

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

Marta Pereira Llopart

**IMPACTO DA REPRESENTAÇÃO SOLO-PLANTA-ATMOSFERA EM
SIMULAÇÕES CLIMÁTICAS REGIONAIS PARA A AMÉRICA DO SUL**

São Paulo

2014

Marta Pereira Llopart

**IMPACTO DA REPRESENTAÇÃO SOLO-PLANTA-ATMOSFERA EM
SIMULAÇÕES CLIMÁTICAS REGIONAIS PARA A AMÉRICA DO SUL**

Versão corrigida. O original encontra-se disponível na unidade.

Tese apresentada ao Departamento de Ciências
Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e
Ciências Atmosféricas da Universidade de São
Paulo como requisito parcial para a obtenção do
título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia
Orientadora: Prof^a. Dr^a. Rosmeri Porfírio da Rocha

São Paulo

2014

Aos meus pais João Antonio Llopart (*in memoriam*) e Sonia Pereira,
aos meus irmãos Alexandre, Fernando, Luciana e Leonardo,
com amor, admiração e gratidão,
dedico.

“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu,
mas pensar o que ninguém ainda pensou
sobre aquilo que todo mundo vê.”

Arthur Schopenhauer.

AGRADECIMENTOS

- A CAPES e ao CNPq (Proc. 155700/2010-3);
- À Profa. Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha;
- Aos professores, em especial: Prof. Dr. Tércio Ambrizzi e Prof. Dr. Edmilson Freitas;
- Aos Drs. Filippo Giorgi e Erika Coppola (ICTP-IT), pela oportunidade de contribuir no projeto CORDEX;
- Project NextData of the Italian Ministry for Education, University and Research, and the Italian Ministry of Environment, Land and Sea;
- Aos amigos do Grupo de Estudos Climáticos (GrEC-USP) e do Laboratório de Clima e Biosfera (LCB-USP);
- Aos meus queridos amigos Jonatan Tatsch e Nathalie Boiaski. Nathalie é *nóix*!!!!
- Aos meus amigos que circulam (circularam) por esses corredores: João Rafael Dias (bombom n°6), Luiz Felipe Gozzo (bombom n°5), Maria Custódio, Taciana Toledo, Carol Mazzoli, Luana Pampuch, Lívia Dutra, Renato Braghieri (bombom n°1), Leonardo Domingues (bombom n°3), Tássio Costa (bombom n°2) e Rafael Valença (bombom n°4).

RESUMO

LLOPART, M. P. **IMPACTO DA REPRESENTAÇÃO SOLO-PLANTA-ATMOSFERA EM SIMULAÇÕES CLIMÁTICAS REGIONAIS PARA A AMÉRICA DO SUL.** 2014. 140 páginas. Tese de doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Uma das grandes incertezas em simulações climáticas é a representação dos processos de superfície. O objetivo desse trabalho foi avaliar o impacto de duas parametrizações de superfície em simulações climáticas regionais na América do Sul (AS). Para isto foram comparados experimentos numéricos com o RegCM4 acoplado aos esquemas de superfície BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*) e CLM (*Common Land Model*) referidos, respectivamente, como RegBATS e RegCLM. Buscou-se identificar o impacto destas parametrizações na climatologia e variabilidade interanual do clima presente, bem como em projeções climáticas futuras. Para o clima presente (1979-2008), as simulações representam os principais padrões espaciais observados, tais como, o deslocamento sazonal da zona de convergência intertropical, formação e posicionamento da zona de convergência do Atlântico Sul, as altas subtropicais do Atlântico e do Pacífico. No entanto em relação à intensidade da precipitação, o RegBATS é muito mais úmido que o RegCLM e observações em praticamente toda a AS. O ciclo anual dos fluxos superficiais mostram que no RegBATS a umidade no solo, evapotranspiração e fluxo de calor sensível são maiores do que no RegCLM. Isto indica que o BATS lança na atmosfera mais vapor d'água e tem mais energia disponível para elevar a camada limite planetária e assim atingir o nível de convecção livre (altos valores de calor sensível) resultando em maior taxa de precipitação. O RegCLM aproxima-se mais das observações do que o RegBATS, diminuindo o bias úmido e também o bias quente em algumas regiões. A intensidade das anomalias na escala interanual de precipitação e temperatura do ar simuladas pelo RegCLM são mais próximas do observado do que no RegBATS, que intensifica esse sinal. Também foi analisada a mudança da precipitação para o final do século através de um conjunto de projeções climáticas (1970-2100, cenário RCP8.5) com o RegCM4 forçado por três modelos globais do CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*). As projeções climáticas regionais indicam grande incerteza do sinal da precipitação para o final do século. Estas incertezas resultam tanto dos diferentes modelos globais utilizados como condição de fronteira como das parametrizações empregadas no RegCM4. Entretanto para o clima presente identificou-se uma representação mais realística do ciclo anual da precipitação na Bacia Amazônica e na Bacia do Prata nas simulações do RegCM4 do que nos modelos globais. Mas algumas similaridades entre estes experimentos (globais e regionais) para o clima futuro foram encontradas, como o prolongamento da estação seca para o centro da AS (devido à mudança no deslocamento meridional do sistema de monção da AS) e uma resposta do tipo dipolo com redução e aumento da precipitação nas Bacias Amazônica e do Prata, respectivamente. Na investigação da atribuição do sinal de mudança na precipitação no RegCM4 encontrou-se que a diminuição da precipitação no futuro na Amazonia resulta de forçantes locais (umidade do solo), enquanto o aumento da precipitação na Bacia do Prata seria atribuído à forçantes remotas (TSM-Niño3.4). No entanto, as simulações globais indicam que sinal da precipitação em toda a AS resulta principalmente de forçantes remotas (TSM-Niño3.4).

Palavras Chave: RegCM4; BATS; CLM3.5; CORDEX

ABSTRACT

LLOPART, M. P. **SOIL-PLANT-ATMOSPHERE IMPACT ON REGIONAL CLIMATE SIMULATIONS FOR SOUTH AMERICA**. 2014. 140 pages. PhD Thesis. Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences - University of São Paulo, São Paulo.

One of the major uncertainties in climate simulations is the representation of land surface processes. The goal of this work was to evaluate the impact of two land surface parameterizations in the regional climate simulations for South America (SA). Therefore, were compared the numerical experiments using RegCM4 coupled with BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme) and CLM (Common Land Model) land surface schemes referred, respectively, as RegBATS and RegCLM. The impact of both parameterizations in the climatology and interannual variability for both present day and future climate was assessed. Regarding the present day climate (1979-2008), the simulations represent the main observed spatial patterns, which are the seasonal displacement of intertropical convergence zone, formation and positioning of South Atlantic convergence zone, and the Atlantic and Pacific subtropical highs. However, concerning to the precipitation intensity, the RegBATS is wetter than RegCLM and observations over almost all SA. The annual cycle of surface fluxes showed that in RegBATS the soil moisture, evapotranspiration and sensible heat flux are higher than in RegCLM. This indicates that RegBATS provides large amount of water vapor in the atmosphere and has more available energy to increase the boundary layer and make it reach the level of free convection (higher sensible heat flux values) resulting in higher precipitation rates. The RegCLM is closer to the observations than RegBATS, decreasing the wet and warm biases in some regions. The anomaly intensity of the interannual variability of precipitation and air temperature simulated by RegCLM is closer to the observations than RegBATS, which intensify this signal. We analyze the local and remote impacts of climate change on the hydroclimate in an ensemble of four 21st century projections (1970-2100, RCP8.5 scenario) with RegCM4 driven by three global models from CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5). First, we find considerable sensitivity of the precipitation change signal to both the driving global model and the RegCM4 land surface scheme, highlighting the pronounced uncertainty of regional projections over the region. However, some improvements in the simulation of the annual cycle of precipitation over the Amazon and La Plata basins is found when using the RegCM4, and some consistent change signals across the experiments are simulated. One is a tendency towards the extension of the dry season over central SA deriving from a late onset and an early retreat of the SA monsoon. The second is a dipolar response consisting of reduced precipitation over the broad Amazon region and increased precipitation over the La Plata basin and central Argentina. An analysis of the relative influence on the change signal of local soil-moisture feedbacks and remote effects of SST over the Niño 3.4 region indicates that the former is prevalent over the Amazon basin while the latter dominates over the La Plata Basin. Also, the soil moisture feedback has a larger role in the RegCM4 than the global models, especially when using the BATS scheme.

Keywords: RegCM4; BATS; CLM3.5; CORDEX

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1.: Evolução das parametrizações de superfície. Fonte: Marcos Heil (Dep Eng Agrícola/UFV, comunicação pessoal). _____ 7
- Figura 2.2.: Localização da Bacia Amazônica e da Bacia do Prata na América do Sul. _____ 11
- Figura 3.1.: Localização dos sítios experimentais. 18
- Figura 3.2.: Domínio utilizado e topografia (m). As caixas identificam as sub-regiões definidas para as análises –AMZ, NDE e LPB. Os círculos indicam a localização das torres micrometeorológicas, indicadas também na Figura 3.1. 26
- Figura 3.3.: Classes de vegetação utilizada pelo BATS e CLM. 27
- Figura 3.4.: Emissão de CO₂ no clima presente (até novembro de 2005) e cenários de emissões no período de dezembro de 2005 – 2100. Fonte: Van Vuuren et al (2011). 32
- Figura 4.1.: Climatologia (1980-2009) da precipitação (mm/dia) na AS para DJF (a) conjunto de observações (b) RegCLM (c) RegBATS. Vento em 850hPa na AS para DJF (d) ERAIN (e) RegCLM (f) RegBATS. Vento em 200hPa na AS para DJF (g) ERAIN (h) RegCLM (i) RegBATS. _____ 40
- Figura 4.13.: Ciclo anual médio do balanço de água para a região LPB, para o RegBATS (linha azul), RegCLM (linha vermelha) e observação (linha preta) das seguintes variáveis (a) precipitação (mm/mês) (b) evapotranspiração (mm/mês) (c) escoamento superficial (mm/mês) (d) umidade do solo na camada superficial e zona de raízes (mm/mês). As linhas pontilhadas em preto, no gráfico da precipitação, referem-se aos valores máximos e mínimos do conjunto de dados (CMAP, CPC, UDEL e CRU). _____ 58
- Figura 4.15.: Ciclo anual médio do balanço de água para a região NDE, para o RegBATS (linha azul), RegCLM (linha vermelha) e observação (linha preta) das seguintes variáveis (a) precipitação (mm/mês) (b) evapotranspiração (mm/mês) (c) escoamento superficial (mm/mês) (d) umidade do solo na camada superficial e zona de raízes (mm/mês). As linhas pontilhadas em preto, no gráfico da precipitação, referem-se aos valores máximos e mínimos do conjunto de dados (CMAP, CPC, UDEL e CRU). _____ 60
- Figura 4.16.: Ciclo anual médio do balanço de energia para a região NDE, para o RegBATS (linha azul), RegCLM (linha vermelha) e observação (linha preta) das seguintes variáveis (a) temperatura (°C) (b) calor sensível (W/m²) (c) saldo de radiação (W/m²) (d) calor latente (W/m²) (e) albedo

(f) razão de Bowen. As linhas pontilhadas em preto, no gráfico da temperatura, referem-se aos valores máximos e mínimos do conjunto de dados (ERAIN, UDEL e CRU). _____ 61

Figura 4.14.: Razão do λ calculado entre a precipitação e US e precipitação e TSM, para as estações do ano sendo que o: painel a esquerda representa a ERAIN (a,d,g,j), painel central o RegCLM (b,e,h,l) e painel da direita o RegBATS (c,f,i,m). _____ 64

Figura 5.1.: Anomalias interanuais (>365 dias) do CRU (linha preto), RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a AMZ (a) precipitação (b) temperatura do ar. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no Oceanic Niño Index (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)..... 66

Figura 5.2.: Anomalias interanuais (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a AMZ (a) evapotranspiração (b) umidade do solo na zona de raízes (c) umidade do solo na primeira camada (d) escoamento superficial. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no Oceanic Niño Index (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)..... 68

Figura 5.3.: Anomalias interanuais do fluxo de calor sensível (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a AMZ. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no Oceanic Niño Index (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)..... 69

Figura 5.4.: Limiares inferiores (percentil de 25%) e superiores (percentil de 75%) das anomalias interanuais calculados para o CRU (preto), RegBATS (azul) e RegCLM (vermelho) para a região AMZ para (a) precipitação (b) temperatura do ar (c) evapotranspiração (d) fluxo de calor sensível. 70

