977: Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78,823–830

Giorgi F, M. R. Marinucci, and G. T. Bates, 1993a: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer process. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2794–2812.

Giorgi F, M. R. Marinucci, G.T. Bates, and G. Decanio, 1993b: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective process and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.* 121, 2814–2831.

Giorgi, F., C. Jones, and G. Asrar, 2009: Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bull* 58: 175-183.

Giorgi, F., E. Coppola, F. Solmon, et al. 2012: RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, vol. 52, 7-29.

Grell, G.A. , J. Dudhia, D.R. Stauffer 1994: A description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). National Center for Atmospheric Research *Tech Note NCAR/TN-398 +STR*, NCAR, Boulder, CO.

Gutman, G., 1984: Numerical experiments on land surface alterations with a zonal model allowing for interaction between the geobotanic state and climate. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2679–2685.

Holtslag A. M., E. I. F. DeBruijn, and H. L. Pan, 1990: A high resolution air mass transformation model for short range weather forecasting. *Mon. Wea Rev.* 118: 1561–1575.

Kiehl J. T., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. A. Boville, B. P. Briegleb, D. L. Williamson D, and P. J. Rasch, 1996: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). *NCAR/TN-420+STR*, NCAR, Boulder, CO.

Lawrence, D. M., P. E. Thornton, K. W. Oleson, and G. B. Bonan, 2007: The partitioning of evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a GCM: Impacts on land-atmosphere interaction. *J. Hydrometeor.*, 8, 862-880.

Malhi, Y., L. O. C. Aragão, D. Galbraith, C. Huntingford, R. Fisher, P. Zelazowski, S. Storch, C. McSweeney, and P. Meier, 2009: Exploring likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. Special feature: Sustainability Science. available at: <http://www.pnas.org/doi/10.1073.pnas.0804619106>.

Maynard, K., and J.-F. Royer, 2004: Effects of “realistic” land-cover change on a greenhouse-warmed African climate. *Clim. Dyn.*, 22, 343–358.

Medvigy, D., R. L. Walko, and R. Avissar, 2011: Effects of deforestation on spatiotemporal precipitation in South America. *J. Climate*, 24, 2147-2163.

Moraes, E. C., S. H. Franchito, V. B. Rao, 2013: Amazonian deforestation: impact of global warming on the energy balance and climate. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 52, 521-530.

Nobre, C. A., P. J. Sellers, and J. Shukla, 1991: Amazonian deforestation and regional climate change. *J. Climate*, 4, 957– 988.

Nobre, P., M. Malagutti, D. F. Urbano, R. A. F. Almeida, and E. Giarolla, 2009: Amazon Deforestation and Climate Change in a Coupled Model Simulation. *J. Climate*, 22, 5686–5697.

- Pal, J., E. Small, and E. Eltahir, 2000: Simulation of regional-scale water and energy budgets: representation of subgrid cloud and precipitation process within RegCM. *J. Geophys. Res.* 105(D24): 29579–29594.
- Pal, J. S. and coauthors, 2007: Regional climate modeling for the developing world: The ITCP RegCM3 and RegNET. *Bull. Amer. Soc. Meteor.*, 88: 1395-1409.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner; T. M. Smith, D. C Stokes, C. Diane, W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15, 1609-1625.
- Roads J. O., and S-C Chen, 2000: Surface water and energy budgets in the NCEP regional spectral model. *J. Geophys. Res.*, 105, 29539–29549.
- Salazar, R. F., C. A. Nobre, and M. D. Oyama, 2007: Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09708, doi:10.1029/2007GL029695.
- Sampaio, G., C. Nobre, M. H. Costa, P. Satyamurty, and B. S. Soares-Filho, 2007: Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L17709.
- Scholze, M., W. Knorr, N. W. Arnell, and I. C. Prentice, 2006: A climate change risk analysis for world ecosystems. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 103(35), 13,116–13,120.
- Soares, W., and J. A. Marengo, 2009: Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. *Int. J. Climatol.*, 29, 1395–1414.
- Tiedtke, M. 1989: A comprehensive max-flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.* 117, 1779-1800.
- UNEP, 1992: *World Atlas of Desertification*. Edward Arnold, London, UK.
- Varejão-Silva, M. A., S. H. Franchito, and V. B. Rao, 1998: A coupled biosphere-atmosphere climate model suitable for use in climatic studies due to land surface alterations. *J. Climate*, 11, 1749–1767.

Voldoire, A., 2006: Quantifying the impact of future land-use changes against increases in GHG concentrations. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04701, doi:10.1029/2005GL024354.

Table 1: Values of I_B and I_U and the relative changes in the experiments of deforestation and deforestation and pseudo warming together.

Index Budyko	Region	I_B CTRL	I_B Defor	I_B defor minus CTRL	Change in I_B (defor relative to CTRL)	I_B (Defor + pseudo)	I_B (Defor + pseudo) minus CTRL	Change in I_B (defor + pseudo) relative to CTRL
	NA	0.74	0.71	-0.03	-4%	0.89	+0.15	+20%
	CA	0.92	0.93	-0.01	-1.1%	0.99	+0.07	+7.6%
	SA	1.00	1.22	+0.22	+22%	0.90	-0.10	-10%
UNEP		I_U CTRL	I_U Defor	I_U defor minus CTRL	Change in I_U (defor relative to CTRL)	I_U (Defor + pseudo)	I_U (Defor + pseudo) minus CTRL	Change in I_U (defor + pseudo) relative to CTRL
	NA	2.66	2.74	+0.08	+3%	1.66	-1.00	-37.6%
	CA	1.68	1.60	-0.08	-4.8%	1.21	-0.47	-28%
	SA	1.36	1.06	-0.30	-22%	1.22	-0.14	-10.3%

Table 2: Changes (perturbed minus control) in the surface net radiation (W m^{-2}), precipitation (mm day^{-1}), evapotranspiration (mm day^{-1}) and surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) for the experiment of deforestation and deforestation together with pseudo warming.

Experiment		ΔR (W m^{-2})	ΔP (mm day^{-1})	ΔE (mm day^{-1})	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)
Deforestation	North Amazonia	-7.8	-0.10	-0.16	-0.3
	Central Amazonia	-7.8	-0.43	-0.24	-0.2
	South Amazonia	-7.7	-1.08	-0.36	+0.1
	Mean	-7.8	-0.54	-0.25	-0.1
Deforestation + pseudo-global warming	North Amazonia	-1.7	-1.27	-0.48	+3.6
	Central Amazonia	-4.3	-0.57	-0.42	+3.6
	South Amazonia	-1.9	+0.53	-0.22	+3.3
	Mean	-2.6	-0.44	-0.37	+3.5

Table legends

Table 1: Values of I_B and I_U and the relative changes in the experiments of deforestation and deforestation and pseudo warming together.

Table 2: Changes (perturbed minus control) in the surface net radiation ($W m^{-2}$), precipitation ($mm day^{-1}$), evapotranspiration ($mm day^{-1}$) and surface temperature ($^{\circ}C$) for the experiment of deforestation and deforestation together with pseudo warming.

Legend of figures

Fig. 1: Model domain. Also shown is the topography of South America.

Fig. 2: a) Vegetation types over South America according BATS1e; b) Region of Amazonia where the evergreen broadleaf trees are replaced by short grass in the deforestation experiment.

Fig. 3: Areas denoting: north Amazonia (NA), central Amazonia (CA) and south Amazonia (SA).

Fig. 4: Biomes distribution using Budyko index: a) control experiment, b) deforestation experiment and c) changes (deforestation minus control); and using UNEP index: d) control experiment, e) deforestation experiment and f) changes (deforestation minus control).

Fig. 5: Changes in the surface temperature: a) deforestation minus control and b) deforestation with pseudo warming together minus control.

Fig. 6: Biomes distribution using Budyko index: a) deforestation together with pseudo warming experiment and b) changes (deforestation together with pseudo warming minus control); and using UNEP index: d) deforestation together with pseudo warming experiment and e) changes (deforestation with pseudo warming minus control).