Figura 5.5.: Anomalias interanuais (>365 dias) do CRU (linha preto), RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a LPB (a) precipitação (b) temperatura do ar. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no Oceanic Niño Index (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)..... 71

Figura 5.6.: Anomalias interanuais (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a LPB (a) evapotranspiração (b) umidade do solo na zona de raízes (c) umidade do solo na primeira camada (d) escoamento superficial. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no Oceanic Niño Index (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)..... 72

Figura 5.7.: Anomalias interanuais do fluxo de calor sensível (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a LPB. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no Oceanic Niño Index (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)..... 73

Figura 5.8.: Limiares inferiores (percentil de 25%) e superiores (percentil de 75%) dos eventos extremos interanuais calculados para o CRU (preto), RegBATS (azul) e RegCLM (vermelho) para a região AMZ para (a) precipitação (b) temperatura do ar (c) evapotranspiração (d) fluxo de calor sensível..... 74

Figura 5.9.: Anomalias interanuais (>365 dias) do CRU (linha preto), RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para o NDE (a) precipitação (b) temperatura do ar. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no Oceanic Niño Index (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)..... 75

Figura 5.10.: Anomalias interanuais (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para o NDE (a) evapotranspiração (b) umidade do solo na zona de raízes (c) umidade do solo na primeira camada (d) escoamento superficial. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no Oceanic Niño Index (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)..... 76

Figura 5.11.: Anomalias interanuais do fluxo de calor sensível (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para o NDE. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no Oceanic Niño Index (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)..... 77

Figura 5.12.: Limiares inferiores (percentil de 25%) e superiores (percentil de 75%) dos eventos extremos interanuais calculados para o CRU (preto), RegBATS (azul) e RegCLM (vermelho) para a região AMZ para (a) precipitação (b) temperatura do ar (c) evapotranspiração (d) fluxo de calor sensível..... 78

Figura 6.1.: Diagrama de Hovmoller da mudança da precipitação diária sobre a AS em %. (a) Had_GCM (b) RegHadCLM (c) RegHadBATS (d) MPI_GCM (e) RegMPI (f) GFDL_GCM (g) RegGFDL. As linhas contínuas em azul representam a climatologia da precipitação diária para o período de referência (mm/dia)..... 81

Figura 6.2.: Ciclo anual da precipitação para: (a) Período de referência (1976-2005) – AMZ (b) Mudança no sinal da precipitação (2070-2099 menos 1976-2005) – AMZ (c) Período de

referência (1976-2005) – LPB (d) Mudança no sinal da precipitação (2070-2099 menos 1976-2005) – LPB.....	83
Figura 6.3.: Sinal da mudança da precipitação (%) e vento em 850 hPa (ms^{-1}) para DJFMA (2070/2099-1976/2005) para: (a) Had_GCM (b) MPI_GCM (c) GFDL_GCM (d) RegHadCLM (e) RegHadBATS (f) RegMPI (g) RegGFDL.....	85
Figura 6.4.: Sinal da mudança da precipitação (%) e vento em 850 hPa (ms^{-1}) para JASON (2070/2099-1976/2005) para: (a) Had_GCM (b) MPI_GCM (c) GFDL_GCM (d) RegHadCLM (e) RegHadBATS (f) RegMPI (g) RegGFDL.....	86
Figura 6.5.: Razão dos valores de λ para – DJFMA (a) Had_GCM (1975-2005) (b) MPI_GCM (1975-2005) (c) GFDL (1975-2005) (d) Had_GCM (2070-2098) (e) MPI_GCM (2070-2098) (f) GFDL_GCM (2070-2098) (g) RegHadCLM (1975-2005) (h) RegHadBATS (1975-2005) (i) RegMPI (1975-2005) (j) RegGFDL – (1975-2004) (l) RegHadCLM (2070-2098) (m) RegHadBATS (2070-2098) (n) RegMPI (2070-2098) (o) RegGFDL (2070-2098).....	88
Figura 6.6.: Razão dos valores de λ para – JASON (a) Had_GCM (1975-2005) (b) MPI_GCM (1975-2005) (c) GFDL (1975-2005) (d) Had_GCM (2070-2098) (e) MPI_GCM (2070-2098) (f) GFDL_GCM (2070-2098) (g) RegHadCLM (1975-2005) (h) RegHadBATS (1975-2005) (i) RegMPI (1975-2005) (j) RegGFDL – (1975-2004) (l) RegHadCLM (2070-2098) (m) RegHadBATS (2070-2098) (n) RegMPI (2070-2098) (o) RegGFDL (2070-2098).....	89

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1.: Opções disponíveis no RegCM (* indica as parametrizações que foram incluídas ou modificadas na versão 4). Adaptada de Giorgi et al. (2012).	20
Tabela 3.2.: Configuração do RegCM4 para cada experimento realizado.	28
Tabela 4.1.: Índices estatísticos do ciclo anual da precipitação (bias, erro médio absoluto e raiz quadrada do erro médio quadrático) dos 3 subdomínios da AS para o RegBATS e RegCLM.....	62
Tabela 4.2.: Índices estatísticos do ciclo anual da temperatura (bias, erro médio absoluto e raiz quadrada do erro médio quadrático) dos 3 subdomínios da AS para o RegBATS e RegCLM.....	62

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	VII
RESUMO	IX
ABSTRACT	XI
LISTA DE FIGURAS.....	XIII
LISTA DE TABELAS	XVII
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1. Caracterização do Problema	2
1.2. Objetivos	2
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1. Evolução dos modelos de superfície	5
2.2. Modelos Climáticos Regionais	7
2.3. Projeções Climáticas para as Bacias Amazônica e do Prata.....	10
CAPÍTULO 3 – DADOS E METODOLOGIA	15
3.1. Descrição dos dados	15
3.1.1. Dados utilizados para forçar o RegCM4.....	15
3.1.2. Dados Observados	17
3.1.3. Dados de torres micrometeorológicas.....	18
3.2. O modelo climático RegCM4.....	20
3.2.1. Parametrizações de Precipitação Convectiva	21
3.2.2. Parametrizações de Superfície	22
3.3. Configuração das Simulações com o RegCM4.....	26

3.3.1.	Simulações do Clima Presente.....	28
3.3.2.	Variabilidade Climática	31
3.3.3.	Projeções Climáticas para as Bacias Amazônica e do Prata.....	31
CAPÍTULO 4 – CLIMATOLOGIA DO CLIMA PRESENTE		35
4.1.	Padrão Sazonal da Precipitação e do vento em 850hPa e 200hPa	35
4.2.	Padrão Sazonal da temperatura do ar a 2m de altura	45
4.3.	Ciclo Anual	49
4.4.	Parâmetro Lambda.....	62
CAPÍTULO 5 – VARIABILIDADE CLIMÁTICA.....		65
5.1.	Região Amazônica (AMZ).....	65
5.2.	Região da Bacia do Prata (LPB)	70
5.3.	Região Nordeste do Brasil (NDE)	74
CAPÍTULO 6 – PROJEÇÕES CLIMÁTICAS		79
6.1.	Projeções Climáticas para as Bacias Amazônica e do Prata	79
CAPÍTULO 7 – CONCLUSÃO GERAL E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....		91
7.1.	Conclusões	91
7.2.	Sugestões para Trabalhos Futuros.....	95
CAPÍTULO 8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		99

Capítulo 1 - Introdução

Experimentos com modelos de circulação geral (MCGs) e modelos climáticos regionais (MCRs) têm demonstrado que a circulação atmosférica exibe grande sensibilidade aos mecanismos de interação superfície–atmosfera (Sellers et al., 1989; Sellers et al., 1997; Misra et al., 2002; Steiner et al., 2005; Steiner et al., 2009), até devido à diversidade de ecossistemas que trocam massa, *momentum* e calor com a atmosfera, em graus e modos distintos. A atmosfera é fortemente sensível ao albedo da superfície, à umidade do solo, a rugosidade e a outras características da vegetação e do solo em diferentes escalas de tempo (Sellers et al., 1996a). Por exemplo, Negrón-Juarez (2004) reportou que variações nas características da vegetação da região Sudeste do Brasil têm grande impacto no clima regional, a conversão da vegetação primitiva do Sudeste pela cana-de-açúcar pode ser um controle da variação da temperatura do ar e do regime de precipitação na escala regional.

Uma das grandes incertezas nas simulações climáticas são as parametrizações adotadas na interface superfície atmosfera (Sellers et al., 1997; Misra et al., 2002; IPCC, 2013). Diferentes esquemas de superfície (LSS, do termo em inglês *land surface schemes*) usam diferentes parametrizações para descrever os processos hidrológicos, biofísicos e biogeoquímicos, o que pode resultar em diferentes prognósticos das variáveis meteorológicas, tais como: temperatura do

ar, precipitação, distribuição vertical de vapor d'água na atmosfera e formação de nuvens (Misra et al., 2002; Steiner et al., 2005; Steiner et al., 2009).

Para investigar as incertezas de diferentes LSS o *Project Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes* – PILPS (Henderson-Sellers et al., 1995; Pitman e Henderson-Sellers 1998) e o *Large-Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia Data Model Intercomparison Project* - LBA-DMIP (Gonçalves et al., 2013; Restrepo-Coupe et al., 2013; Von Randow et al., 2013) foram estabelecidos. Estes projetos compararam simulações *off-line* (modelos de superfície desacoplados de MCGs ou MCRs) de diferentes LSS, encontrando que, quando esses esquemas de superfície são forçados com os mesmos dados e com as mesmas condições de contorno (parâmetros) eles apresentam significativas diferenças nos resultados dos fluxos de superfície, o que acarreta, em modelagem climática, diferenças entre os valores de precipitação e temperatura do ar simulados.

Com isso, a melhor representação dos processos de superfície nos MCGs e nos MCRs tornou-se fundamental, estimulando o desenvolvimento de sofisticadas parametrizações, que melhor representem os processos de trocas entre a superfície e a atmosfera.

1.1. Caracterização do Problema

Os processos de superfície continentais caracterizam-se por apresentar grande impacto sobre previsões climáticas, motivando o crescente esforço em melhorar o conhecimento das complexas interações que ocorrem na camada superficial. A representação inadequada das condições e dos processos físicos que ocorrem na superfície continental nos modelos pode resultar em impactos negativos sobre as previsões de clima, afetando suas confiabilidades. Previsões climáticas confiáveis são de fundamental importância para a sociedade e tomadores de decisão.

Dentro deste contexto, o objetivo deste estudo é investigar a influência da representação da superfície em simulações climáticas para a América do Sul (AS).

1.2. Objetivos

O objetivo do presente trabalho é analisar a sensibilidade do Modelo Climático Regional (MCR) *Regional Climate Model* (RegCM4) ao modelo de superfície acoplado, buscando identificar o

impacto dessa representação na climatologia e na variabilidade interanual do clima presente, bem como, em projeções climáticas para a América do Sul.

Os objetivos específicos do trabalho são:

- (i) Analisar o desempenho dos modelos de superfície *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* (BATS) e *Common Land Model* (CLM3.5) acoplados ao RegCM4, a partir da validação da climatologia simulada com dados observados;
- (ii) Analisar a variabilidade interanual do clima para a América do Sul e sua dependência com a parametrização de superfície;
- (iii) A partir das projeções climáticas dos modelos globais do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) realizar simulações com o RegCM4 para a América do Sul e avaliar a importância dos processos locais e remotos no sinal da precipitação para o clima presente e futuro.

Capítulo 2 – Revisão Bibliográfica

Neste capítulo apresenta-se uma revisão da evolução dos esquemas de superfície (LSS), destacando as principais mudanças que os LSS apresentaram nas últimas décadas. Além disso, apresenta-se uma revisão bibliográfica dos estudos realizados com modelos climáticos regionais (MCRs), bem como uma revisão sobre projeções climáticas realizadas para a América do Sul.

2.1. Evolução dos modelos de superfície

Até o início da década de 80 os MCGs incorporavam parametrizações muito simples para a representação da superfície continental na estimativa das trocas de energia e *momentum* entre a superfície e a atmosfera. Nos primeiros MCGs a superfície continental era considerada simplesmente um refletor de radiação solar e um emissor de radiação infravermelha (Dickinson e Henderson-Sellers 1988).