Figure 1

[Click here to download Rendered Figure: Figure 1.doc](#)

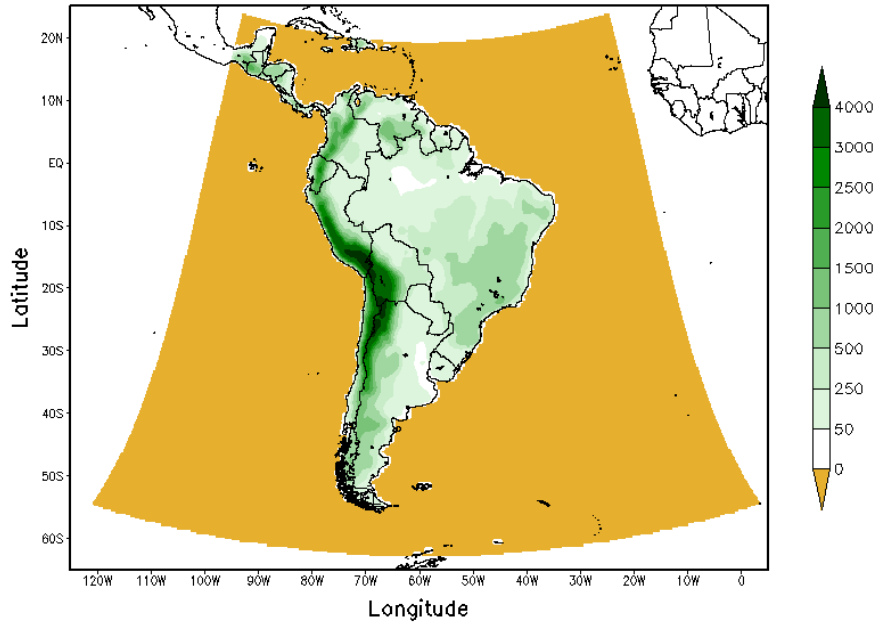


Fig. 1: Model domain. Also shown is the topography of South America.

Figure 2
[Click here to download Rendered Figure: Figure 2.doc](#)

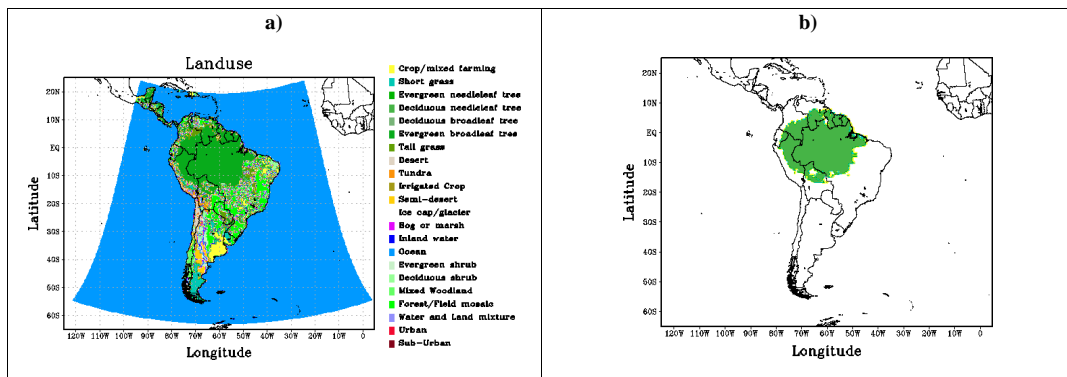


Fig. 2: a) Vegetation types over South America according to BATS1c; b) Region of Amazonia where the evergreen broadleaf trees are replaced by short grass in the deforestation experiment.

Figure 3

[Click here to download Rendered Figure: Figure 3.doc](#)

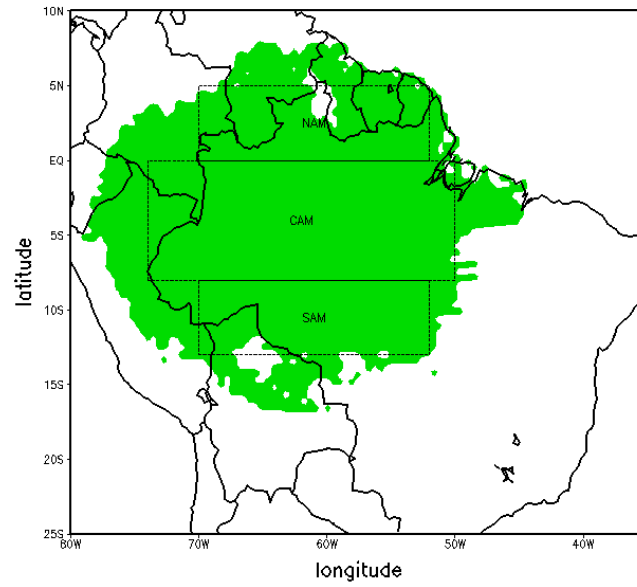


Fig. 3: Areas denoting: north Amazonia (NA), central Amazonia (CA) and south Amazonia (SA).

Figure 4

[Click here to download Rendered Figure: Figure. 4.doc](#)

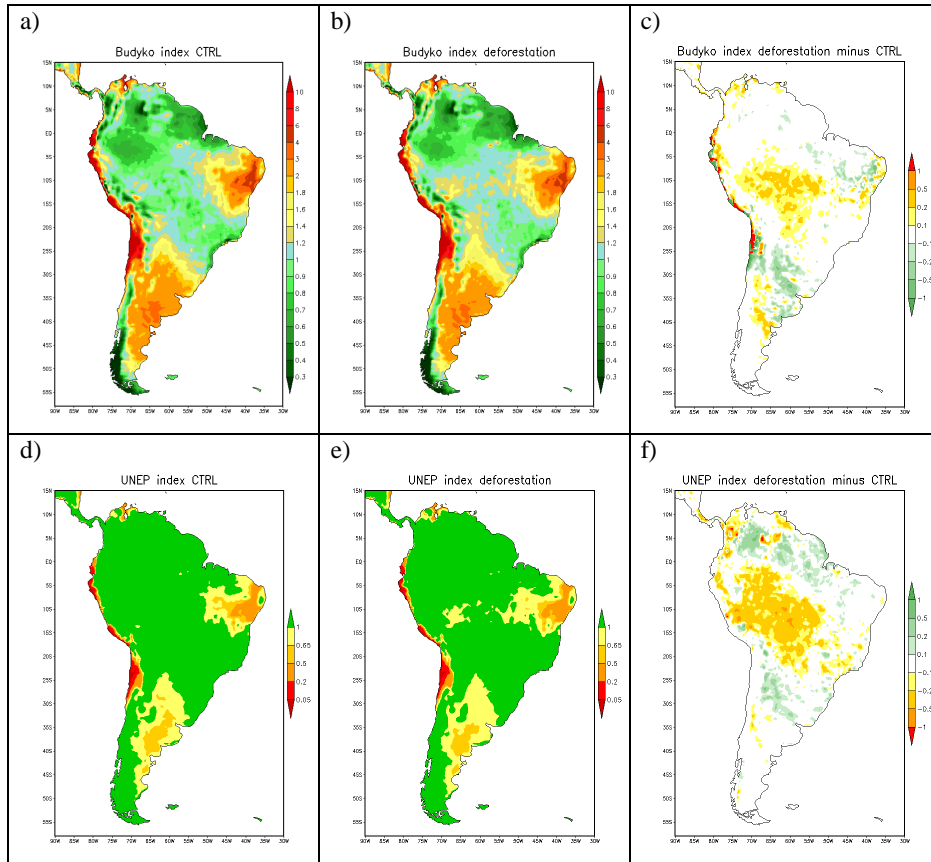


Fig. 4: Biomes distribution using Budyko index: a) control experiment, b) deforestation experiment and c) changes (deforestation minus control); and using UNEP index: d) control experiment, e) deforestation experiment and f) changes (deforestation minus control).