A inclusão da representação dos processos de superfície continental nos MCGs iniciou-se no final da década de 60 com o trabalho de Manabe (1969), quando resolveu o balanço de água no solo utilizando uma parametrização simples. Este primeiro LSS foi denominado de modelo *bucket* ou modelo de “balde”. A denominação “balde” se deve a analogia feita a um balde

(representando o solo) que depois de cheio (precipitação maior que a evapotranspiração) extravasa a água e esta é escoada (escoamento de superfície).

Dickinson (1984) baseando-se no modelo de Deardoff (1978), propôs a incorporação de uma descrição mais detalhada dos processos de superfície, que deu origem ao LSS denominado de *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* – BATS (Dickinson et al., 1986), implementado no modelo atmosférico do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Sellers et al. (1986) desenvolveram o LSS denominado de *Simple Biosphere Model* (SiB). O surgimento do BATS e do SiB deu origem a segunda geração dos esquemas de superfície (**Figura 2.1**).

Os modelos de segunda geração começaram a considerar a interação dos processos da vegetação e assim uma formulação mais realística do sistema solo-vegetação foi incluída. A inclusão de uma representação mais elaborada dos processos físicos levou a significativas melhorias no desempenho dos modelos atmosféricos, tanto para previsões de tempo quanto para simulações climáticas (Sellers et al., 1997). Todavia, esta segunda geração de modelos incorporava descrições empíricas do processo de transpiração, pelo qual a água é extraída do solo pelas raízes das plantas e é transferida para a atmosfera através dos estômatos das folhas.

No final dos anos 80 e início dos anos 90 a questão das mudanças climáticas globais relacionadas com o aumento dos gases do efeito estufa (GEE) começou a despertar interesse na comunidade científica, principalmente por causa do seu impacto na temperatura. Com isso, veio à necessidade de desenvolver modelos do sistema climáticos mais complexos, que incluíssem os processos biogeoquímicos no oceano, no continente e na atmosfera (Sellers et al., 1997). Então surgiu a terceira geração de LSS (**Figura 2.1**), os quais consideram as teorias dos processos de fotossíntese e as relações água-planta para fornecer uma descrição mais consistente da transferência de calor, de umidade e de gás carbônico entre as plantas e o ar adjacente. Esta nova geração de LSS combinou a descrição do sistema físico climático com os processos biofísicos e biogeoquímicos.

Os LSS que representam a quarta geração (**Figura 2.1**) incorporaram a dinâmica de nutrientes e de competição ecológica, através de fatores biogeográficos. Neste caso, a vegetação sofre alterações em resposta a mudança no clima (vegetação dinâmica), como é o caso do modelo CLM3.5 (Oleson et al., 2008). Esses LSS também incluem características da superfície continental na escala de sub-grade e consideram múltiplas camadas do solo.

Os LSS encontram-se em constante desenvolvimento e já estão na quinta geração (**Figura 2.1**). Esta geração considera além dos biomas naturais, os sistemas agrícolas e as áreas urbanas, como é o caso do CLM4 (Oleson et al., 2013) e do Modelo Integrado de Processos

Superficiais (InLand; Nobre et al., 2013). O bioma do tipo cana-de-açúcar foi implementado recentemente por Cuadra et al. (2012) no Agro-IBIS, que já possuía outros tipos de cultura.

A próxima versão do RegCM4, que será lançada em maio de 2014, contará com a inclusão da parametrização de superfície CLM4 (F. Giorgi/ICTP/IT, comunicação pessoal).

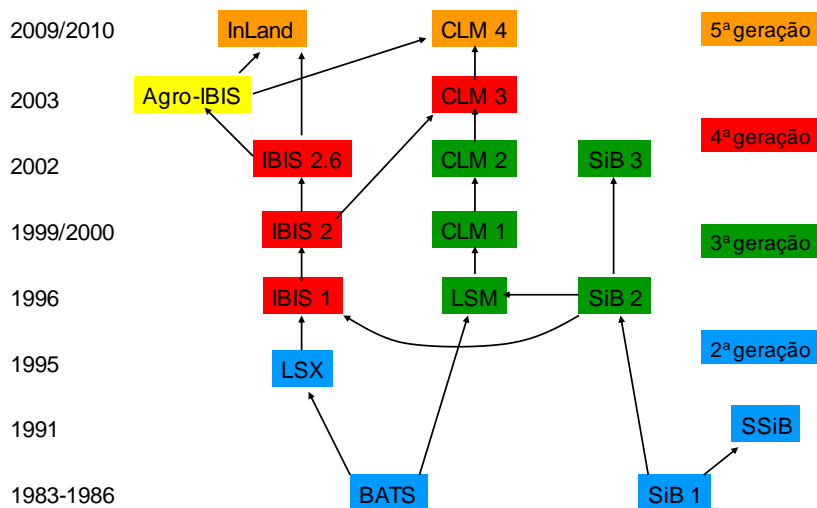


Figura 2.1.: Evolução das parametrizações de superfície. Fonte: Marcos Heil (Dep Eng Agrícola/UFV, comunicação pessoal).

2.2. Modelos Climáticos Regionais

Atualmente há grande preocupação científica sobre as mudanças climáticas, priorizadas pelo *World Climate Research Program* (WCRP) e pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2013). Para o entendimento dessas mudanças, utilizam-se modelos físico-matemáticos para obtenção de prognósticos de futuros cenários climáticos. Os modelos dinâmicos do sistema climático tais como os MCGs foram desenvolvidos para prever o estado da atmosfera, oceanos, vegetação e solo.

Os MCGs apresentam resolução horizontal de cerca de 100 km (Meehl et al., 2007), o que limita a representação de forçantes locais e regionais nas simulações climáticas, como por exemplo, representação de um terreno mais acidentado. Modelos Climáticos Regionais de alta resolução (MCRs, Dickinson et al., 1989; Giorgi e Mearns 1999) têm sido desenvolvidos desde as últimas décadas na tentativa de melhorar a representação dos processos locais e regionais. Esses MCRs também foram utilizados em estudos para a AS (Seth e Rojas, 2003; Fernandez et al., 2006a; Seth et al., 2007; Rauscher et al., 2007; Nuñez et al., 2009; Marengo et al., 2010; da Rocha et al., 2012; Kruger et al., 2012; Carril et al., 2012; Solman 2013).

Em particular, os estudos têm investigado: o clima presente através do uso de diferentes MCRs (Chou et al., 2000; Seth et al., 2007; da Rocha et al., 2009; Sörensson and Menéndez 2011; Carril et al., 2012; Solman et al., 2013; Pessag et al., 2013), e futuros cenários climáticos (Nuñez et al., 2009; Marengo et al., 2010; Kruger et al., 2012; da Rocha et al., 2014) para a AS.

Através da possibilidade dos MCRs fornecerem simulações climáticas mais realísticas do que os GCMs, o ***C**oordinated **R**egional **D**ownscaling **E**xperiment* (CORDEX, Giorgi et al., 2009) foi recentemente estabelecido. Este projeto propõe compreender melhor as técnicas de regionalização e de produzir um conjunto de projeções climáticas regionais com multi-modelos para diversas regiões do globo, incluindo a AS. O CORDEX é um projeto de âmbito internacional que propôs um protocolo a ser seguido pelos usuários dos MCRs. Os MCRs são, portanto, uma importante metodologia para entender o clima presente e as mudanças climáticas em diversas regiões do globo e a AS em particular.

As informações da superfície continental são condições de fronteira inferior dos modelos climáticos (MCGs e MCRs) e conforme enfatizado por Seth et al. (2007) e Rauscher et al. (2007) é necessário melhorar as parametrizações físicas dos MCRs, em particular as parametrizações de superfície e de convecção, para melhor simular o clima da AS.

Dentro desse contexto, as trocas entre a superfície e a atmosfera têm sido identificadas como uma das principais incertezas em simulações e projeções das mudanças climáticas (Koster et al., 2004; Seneviratne et al., 2006; IPCC 2013), e a AS é considerada uma região com forte troca entre os processos de superfície e a atmosfera (Koster et al., 2004; Sörensson et al., 2010; Sörensson and Menendez 2011). Portanto, é de extrema importância avaliar o papel dos processos de superfície em modular o sinal do clima presente e futuro em simulações climáticas sobre o continente sul americano.

Os primeiros estudos com MCRs para a AS tiveram como objetivo avaliar a adição de valor em simulações regionais, como por exemplo, o trabalho realizado por Chou et al. (2000), que realizou experimentos com o modelo Eta utilizando como condições iniciais e de contorno proveniente do modelo global CPTEC/COLA de diferentes resoluções (T062 e T126) . Os experimentos foram realizados para um evento de precipitação severa ocorrido sobre a Venezuela, em dezembro 1999. Neste estudo, conclui-se que condições iniciais com maior resolução podem detectar sinais de aglomerados convectivos em tempo para fornecer a informação ao modelo regional e que com o prazo de integração o modelo de maior resolução introduz maior detalhamento aos campos, mas mantém a circulação de grande escala imposta pela fronteiras laterais. Uma revisão da evolução dos estudos realizados com MCRs para a AS foi realizado por Solman (2013).

Após os primeiros estudos com MCRs para a AS, os trabalhos começaram a focar na avaliação da sensibilidade dos MCRs às parametrizações físicas utilizadas (Solman 2013). Misra et al. (2002) avaliaram o impacto do uso de dois LSS de gerações diferentes no modelo *Regional Spectral Model* (RSM). Entretanto esses autores não encontraram grandes melhorias nas simulações ao utilizar um LSS de geração mais atual. De acordo com Solman (2013) o curto tempo de integração (6 meses) e as condições iniciais do solo explicam o fato destas simulações não apresentarem grande melhorias quando um LSS de geração inferior é substituído por um de geração superior.

Com o intuito de melhorar a representação da precipitação com o RegCM3 para o domínio da AS, da Rocha et al. (2012) mudaram alguns parâmetros relacionados com a umidade do solo no esquema de superfície BATS. Com isto, conseguiram reduzir o bias seco presente no RegCM3 com essas mudanças no BATS sobre os trópicos e obtiveram uma melhor representação do sistema de monção (SAM; Vera et al., 2006). Sörensson e Menéndez (2011) utilizando o *Rossby Centre Atmospheric regional model* analisaram o tempo de memória da umidade do solo na variabilidade atmosférica e na previsão sazonal e seu efeito no desenvolvimento da SAM na AS. Esses autores encontraram regiões *hot-spot*, isto é, regiões com forte troca entre a superfície e a atmosfera. Segundo esses autores, a região da Bacia do Prata e amazônica são regiões *hot-spot* durante o verão austral.

Ainda para a AS, Pessacg et al. (2013) analisaram a performance de sete MCRs em simular o balanço de energia à superfície para a AS. A maioria dos modelos superestima a radiação de onda curta sobre a região tropical da AS e na Bacia do Prata, e subestima sobre as regiões oceânicas. Esses autores atribuíram esses erros às incertezas associadas na representação do albedo de superfície e da fração de cobertura de nuvens. No que concerne à radiação de onda longa os MCRs simularam valores próximos aos dados da reanálise *The Global Energy and Water Exchanges* (GEWEX-SRB).

Outros estudos foram realizados para identificar a influência do aprimoramento da representação das condições da superfície em MCRs, para outras regiões do globo. Steiner et al. (2005) comparam a performance de duas parametrizações de superfície, o CLM e o BATS, acoplados separadamente ao RegCM, sobre uma área no leste da Ásia. Estes autores encontraram que com respeito à temperatura, o CLM apresentou maiores temperaturas no inverno, o que diminuiu o bias frio do BATS. Para o domínio de simulação, o experimento realizado com o CLM gerou menos precipitação que a com o BATS, devido, principalmente ao escoamento de superfície do CLM ter sido maior, o que acarreta em uma menor infiltração de água no solo. Uma comparação limitada com observações de umidade do solo indicaram que o CLM é mais

realístico do que o BATS. Com exceção da simulação de neve (menor no CLM) o acoplamento do RegCM com o CLM teve uma grande melhora no ciclo da água e no balanço de energia para a região do leste da Ásia.

Uma análise semelhante utilizando o RegCM, acoplado ao CLM e ao BATS, para o oeste da África foi realizada por Steiner et al. (2009). Esses autores avaliaram o impacto da parametrização de superfície em simular a circulação regional de monção para aquela região. Os resultados mostraram que a precipitação de monção é altamente sensível ao esquema de superfície escolhido. A simulação realizada com o CLM apresentou grande melhoria na representação da precipitação de monção e também na variabilidade interanual da precipitação, indicando que esse acoplamento tem habilidade para representar o impacto da circulação em escala regional e precipitação em regiões que exibem grandes gradientes hidroclimáticos.

Para o domínio do CORDEX da América Central, uma análise da sensibilidade do RegCM ao esquema de superfície utilizado foi realizada por Diro et al. (2012). Esses autores relataram que o acoplamento do RegCM com o CLM é mais quente e mais seco que o acoplamento com o BATS, resultando em uma melhor representação sazonal e espacial da precipitação. No entanto, durante os meses de verão ocorre um período seco, o qual foi simulado pelo BATS mais realisticamente que o CLM.

2.3. Projeções Climáticas para as Bacias Amazônica e do Prata

As Bacias Amazônica e do Prata (**Figura 2.2**) representam as principais bacias hidrográficas da AS. A Bacia Amazônica (AMZ) é a mais importante bacia hidrográfica do mundo e contém uma vasta extensão de floresta tropical (Foley et al., 2002), juntamente com uma diversidade biológica (Dirzo e Raven 2003), que é vital para o funcionamento da biosfera mundial (Foley et al., 2007). A Bacia do Prata (LPB) é a quinta maior bacia hidrográfica do mundo e a segunda maior da AS, e inclui áreas de cinco países (Argentina, Brasil, Bolívia, Paraguai e Uruguai), sendo o principal reservatório de água doce desses países.

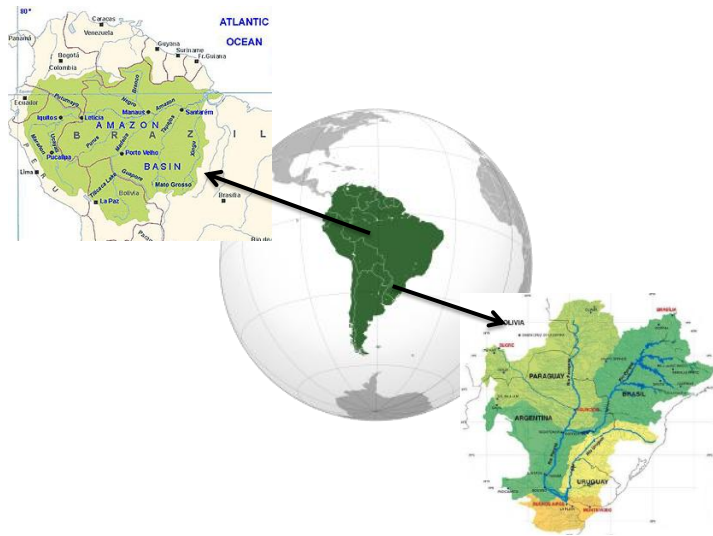


Figura 2.2.: Localização da Bacia Amazônica e da Bacia do Prata na América do Sul.

A variabilidade do regime hidroclimático da AMZ e da LPB sofre influências de forçantes climáticas locais (Eltahir e Bras 1994; da Rocha et al., 2012; Sörensson et al., 2010; Sörensson e Menéndez 2011) bem como por forçantes de grande escala, como por exemplo anomalias da temperatura da superfície do mar - TSM (Moron et al., 1995; Grimm et al., 1998; Fu et al., 1998; Zeng et al., 2008; Cherchi et al., 2013). Particularmente, o El-Niño Oscilação Sul (ENOS; Philander, 1990) influencia a variabilidade climática de ambas as bacias (Ropelewski e Halpert 1987,1989; Grimm et al., 1998). As mudanças climáticas induzidas pelo aumento da concentração dos GEE na atmosfera afetam diretamente o clima regional, através do balanço radiativo, e indiretamente induzindo o aquecimento da TSM. Essas mudanças podem então afetar o balanço hidroclimático de ambas as bacias resultando em alto impacto ambiental e social (Malhi et al., 2008; Meehl e Bony 2011).

De acordo com projeções de modelos globais, a temperatura do ar na AS deve aumentar de ~ 1 a $7,5^{\circ}\text{C}$ até o final do século (Christensen et al., 2007), com os maiores valores projetados para a região central da Amazônia. As projeções de precipitação para o final do século são ainda mais complexas para a AS. Estudos realizados a partir de um conjunto de projeções climáticas indicam uma redução da precipitação na Amazônia e um aumento na região sudeste da AS (Giorgi e Bi 2005; Christensen et al., 2007; Seth et al., 2010), as projeções dos modelos indicam uma redução de 20 a 40% e um aumento de 5 a 10% da precipitação nas regiões tropical e central da AS, respectivamente, com maior divergência entre os modelos para o sul da AS (Christensen et al., 2007).

Recentemente, MCRs têm sido utilizados para produzir projeções climáticas sobre o continente sul americano, e também como parte do projeto CLARIS-LPB (Nuñez et al., 2009;

Menendez et al., 2010; Marengo et al., 2010; Kruger et al., 2012; Solman, 2013). Estes estudos apontam diferentes padrões de temperatura do ar e precipitação para o clima futuro, essas divergências são devidas principalmente ao uso de diferentes MCGs e MCRs. No entanto, alguns padrões semelhantes de mudanças climáticas foram encontrados entre os estudos realizados (Solman, 2013), especificamente uma redução da precipitação e um aumento da temperatura do ar sobre o Brasil e um aumento da precipitação na LPB durante os meses de verão austral e um aumento da precipitação sobre o noroeste da AS.

Como discutido anteriormente, os processos de superfície têm sido identificados como uma das grandes incertezas em projeções climáticas (Koster et al., 2004). Por exemplo, um aumento da umidade do solo pode acelerar futuras tendências hidrológicas, isto é, regiões com forte troca entre o solo e a atmosfera são susceptíveis a experimentar mudanças hidrológicas de forma acelerada como resposta às mudanças climáticas (Notaro e Liu 2008; Seneviratne et al., 2006). Interações entre a superfície e a atmosfera também são importantes em simulações regionais para a AS (Sörensson et al. 2010; Sörensson and Menendez 2011).

Como parte do esforço do CORDEX foram realizadas um conjunto de projeções climáticas para o final do século, desde 1970 até 2100, para o domínio da AS com o *Regional Climate Model* (RegCM4, Giorgi et al., 2012) do *International Centre for Theoretical Physics* (ICTP) usando diferentes parametrizações do RegCM4, dois diferentes cenários de aumento dos GEE (RCP4.5 e RCP8.5; Moss et al., 2010) e diferentes MCGs do CMIP5. Maiores informações sobre esse conjunto de projeções com o RegCM4, *The Phase I CORDEX REgCM hyper-Matrix experiment* (CREMA), podem ser encontradas em Giorgi (2014).

Uma análise das mudanças do sinal da temperatura do ar para a AS nas simulações do CREMA foi realizada por Coppola et al. (2014). Esses autores compararam as mudanças projetadas, tanto pelos MCGs do CMIP5 como pelas simulações realizadas com o RegCM4, e encontraram que os MCGs projetam um maior aumento da temperatura do ar (6-7°C) do que o RegCM4 (0,5-1°C). Giorgi et al. (2014) analisaram a mudança de quatro índices hidroclimáticos para o final do século com as simulações do CREMA sobre diferentes domínios do CORDEX, incluindo a AS. Esses autores relataram que, tanto as simulações dos modelos do CMIP5 analisados como as simulações com o RegCM4, produzem aumento desses índices para o final do século, implicando em alto risco de secas e inundações relacionados com as mudanças climáticas globais.

Para a AS, da Rocha et al. (2014) analisaram o sinal da precipitação, por meio das simulações do CREMA, relacionada com o ENOS para a primavera austral no final do século. As projeções indicam um aumento (redução) da precipitação no sudeste (nordeste) da AS.

Entretanto, tanto para os modelos do CMIP5 como para as projeções realizadas com o RegCM4, mostraram que para o futuro, a diferença da precipitação entre os anos de El Niño e de La Niña é menor do que no clima presente. Isto indicaria um enfraquecimento do sinal do ENOS na precipitação sobre a AS nestes cenários futuros.

Capítulo 3 – Dados e Metodologia

Neste capítulo serão descritos os dados utilizados no presente trabalho, o modelo RegCM4 e a metodologia empregada nas análises realizadas.

3.1. Descrição dos dados

Esta seção está dividida em três partes. Primeiramente são descritos os dados que foram utilizados para forçar o RegCM4. Após essa descrição, são apresentados os dados utilizados para realizar as análises (a partir daqui referidos como dados observados). O terceiro conjunto de dados utilizados se refere a dados medidos em torres micrometeorológicas, que permitiram analisar os fluxos de superfície simulados.

3.1.1. Dados utilizados para forçar o RegCM4

Para realizar a regionalização utilizando o RegCM4 são necessários dados a cada 6 horas das seguintes variáveis: altura geopotencial, temperatura, vento e umidade relativa, e também de dados de temperatura da superfície do mar (TSM). Nas simulações foram utilizados tanto dados

de reanálise como de modelos globais. Os modelos globais utilizados nas projeções climáticas com o RegCM4 fazem parte do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5; Meehl e Bony 2011), e foram escolhidos após vários testes iniciais que indicaram uma boa performance do RegCM4 forçado com esses modelos globais, e também pelo fato de que quando começaram a ser realizadas as simulações climáticas (junho de 2012) vários modelos do CMIP5 ainda não haviam disponibilizado os dados necessários para a regionalização (Giorgi, 2014). Essas projeções climáticas foram realizadas no *International Centre for Theoretical Physics* (ICTP) na Itália.

i. Era-Interim

A reanálise Era-Interim (referida a partir daqui como ERA-Interim; Dee et al., 2011) é a mais recente reanálise atmosférica global gerada pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). O projeto ERA-Interim foi concebido, em partes, para substituir a reanálise ERA-40. A ERA-Interim compreende ao período de janeiro de 1979 até 31 de julho de 2013 (acesso *on-line* em 06/10/2013) e disponível com 1,5° x 1,5° de resolução espacial, 3 horas de resolução temporal e 37 níveis de resolução vertical.

Esta reanálise é baseada no mesmo esquema de assimilação da ERA-40, no entanto apresenta um modelo atmosférico com melhorias e correções de erros detectados na ERA-40.

ii. HADGEM2-ES

O modelo global HADGEM2-ES (referido a partir daqui como Had_GCM) do *UK Met Office Hadley Centre* apresenta resolução horizontal de ~1,5° x 1,5° e foi desenvolvido a partir do HadGEM1. Uma descrição mais detalhada sobre o Had_GCM e da metodologia utilizada para obter cenários climáticos pode ser encontrada em Martin et al (2011).

iii. GFDL-ESM2M

O modelo global GFDL-ESM2M (referido a partir daqui como GFDL_GCM) do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) apresenta resolução horizontal de ~2° x 2°. Uma descrição mais detalhada sobre o modelo pode ser encontrada em Dunne et al. (2012).

iv. MPI-ESM-MR

O modelo global MPI-ESM-MR (referido a partir daqui como MPI_GCM) do *Max Planck Institute for Meteorology* apresenta resolução horizontal de ~1,9° x 1,9°. Maiores detalhes sobre o modelo podem ser encontrados em Giorgetta et al. (2013).

3.1.2. Dados Observados

Para avaliar os resultados das simulações com o RegCM4 foram utilizados cinco conjuntos de dados diferentes, incluindo os dados da ERAIN (discutidos no subitem 3.1.1). Sendo eles:

i. CRU

A análise do *Climate Research Union* (CRU) da *University of East Anglia*, Norwich – Reino Unido (Mitchell e Jones, 2005) apresenta 0,5° x 0,5° de resolução horizontal, sendo um dado mensal para o período de 1901 a 2009. Esta análise tem sido muito utilizada na validação da climatologia sazonal de modelos climáticos regionais e globais, devido alta resolução horizontal e longo período disponível (da Rocha et al. 2009; Seth e Rojas, 2003). Para este estudo os dados mensais utilizados são os de precipitação e temperatura média do ar no período de 1980 a 2009.

ii. CMAP

A análise *Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation* (CMAP) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) é um produto de precipitação disponível para todo o globo, e apresenta resolução horizontal de ~2,5° x 2,5°, disponível desde 1979 até os dias atuais. Esses dados incluem produtos de satélite globais nos canais infravermelho e micro-ondas, observações de estações meteorológicas de superfície e de precipitação da reanálise do NCEP/NCAR. Maiores informações sobre o CMAP podem ser encontradas em Xie e Arkin (1996).

iii. UDEL

Os dados de precipitação e temperatura do ar média mensal da série histórica da *University of Delaware* (UDEL; Legates e Willmott 1990). Esses dados apresentam resolução horizontal de 0,5° x 0,5°, e estão disponíveis entre os anos de 1979 e 2006.

iv. CPC

O *Climate Prediction Center* (CPC) é uma análise de precipitação da NOAA e apresenta 1° x 1° de resolução horizontal. A precipitação nesta análise origina-se apenas de pluviômetro de estações de superfície. O período disponível de dados do CPC é de 1948 até 2007, e no presente estudo serão utilizados os anos de 1980 a 2007. Foram utilizados os dados mensais e diários dessa análise. Uma descrição mais detalhada encontra-se em Silva et al.(2007).