Figure 5

[Click here to download Rendered Figure: Figure 5.doc](#)

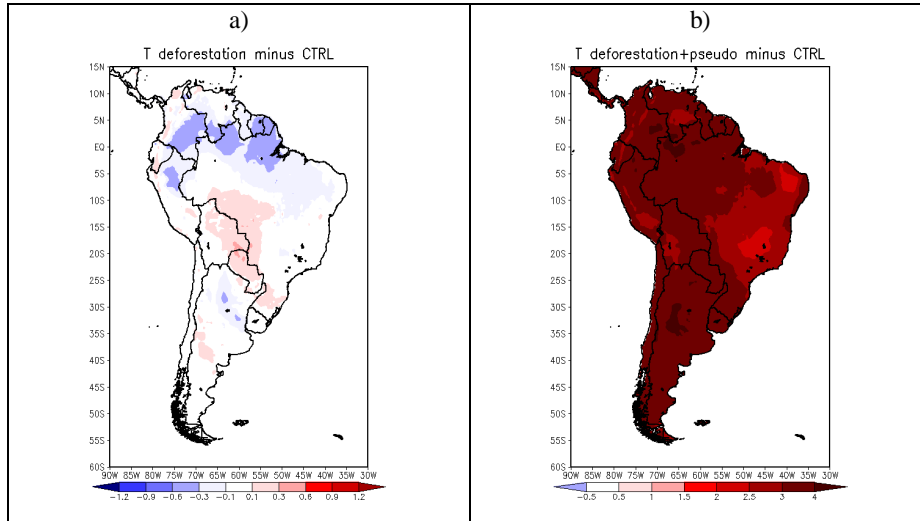


Fig. 5: Changes in the surface temperature: a) deforestation minus control and b) deforestation with pseudo warming together minus control.

Figure 6

[Click here to download Rendered Figure: Figure 6.doc](#)

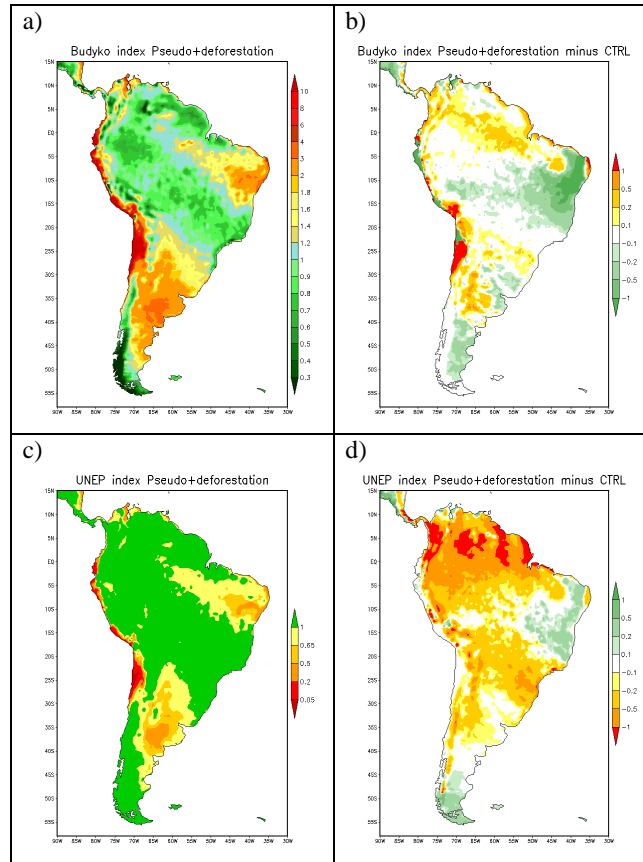


Fig. 6: Biomes distribution using Budyko index: a) deforestation together with pseudo warming experiment and b) changes (deforestation together with pseudo warming minus control); and using UNEP index: d) deforestation together with pseudo warming experiment and e) changes (deforestation with pseudo warming minus control).

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

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

Manuais Técnicos (MAN)

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

Notas Técnico-Científicas (NTC)

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

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

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

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

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

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

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

Programas de Computador (PDC)

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

Pré-publicações (PRE)

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