Vale ressaltar que o CPC, UDEL e CRU apresentam dados somente sobre o continente e o CMAP em ambos, oceanos e continente.

3.1.3. Dados de torres micrometeorológicas

Para validar os fluxos de superfície foram utilizados dados medidos em seis diferentes torres micrometeorológicas. Os dados das torres localizadas na Amazônia, que estão dentro do escopo do *Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia* – LBA, estão disponíveis para download no site: <http://beija-flor.ornl.gov/lba/> (km34, km83 e km67), enquanto os dados que não estavam disponíveis (JRU, SIN e JAV) foram retirados dos gráficos (Figura 2) do trabalho de da Rocha et al. (2009), que fornece também maiores informações sobre esses dados. A localização das torres é mostrada na **Figura 3.1**. Vale ressaltar que para a região Amazônica foi utilizada uma média desses dados, isto é, a partir do ciclo anual dos fluxos de superfície medidos em cada torre (km34, km67, km83, JAV, JRU e SIN) foi calculado um único ciclo anual médio para toda a região Amazônica destacada na **Figura 3.1**. Nesta figura também se pode observar a área que define a região AMZ utilizada para as análises (subitem 3.3). Como se observa as torres micrometeorológicas selecionadas abrangem toda a região AMZ, e o ciclo anual médio entre essas torres é representativo dessa área.

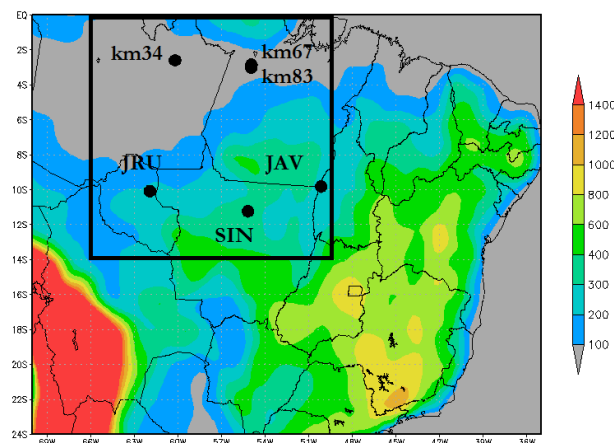


Figura 3.1.: Localização dos sítios experimentais.

i. Sítios Experimentais da Floresta Nacional do Tapajós (km67 e km83)

A Floresta Nacional do Tapajós está localizada no município de Belterra – PA, à margem da rodovia Santarém-Cuiabá (BR-163), e possui dois sítios experimentais próximos às entradas do km 67 (02°51'S, 54°58'W) e km 83 (03°03'01"S, 54°56'W). A série histórica de dados do km 67 compreende o período entre 2003 a 2005 e do km 83 entre 2000 até 2003. Maiores informações sobre esses sítios experimentais encontram-se em Saleska et al. (2003), Goulden et al. (2004) e Miller et al. (2004).

ii. Sítio Experimental da Reserva do Cuieiras (km 34)

O sítio experimental da Reserva do Cuieiras (02°36'S, 60°12'W) está localizado 60 km ao norte de Manaus-AM. A série histórica de dados compreende o período de 1999 até 2006. Maiores informações sobre esse sítio experimental encontram-se em Araújo et al. (2002).

iii. Sítio Experimental da Reserva Biológica do Jarú (JRU)

von Randow et al. (2004) descreve as observações coletadas no sítio experimental da Reserva Biológica do Jarú (10°46'S, 61°56'W), localizado aproximadamente a 80 km ao norte de Ji-Paraná-RO e a 120 m acima do nível do mar. A série histórica de dados compreende o período de 1999 até 2002.

iv. Sítio Experimental SINOP (SIN)

Localiza-se a aproximadamente 60 km ao norte de Sinop, Mato Grosso (55°19'O; 11°25'S), e é composto por uma área de floresta tropical de transição entre Amazônia e Cerrado. A série de dados compreende os anos de 1999 e 2001. Maiores informações sobre esse sítio experimental encontram-se em Vourlitis et al. (2002).

v. Sítio Experimental Tocantins-Javaés (JAV)

O sítio experimental Tocantins-Javaes descrito em Borma et al. (2009), referido aqui como JAV, é classificado como planícies alagáveis que inclui uma mistura de cerradão (área de savana com árvores altas), cerrado e campo (área de gramínea natural). A série de dados compreende os anos de 2004 a 2006.

3.2. O modelo climático RegCM4

O *Regional Climate Model* (RegCM) teve sua primeira versão desenvolvida na década de 80 pelo *National Center for Atmospheric Research – Pennsylvania State University* (NCAR-PSU), a partir do *Meso-scale Model* versão 4 - MM4 (Anthes et al. 1977) como documentado em Giorgi et al. (1993a, 1993b) e Pal et al. (2007). Atualmente o RegCM encontra-se na versão 4 (RegCM4 – Giorgi et al., 2012). Apresenta núcleo dinâmico muito similar ao do MM5 (Grell et al., 1994), exceto por ser hidrostático.

O RegCM4 é um modelo de área limitada, compressível, de equações primitivas e em coordenada vertical sigma-pressão. As equações do modelos são discretizadas no modelo através do método de diferenças finitas na grade B de Arakawa-Lamb. Para integração no tempo, o RegCM4 utiliza um esquema *split-explicit*, que resolve a dinâmica dos modos de gravidade mais rápidos usando passos de tempo menores do que nos demais componentes do modelo.

Para aplicação em estudos climáticos, várias parametrizações físicas foram incorporadas no RegCM ao longo de suas versões. A **Tabela 3.1**, adaptada de Giorgi et al. (2012), lista as opções disponíveis no RegCM4.

Tabela 3.1.: Opções disponíveis no RegCM (* indica as parametrizações que foram incluídas ou modificadas na versão 4). Adaptada de Giorgi et al. (2012).

<i>Parametrizações físicas</i>	<i>Opções Disponíveis</i>
Transferência Radiativa	<ul style="list-style-type: none">• CCM3 (Kiehl et al., 1996) Modificado
Camada Limite Planetária	<ul style="list-style-type: none">• Holtslag (Holtslag et al., 1990) Modificado*• UW-PBL (Bretherton et al., 2004)*
Precipitação Convectiva	<ul style="list-style-type: none">• Kuo Simplificado (Anthes et al., 1987)• Grell (Grell 1993)• Emanuel (Emanuel e Zivkovic-Rothman 1999)• Tiedtke (Tiedtke 1989)*• Misto: Grell sobre o continente e Emanuel sobre o oceano ou vice-versa*
Precipitação na escala da grade	<ul style="list-style-type: none">• SUBEX (Pal et al., 2000)
Superfície	<ul style="list-style-type: none">• BATS (Dickinson et al., 1993)• SUBBATS (Giorgi et al., 2003)• CLM3.5 (Tawfik e Steiner 2011; Oleson et al., 2008)*
Fluxos no oceano	<ul style="list-style-type: none">• BATS (Dickinson et al., 1993)

<i>Parametrizações físicas</i>	<i>Opções Disponíveis</i>
	<ul style="list-style-type: none"> • Zeng (Zeng et al., 1998) • Ciclo diurno da TSM (Zeng e Beljaars 2005)*
Aerossóis e Química	<ul style="list-style-type: none"> • Orgânico e <i>Black carbon</i> (Solmon et al., 2006) • Poeira (Zakey et al., 2006)* • Sal marinho (Zakey et al., 2008)
Lagos Interativos	<ul style="list-style-type: none"> • 1D difusão/convecção (Hostetler et al., 1993)*
Banda Tropical	<ul style="list-style-type: none"> • Coppola et al. (2012)*
Oceano acoplado	<ul style="list-style-type: none"> • MIT (Artale et al., 2010)* • ROMS (Ratnam et al., 2009)*

De particular interesse neste estudo são as parametrizações de convecção e de superfície. No que se refere à parametrização de convecção, foram utilizados dois esquemas disponíveis no RegCM4: os esquemas propostos por Grell (1993) e por Emanuel e Zivkovic-Rothman (1999), que também podem ser utilizados em uma configuração mista, isto é, um esquema é acionado sobre o continente e outro esquema sobre o oceano ou vice-versa. Uma das maiores inclusões no RegCM4 é a opção de se utilizar o *Community Land Model* - CLM3.5 (referenciado a partir daqui como CLM) ao invés do *Biosphere Atmosphere Transfer Scheme* - BATS como esquema de superfície. O CLM representa uma evolução em termos de esquemas de superfície comparado ao BATS, conforme apresentada na **Figura 2.1**. Configurações do RegCM4 utilizando os dois esquemas de superfície também foram utilizados nesse trabalho.

Uma breve descrição das parametrizações de convecção é dada a seguir bem como do BATS e do CLM e suas principais diferenças.

3.2.1. Parametrizações de Precipitação Convectiva

Uma rápida descrição sobre os dois esquemas de precipitação convectiva utilizados neste trabalho é dada a seguir.

- **Esquema de Grell**

No esquema de cumulus proposto por Grell (1993) a convecção é representada por duas circulações estacionárias, as correntes ascendentes (*updraft*) e descendentes (*downdraft*). Nestas duas correntes o fluxo de massa é constante com a altura. As correntes ascendentes e descendentes originam-se nos respectivos níveis de energia estática úmida máxima e mínima na coluna vertical. O esquema é ativado quando uma parcela atinge a adiabática úmida. A

condensação na corrente ascendente é calculada através da ascensão da parcela saturada sem misturar com o ambiente fora da nuvem. O fluxo de massa na corrente descendente é proporcional ao da ascendente através de um parâmetro β , que representa o quanto do condensado na corrente ascendente será evaporado na descendente. O aquecimento e umedecimento resultante da aplicação do esquema são determinados a partir dos fluxos de compensação e desentranhamento de massa no topo e base da nuvem. O esquema inclui ainda o efeito de resfriamento na corrente descendente.

É possível utilizar dois diferentes fechamentos para o esquema de Grell: o do tipo Fritsch-Chappel onde a convecção demora o período de tempo convectivo (entre 30 minutos e 1 hora) para atuar na grade do modelo, removendo a energia potencial disponível; e o do tipo Arakawa-Schubert que considera que o conjunto de “cumuli” presentes no elemento de grade remove o excesso de energia de flutuação, gerado pelos movimentos de grande escala, em um passo no tempo de integração do modelo. Neste trabalho foi utilizado o fechamento do tipo Fritsch-Chappel quando utilizada a parametrização de Grell (Elguindi et al. 2004).

- **Esquema de Emanuel e Zivkovic-Rothman**

No esquema proposto por Emanuel e Zivkovic-Rothman (1999) a convecção é disparada quando o nível neutro flutuante é maior que o nível de condensação por levantamento (base da nuvem). O ar ascende entre estes dois níveis e uma fração da mistura condensada forma precipitação enquanto a outra forma nuvem. Esta nuvem se mistura com o ar ambiente de acordo com um espectro uniforme de mistura que levanta ou baixa a parcela para o nível de flutuação neutra. O gradiente vertical de flutuação dentro da nuvem é utilizado para determinar as taxas de entranhamento e desentranhamento.

3.2.2. Parametrizações de Superfície

Uma descrição sobre os dois esquemas de superfície utilizados neste trabalho é dada a seguir, bem como as principais diferenças existentes entre eles.

- ***Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme – BATS***

O BATS (Dickinson et al. 1993) descreve o papel da vegetação e a sua interação com o solo nas trocas turbulentas de momento, energia e vapor d'água entre a superfície e a atmosfera. O BATS possui uma camada de vegetação, uma de neve e três camadas de solo com diferentes profundidades: uma camada superficial com 10 cm de espessura, a zona de raízes (com espessura variável, de acordo com o tipo de vegetação) e uma camada de solo profundo (com 3 m de

profundidade). Além disso, considera 20 tipos de vegetação (**Figura 3.3**) que se encontram descritas em Elguindi et al. (2004). No BATS o ciclo hidrológico é calculado através de equações de previsão do conteúdo de água nas três camadas de solo. Finalmente, os fluxos de calor, vapor d'água e momento na superfície são calculados em função dos coeficientes de arrasto obtidos pela teoria da similaridade aplicada à camada superficial. Os transportes turbulentos de calor, momento e umidade na camada limite planetária (CLP) resultam do produto entre o gradiente vertical destas variáveis e o coeficiente de difusão vertical turbulenta (Holtslag et al., 1990).

- ***Community Land Model - CLM***

Segundo Dai et al. (2003) o CLM é baseado nos componentes físicos de 3 diferentes modelos de superfície já existentes: o BATS (Dickinson et al., 1993), o *Land Surface Model* – LSM (Bonan, 1996) e o modelo de neve de Dai e Zeng (1996) - IAP94. O CLM foi desenvolvido buscando incorporar os melhores aspectos de cada um destes três modelos e possui vegetação dinâmica, isto é, a vegetação pode sofrer alterações. O CLM calcula as variáveis de superfície utilizando dez camadas de solo, uma camada de vegetação com um modelo de fotossíntese e condutância estomática acoplado, e com cinco camadas de neve acima da superfície. A temperatura e a umidade do solo são obtidas a partir de um tratamento explícito para água e gelo. O escoamento é calculado para a superfície e o escoamento de base a partir de regiões saturadas e não saturadas, seguindo praticamente os mesmos princípios do modelo hidrológico TOPMODEL (Stieglitz et al., 1997). Os fluxos superficiais sobre o oceano são calculados através de coeficientes de transferência *bulk*. O CLM possui uma habilidade adicional de incluir *patches*, isto é, calcula separadamente os fluxos de superfície para cada tipo de cobertura vegetal em uma mesma célula de grade, o fluxo total dessa célula de grade é a média dos fluxos de superfície calculados para cada cobertura vegetal. Separa água e energia para cada *patch*, seguindo a abordagem de mosaico descrita em Koster e Suarez (1992).

Vale resaltar que o CLM3.5 quando acoplado ao RegCM4 não inclui a opção de ativar o módulo de vegetação dinâmica, sendo assim, as simulações realizadas utilizando essa parametrização de superfície apresenta mapas de vegetação constante ao longo do período de integração.

- **Diferenças entre o BATS e o CLM**

Os modelos BATS e CLM possuem vários componentes em comum, mas também possuem diferenças significativas em suas estruturas. Segundo Steiner et al. (2005) as principais diferenças entre eles são:

Representação de superfície: O CLM possui dez camadas de solo, 5 camadas de neve e uma camada de vegetação. Características do solo no modelo CLM, como propriedades hidráulicas, são baseadas na porcentagem de areia, silte e argila no solo (Clapp e Hornberger, 1978). O BATS possui três camadas de solo, duas camadas de temperatura do solo, e uma camada de neve que combina-se com a camada de superfície do solo para os cálculos da temperatura, e uma camada de vegetação. O BATS possui uma categoria pré definida de textura do solo para determinar as propriedades do solo.

Albedos: CLM e BATS utilizam a mesma parametrização de albedo para neve e solo, mas diferentes aproximações para o albedo da vegetação. Para a vegetação, o CLM utiliza a aproximação *two-stream* modificada (Dai et al., 2003) que reduz a complexidade do tratamento do albedo pela aproximação *two-stream* (Sellers, 1985). Esta aproximação permite que o albedo da vegetação seja igual ao albedo do solo quando o índice de área foliar (IAF) é igual a zero e muda para o valor do albedo específico da cobertura da vegetação quando o IAF é máximo.

Fluxos de superfície: Os fluxos de superfície como momentum, calor sensível e calor latente são obtidos através da teoria da similaridade (Brutsaert, 1982). O CLM e o BATS usam diferentes abordagens da teoria da similaridade para resolver os fluxos no dossel e no solo nu. Em ambos os casos, os fluxos turbulentos são primeiramente calculados a partir da condição de estabilidade neutra e depois modificados para condições turbulentas usando a teoria da similaridade de Monin-Obukhov. O CLM modifica as funções de estabilidade de superfície utilizadas no BATS incluindo um tratamento de turbulência sob condições de convecção livre (Zeng et al., 1998). Adicionalmente, as resistências aerodinâmicas variam entre os dois modelos através do comprimento de rugosidade (z_0). O BATS mantém o z_0 constante, enquanto CLM atualiza os valores sobre o solo nu a partir das funções de estabilidade (Zilitinkevich, 1970; Zeng e Dickinson, 1998). O CLM também possui diferenças na parametrização da evaporação do solo nu, já que considera a diminuição da umidade específica do solo quando este se torna mais seco, de acordo com a parametrização de Philip (1957).

Temperatura do solo e do dossel: A temperatura do dossel é calculada de maneira similar nos dois modelos em questão. Entretanto a temperatura do solo e da neve são obtidas através de considerações diferentes nos dois modelos. O BATS utiliza um modelo de força de restauração de duas camadas (Deardoff, 1978; Dickinson, 1988) para calcular a temperatura do solo. Em contraste, o CLM que tem 10 camadas de solo e 5 camadas de neve acima da superfície, assume o fluxo de calor igual a zero na fronteira inferior da coluna de solo. Adicionalmente, no CLM as propriedades térmicas e hidráulicas do solo são calculadas como função do tipo de solo. O CLM

permite ainda mudanças de fase para a umidade do solo ou neve no interior de cada camada de solo ou neve.

Escoamentos: Ambos os modelos, BATS e CLM, dividem o escoamento em: escoamento de superfície e escoamento de base. Entretanto o CLM inclui termos do modelo hidrológico TOPMODEL descrito em Stieglitz et al. (1997).

Armazenamento de água no dossel: Em ambos os esquemas a interceptação pela vegetação e o escoamento são calculados de forma similar, mas o CLM inclui ainda a interceptação da precipitação que depende do IAF e fornece umidade adicional para a superfície do solo, através do re-gotejamento.

Dossel da vegetação: BATS trata toda a vegetação que compõe o dossel da mesma maneira, enquanto que o CLM divide a vegetação em frações ensolaradas e sombreadas, que são funções do IAF através da formulação Lambert-Beer-like para a extinção de luz no interior do dossel (Sellers, 1985; Bonan, 1996). O CLM também divide a radiação fotossintética ativa (PAR) em direta e difusas, que são distribuídas para as frações de folhas ensolaradas e sombreadas, isto é, folhas ensolaradas recebem radiação direta e difusa enquanto as folhas sombreadas recebem somente radiação difusa.

Fotossíntese e condutância estomática: BATS e CLM usam diferentes parametrizações de condutância estomática. BATS utiliza o método descrito em Jarvis (1976), onde a resistência estomática é obtida a partir de um valor mínimo de condutância estomática e não inclui razões fotossintéticas. No CLM, a condutância estomática é calculada para frações ensolaradas e sombreadas do dossel sendo função da razão fotossintética, da concentração do CO₂ na superfície da folha e do gradiente da pressão de vapor d'água sobre a superfície da folha. A razão fotossintética é calculada seguindo Farquhar et al. (1980) e Collatz et al. (1991). A razão fotossintética e a condutância estomática no CLM são calculadas para a fração do dossel composta por folhas ensolaradas e sombreadas.

Neve: O modelo de neve utilizado no BATS considera somente as propriedades de neve na superfície. O modelo de neve utilizado no CLM é baseado no modelo IAP94 (Dai e Zeng, 1996), que possui cinco camadas de neve e calcula a temperatura e a umidade para cada camada separadamente.

3.3. Configuração das Simulações com o RegCM4

O domínio das simulações realizadas com o RegCM4 (**Figura 3.2**) seguem as especificações do CORDEX (Giorgi et al. 2009), isto é, inclui toda a parte continental da América do Sul e oceanos adjacentes, desde 65°S - 25°N e 120°W - 0°W como mostra a **Figura 3.2**, que inclui também a topografia. Na **Figura 3.2** destacam-se os subdomínios: Amazônia (AMZ), Nordeste do Brasil (NDE), Bacia do Prata (LPB), e a localização das torres micrometeorológicas (círculos) utilizados para avaliações objetivas. A **Figura 3.3** apresenta as classes de vegetação utilizadas pelo BATS e CLM, com predominância de floresta no norte da AS e mosaico de floresta e pastagem desde o centro até o sul do Brasil.

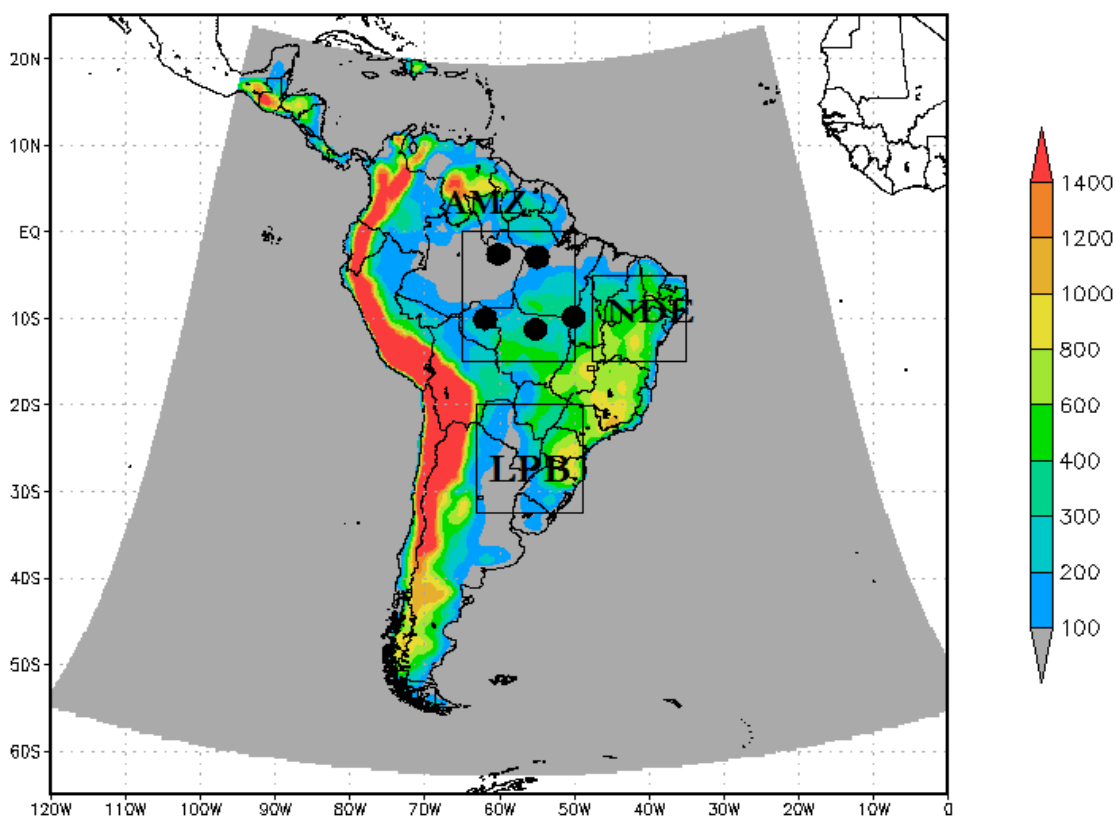


Figura 3.2.: Domínio utilizado e topografia (m). As caixas identificam as sub-regiões definidas para as análises –AMZ, NDE e LPB. Os círculos indicam a localização das torres micrometeorológicas, indicadas também na Figura 3.1.

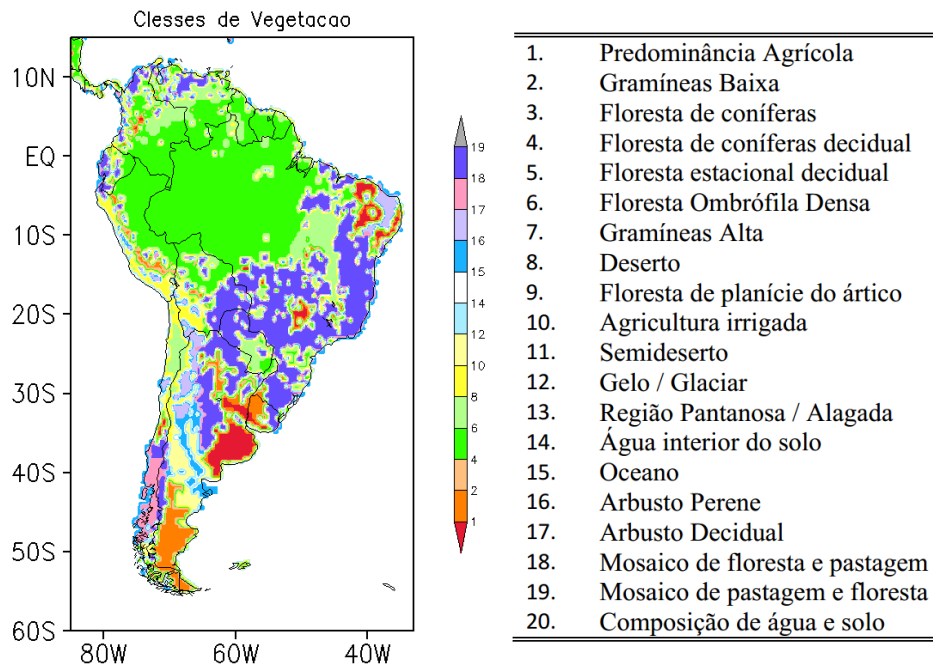


Figura 3.3.: Classes de vegetação utilizada pelo BATS e CLM.

As simulações empregaram 50 km de espaçamento de grade e 18 níveis sigma-pressão na vertical (topo do modelo em 50 hPa). Foram realizadas ao todo seis simulações com o RegCM4, duas para o clima presente e quatro para o clima futuro (projeções). A **Tabela 3.2** apresenta as configurações utilizadas no RegCM4, o tempo de integração e o período selecionado para as análises, para cada experimento que foi realizado. Nos próximos subitens será dada uma descrição detalhada da metodologia empregada para a realização das análises no clima presente e futuro.

Tabela 3.2.: Configuração do RegCM4 para cada experimento realizado.

<i>Nome do Experimento</i>	<i>Condições iniciais e de fronteira (GCM)</i>	<i>Parametrização de superfície</i>	<i>Parametrização de convecção</i>	<i>Tempo de integração</i>	<i>Período analisado</i>
<i>Clima Presente</i>					
RegBATS	ERA-Interim	BATS	Emanuel	1979-2009	1980-2009
RegCLM	ERA-Interim	CLM	Emanuel	1979-2009	1980-2009
<i>Projeções Climáticas</i>					
RegHadBATS	Had_GCM	BATS	Emanuel sobre o oceano; Grell sobre o continente	1970-2100	1976-2005 e 2070-2099
RegHadCLM	Had_GCM	CLM	Emanuel	1970-2100	1976-2005 e 2070-2099
RegGFDL	GFDL_GCM	CLM	Emanuel	1970-2100	1976-2005 e 2070-2099
RegMPI	MPI_GCM	CLM	Emanuel	1970-2100	1976-2005 e 2070-2099

3.3.1. Simulações do Clima Presente

De acordo com Reboita et al. (2014) o esquema de convecção que se associa ao CLM e fornece menores erros de simulação é o de Emanuel, enquanto o esquema de convecção misto (Grell sobre o continente e Emanuel sobre o oceano) reduz os erros de simulação quando associado ao BATS. Por esse trabalho ter como objetivo analisar as incertezas associadas ao esquema de superfície, utilizou-se a mesma parametrização de convecção nas simulações do clima presente (Emanuel) e variou-se o esquema de superfície. A simulação RegBATS utilizou o BATS como representação da superfície continental, enquanto a simulação RegCLM utilizou o CLM como condição de fronteira inferior. Na **Tabela 3.2** estão as configurações utilizadas no RegCM4 para as simulações do clima presente.

O período das simulações se estendeu de 1979 a 2009 (30 anos), sendo que o primeiro ano foi descartado e considerado como de *spin-up*. Para o clima presente foi utilizada a reanálise ERA-Interim (subitem 3.1.1) para forçar o RegCM4.

As análises da climatologia sazonal e do ciclo anual das simulações para os 3 subdomínios de interesse (**Figura 3.2**) foram realizadas mediante comparação com os dados observados

descritos no subitem 3.1.2. Comparações foram realizadas também entre as simulações (RegCLM e RegBATS), buscando avaliar o impacto da mudança da parametrização de superfície.

O padrão espacial da precipitação sazonal foi validado comparando com valores médios do CMAP, CRU, UDEL e CPC. Para a validação sazonal da temperatura do ar a 2m de altura utilizou-se a média do conjunto das análises do CRU, UDEL e ERAIN. A validação da circulação em 200 hPa e 850 hPa foi realizada através da comparação com os dados da reanálise ERAIN.

O ciclo anual da precipitação, temperatura do ar, evapotranspiração, fluxo de calor sensível, escoamento de superfície, umidade do solo, saldo de radiação, albedo e razão de Bowen foi analisado para os três subdomínios da AS (**Figura 3.2**). Para a validação do ciclo anual da precipitação e da temperatura também calculou-se uma média do conjunto dos dados observados. O ciclo anual dos fluxos de superfície das torres micrometeorológicas (**Figura 3.1**) serviram como base para entender as principais diferenças entre a precipitação e temperatura do ar simuladas pelas duas configurações do RegCM4 (RegBATS e RegCLM) e observações *in situ*.

Adicionalmente, calculou-se o diagrama de Hovmoller a partir dos dados diários de precipitação e temperatura do ar simulados e observados. Para as observações utilizou-se os dados diários do CPC (no caso da precipitação) e da reanálise ERAIN (no caso da temperatura do ar), únicas análises que dispõe de alta frequência temporal.

Para avaliar quantitativamente os experimentos realizados (temperatura do ar e precipitação) foram calculados os seguintes índices estatísticos:

- i. Bias*: é a diferença da média entre a variável prevista e a observada, indicando se o modelo superestima ou subestima os valores médios observados. Valores mais próximos de zero representam os menores erros sistemáticos, podendo o *bias* assumir qualquer valor real, e é calculado como:

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (VS - VO) \quad (1)$$

onde N é o numero total de trimestres e/ou meses, VS o valor simulado e VO o valor observado.

- ii. Erro Médio Absoluto (EMA)*: é a média aritmética dos valores absolutos das diferenças entre a variável prevista e observada. Ao contrário do que ocorre no cálculo do bias,

nesta medida os valores negativos não se cancelam com os positivos. Valores mais próximos a zero representam os menores erros, e é calculado como:

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |VS - VO| \quad (2)$$

iii. *Raiz Quadrada do Erro Médio Quadrático (RMSE)*: possui interpretação semelhante ao EMA, porém é mais sensível aos erros associados a valores extremos da série, e é calculado como:

$$RMSE = \left[\frac{\sum_{i=1}^N (Vs - VO)^2}{N} \right]^{1/2} \quad (3)$$

Para identificar a influência de forçantes locais (umidade do solo, US) e de forçantes remotas (temperatura da superfície do mar, TSM) no sinal da precipitação sobre a AS foi calculado o parâmetro estatístico λ proposto por Notaro e Liu (2008) e utilizado por Mariotti et al. (2011) e Orłowski e Seneviratne 2010. O parâmetro λ pode ser definido como:

$$\lambda = \frac{\text{cov}(s(t-\tau), \alpha(t))}{\text{cov}(s(t-\tau), s(t))} \quad (4)$$

Sendo:

- COV é a covariância;
- t uma variável de baixa frequência (neste caso, US ou TSM);
- α uma variável atmosférica de alta frequência (neste caso a precipitação);
- τ é a defasagem no tempo (*time lag*), igual a 1 mês e foi escolhido de acordo com a literatura (Orłowski e Seneviratne 2010; Seneviratne et al., 2006; Dirmeyer et al., 2009).

Nesta análise λ representa a fração, no sinal da precipitação, que pode ser atribuída a variações mensais da umidade do solo (forçante local) ou a variações mensais da TSM (forçante remota). Este tipo de análise conjunta (entre duas variáveis) permite discriminar as regiões na AS onde a US tem maior influência do que a TSM no sinal da precipitação ou vice-versa. Considerou-se a TSM na região do ENSO3.4 (170°W–120°W; -5°N–5°S), já que muitos

trabalhos observacionais associam anomalias de TSM nesta região com anomalias de precipitação em muitas partes da AS, como discutido em Grimm e Ambrizzi (2009) e referências. As análises foram realizadas para todas as estações do ano, isto é: verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON) para as simulações do clima presente.

3.3.2. Variabilidade Climática

A variabilidade interanual do clima controla a existência de anos mais secos (ou mais úmidos) e mais quentes (ou mais frios). O fenômeno ENOS destaca-se como o principal modo de variabilidade na escala interanual (Grimm 2009). A sua influência no regime de precipitação na AS é conhecida e bastante documentada na literatura (Grimm e Ambrizzi 2009). Além do ENOS, o regime de precipitação em parte da AS sofre influência do dipolo do Atlântico (Nobre 1996), ou seja, é diretamente afetado por variações da TSM.

Dentro do contexto que o uso de diferentes esquemas de superfície pode acarretar em diferentes respostas dos modelos do sistema climático, um dos objetivos é estudar o papel da superfície terrestre na variabilidade climática.

Os dados mensais de precipitação, temperatura do ar, fluxo de calor sensível, evapotranspiração, umidade do solo e escoamento de superfície foram filtrados na escala interanual, restando-se períodos superiores a 12 meses. Para filtrar os dados utilizou-se a transformada rápida de Fourier (FFT), obtendo-se séries de anomalias mensais interanuais das variáveis para cada uma das regiões apresentadas na **Figura 3.2**. Esta análise foi realizada apenas nos experimentos do clima presente que diferiram apenas no esquema de superfície.

3.3.3. Projeções Climáticas para as Bacias Amazônica e do Prata

Este trabalho também analisou as mudanças projetadas no ciclo hidrológico para o final do século na AS, com foco na AMZ e LPB (regiões mostradas na **Figura 3.2**), por meio de um conjunto de simulações com o RegCM4 forçadas com os modelos do CMIP5. Buscou-se identificar padrões consistentes através dessas simulações e separar a influência no sinal da precipitação de forçantes locais (US) e de forçantes remotas (TSM). As simulações realizadas diferiram nas parametrizações físicas (precipitação convectiva e esquema de superfície) e nas condições iniciais e de fronteira (diferentes modelos globais) o que permitiu também avaliar as fontes de incertezas dessas projeções climáticas.

Foram realizadas simulações considerando o cenário de aumento de concentração dos gases do efeito estufa (**Figura 3.4**) denominado como *Representative Concentration Pathways* - RCP8.5, cujas concentrações são fornecidas em Van Vuuren et al (2011).

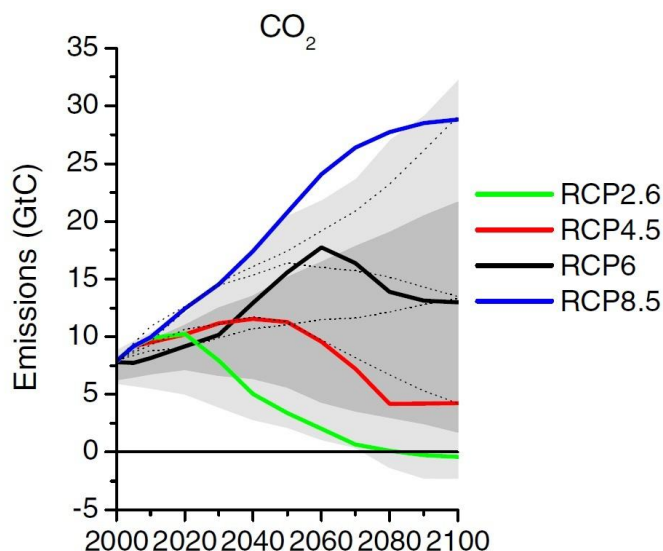


Figura 3.4: Emissão de CO₂ no clima presente (até novembro de 2005) e cenários de emissões no período de dezembro de 2005 – 2100. Fonte: Van Vuuren et al (2011).

Três modelos globais do CMIP5 foram utilizados como condição inicial e de fronteira (**Tabela 3.2**): Had_GCM, GFDL_GCM e MPI_GCM.

Duas configurações do RegCM4 foram utilizadas (**Tabela 3.2**): em três simulações (forçadas com MPI_GCM, Had_GCM e GFDL_GCM) utilizou-se o CLM como esquema de superfície e o esquema de Emanuel como parametrização de convecção e uma simulação (forçada com o Had_GCM) utilizou o BATS como fronteira inferior e o esquema de convecção misto, isto é, Grell sobre o continente e Emanuel sobre o oceano. As configurações CLM-Emanuel e BATS-convecção mista foram selecionados considerando os resultados de Reboita et al. (2014). Vale ressaltar que estas combinações de parametrizações são as que melhor reproduzem a precipitação e a temperatura observada para o domínio da AS (Reboita et al., 2014).

O domínio de simulações é o da **Figura 3.2**. O RegCM4 foi integrado de 1970 até 2100, mas apenas dois períodos foram selecionados para as análises, conforme **Tabela 3.2**: a climatologia de referência (1976-2005) e a climatologia do clima futuro (2070-2099).

A climatologia de referência das simulações do RegCM4 e dos modelos globais foram validadas comparando com o dados do CRU (subitem 3.1.2). O sinal da mudança da precipitação

para o final do século foi avaliado a partir de comparações realizadas entre a climatologia futura (2070-2099) e a climatologia de referência (1976-2005).

A fim de identificar a influência de forçantes locais (US) e remotas (TSM) no sinal da precipitação sobre a AS, e em especial sobre a AMZ e a LPB, foi calculado o parâmetro estatístico λ como descrito na equação (4), para dois períodos distintos, ou seja, de dezembro a abril (DJFMA) e de julho a novembro (JASON). Esta análise permite avaliar se o sinal da precipitação no futuro seria devido à forçantes locais e/ou remotas.

Capítulo 4 – Climatologia do Clima Presente

Este capítulo apresenta a climatologia da precipitação, temperatura do ar e vento (850 e 200 hPa) sobre a América do Sul simulada pelo RegBATS e RegCLM. Uma análise dos fluxos de superfície é também apresentada buscando identificar as principais diferenças encontradas entre estes dois esquemas de superfície acoplados ao RegCM4.

4.1. Padrão Sazonal da Precipitação e do vento em 850hPa e 200hPa

As climatologias sazonais da precipitação, da circulação em baixos níveis (vento em 850 hPa) e altos níveis (vento em 200hPa) sobre a AS do RegCM acoplado ao CLM3.5 (RegCLM) e acoplado ao BATS (RegBATS) juntamente com a média do conjunto de observações (CMAP, CRU, UDEL e CPC) são apresentadas nas **Figuras 4.1** até **4.4**. As diferenças entre os campos de precipitação das simulações e da média de observações, juntamente com a diferença entre as simulações (RegBATS menos RegCLM) são apresentadas na **Figura 4.5**.

A média sazonal da precipitação na AS apresenta características distintas ao longo do ano (**Figuras 4.1a** até **4.4a**). Durante o verão (**Figura 4.1a**), a região de máxima precipitação localiza-se ao longo de uma faixa orientada de noroeste-sudeste, estendendo-se desde a região Amazônica até o oceano Atlântico. Essa banda de precipitação é denominada como Zona de Convergência

do Atlântico Sul (ZCAS; Kodama 1992; Satyamurti et al. 1998; Carvalho et al., 2004). Durante o outono (**Figura 4.2a**), a convecção tropical migra em direção ao norte e noroeste da AS, enquanto que um máximo de precipitação se desenvolve nas latitudes subtropicais, a leste da Cordilheira dos Andes. Essa região de máximo persiste durante o inverno (**Figura 4.3a**), ao passo que a precipitação tropical concentra-se na porção mais ao noroeste do continente. Durante a primavera (**Figura 4.4a**) a convecção tropical migra para o sul, dando início então a estação chuvosa em algumas regiões da AS e a configuração da ZCAS já começa a ser observada.

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é considerada o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região do Atlântico Equatorial. Seu deslocamento sazonal tem papel importante na determinação da estação chuvosa no norte da região nordeste do Brasil. A ZCIT migra sazonalmente, de sua posição mais ao norte (em torno de 14°N), durante agosto-setembro, para sua posição mais ao Sul (em torno de 2°S), durante março-abril (Vera et al. 2006). Esse deslocamento da ZCIT é observado nos campos sazonais do conjunto de observações (**Figuras 4.1 até 4.4**), isto é, durante os meses de verão (DJF) e outono (MAM) a ZCIT situa-se mais ao sul, já durante os meses de inverno (JJA) e primavera (SON) encontra-se em sua posição mais ao norte. Esta característica do deslocamento da ZCIT é simulada pelos experimentos, embora com algumas diferenças em termos de intensidade (**Figuras 4.1 até 4.4**).

Em comparação com as observações (**Figura 4.5**) tanto o RegCLM como o RegBATS subestimam a intensidade da ZCIT nos oceanos Atlântico e Pacífico na estação de verão, outono e inverno, sendo que, durante o inverno, o RegBATS apresenta uma região de superestimativa na intensidade da ZCIT sobre o Oceano Atlântico norte (**Figura 4.5h**). Em relação à primavera (**Figura 4.5j-1**) ambos os experimentos superestimam a intensidade da precipitação sobre o Oceano Atlântico e subestimam sobre o Pacífico.

Durante o verão austral, a circulação de baixos níveis na AS exhibe diferentes características (Lenters e Cook 1995; Fernandez et al. 2006a; Vera et al. 2006). Os ventos alísios nas baixas latitudes provenientes do Oceano Atlântico tropical entram no continente e são canalizados pela Cordilheira dos Andes atingindo latitudes subtropicais (Fernandez et al. 2006b). Um jato de baixos níveis (JBN) em direção ao pólo é uma estrutura evidente ao longo da encosta leste da Cordilheira dos Andes com máxima de velocidade dos ventos em média entre 10 e 20°S (Silvestri et al. 2008). Nas latitudes tropicais e subtropicais, a Cordilheira dos Andes atua como uma barreira ao escoamento de baixos níveis proveniente do Oceano Pacífico. Ao sul de 45°S, onde a Cordilheira dos Andes é mais baixa e predomina o escoamento de oeste sobre o continente proveniente do Oceano Pacífico. Outra característica da circulação de baixos níveis na AS são as Altas Subtropicais do Pacífico Sul (ASPS) e do Atlântico Sul (ASAS), que são sistemas

de alta pressão localizados em torno de 30°S nos principais oceanos do planeta. Estes sistemas estão associados à célula de Hadley. Esse padrão de circulação em baixos níveis na AS durante o verão austral é observado nas análises da ERAIN (**Figura 4.1d**). O RegBATS (**Figura 4.1f**) simula a ASAS mais intensa e mais ao sul do que na ERAIN, acarretando em ventos alísios mais fortes e como consequência intensificação do JBN. A ASPS também no RegBATS simula ventos mais intensos do que é observado na análise da ERAIN. O RegCLM (**Figura 4.1e**) apresenta um padrão semelhante ao RegBATS, mas de forma menos intensificada, isto é, ventos menos intensos relacionados a ASAS e com isso os ventos alísios e o JBN são mais fracos do que no RegBATS. No entanto, mesmo o RegCLM simulando ventos menos intensos que o RegBATS, quando comparado com a análise da ERAIN nota-se superestimativa da intensidade vento em baixos níveis.

A configuração típica da circulação de verão sobre a AS em altos níveis (**Figura 4.1g**) mostra um anticiclone quase estacionário denominado de Alta da Bolívia (AB) localizado próximo a 20°S e 70°W. Corrente abaixo da AB encontra-se um cavado em altos níveis sobre a região nordeste do Brasil denominado de cavado do nordeste (CN). A AB é uma circulação anticiclônica de grande escala que ocorre na troposfera superior, centrada no platô boliviano (Virji, 1981; Gandu e Silva Dias, 1998). Ambos estão associados à intensa liberação de calor latente de condensação que ocorre na bacia Amazônica. Essa liberação de calor latente contribui para as chuvas que ocorrem nas regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil (Reboita et al., 2009). A AB e o CN estão associados com a precipitação sobre a bacia Amazônica, a região central dos Andes e com a ZCAS (Lenters e Cook, 1995). Tanto o RegBATS como o RegCLM simulam o padrão observado da circulação em altos níveis da AS. Pelo fato que os mesmos simulam a ASAS mais intensa e mais ao sul do que é observado, isso reflete no posicionamento da AB e CN para o sul e oeste (**Figuras 4.1h e 4.1i**). O escoamento de oeste em altos níveis e em latitudes médias, é mais intenso nas simulações do que na ERAIN (**Figura 4.1g**).

Durante o verão o principal sistema gerador de precipitação nas regiões centro-oeste, sudeste e Sul do Brasil é a ZCAS. As simulações (**Figuras 4.1b e 4.1c**) mostram o padrão espacial da ZCAS sobre o continente similar ao observado (**Figura 4.1a**), enquanto que sobre o Atlântico subtropical o RegBATS é mais próximo das observações do que o RegCLM. Em relação à intensidade da precipitação, ambas as simulações superestimam a intensidade observada, sendo mais intensa no RegBATS que no RegCLM (**Figuras 4.5a e 4.5b**). Comparando as simulações entre si (**Figura 4.5c**) nota-se que para DJF o RegBATS é mais úmido do que o RegCLM em praticamente todo o domínio.

A circulação associada a ASPS favorece a precipitação na região localizada no sudoeste (centro-sul do Chile e extremo oeste do centro-sul da Argentina) da AS (Reboita et al. 2009). A precipitação nessa região é máxima no inverno e mínima no verão devido à variação sazonal da posição do ASPS. Este padrão da precipitação nas simulações está de acordo com o conjunto de observações (**Figuras 4.1** até **4.4**). As simulações representam de forma coerente à posição da ASPS, mas em relação à intensidade dos ventos, ambas as simulações superestimam a observação (**Figuras 4.1** até **4.4**). Estes ventos mais fortes tendem a transportar mais umidade para o continente, intensificando e superestimando a precipitação em todas as estações do ano nas simulações no centro-sul do Chile e no extremo oeste do centro-sul da Argentina (**Figura 4.5**).

Durante o inverno austral os ventos alísios penetram o continente sul americano mais ao sul do que durante o verão austral. O JBN também é intenso como no verão, mas localiza-se mais ao sul (**Figura 5.3d**). A circulação em altos níveis é predominantemente de oeste e atinge latitudes menores com o centro de máxima intensidade do vento na região subtropical (**Figura 5.3g**). Essas características da circulação foram simuladas nos dois experimentos, com algumas diferenças em relação à intensidade.

Durante o inverno é observada uma região sobre o continente da AS que apresenta valores pluviométricos mínimos (**Figura 4.3**) quando comparado com a estação de verão (**Figura 4.1**). Esta região abrange o centro-oeste, sudeste e uma parte da região norte do Brasil. Os baixos valores pluviométricos observados nessas regiões durante o inverno estão associados à circulação da ASAS, que nesta estação alcança sua posição mais a oeste, se estendendo até a região sudeste do Brasil (Reboita et al., 2009). As simulações representam este padrão mais seco no inverno de forma similar ao conjunto de observações (**Figura 4.3**), mas apresentam valores de precipitação menores do que nas observações (**Figura 4.5**). No entanto, comparativamente, o RegBATS simula a intensidade da precipitação mais próxima da observação (**Figura 4.5h**), sendo mais úmido que o RegCLM para esta estação do ano (**Figura 4.3i**).

De acordo com Marengo e Nobre (2009) a precipitação sobre a região Amazônica em escala sazonal apresenta o início da estação chuvosa, no sul dessa região, durante os meses de primavera, sendo que os máximos de precipitação ocorrem no verão. No outono, os máximos de precipitação ocorrem na Amazônia Central. No inverno ocorre a estação seca na Amazônia Central e do Sul, enquanto os máximos da estação chuvosa acontecem no extremo norte da Amazônia. Segundo Rao e Hada (1990), estações localizadas no hemisfério Norte, como o Oiapoque, exibem o máximo de precipitação durante o inverno austral e o mínimo durante o verão austral. Esse padrão temporal e espacial da precipitação para a região Amazônica também está presente no conjunto de observações (**Figuras 4.1** até **4.4**). De uma forma geral, tanto o

RegBATS como o RegCLM simulam este padrão espacial e temporal da precipitação sobre a região Amazônica, mas com algumas diferenças em relação a intensidade. No início da estação chuvosa no sul da Amazônia durante a primavera o RegBATS simula a precipitação de forma bastante intensa (**Figuras 4.4c e 4.5l**). Já o RegCLM subestima a precipitação (**Figuras 4.4b e 4.5j**), embora apresente um padrão espacial da precipitação no sul da Amazônia mais de acordo com o que é observado (**Figura 4.4b**).

No norte da Amazônia a estação chuvosa se estabelece nos meses de inverno austral e a estação seca nos meses que representam o verão austral como mostram as **Figuras 4.3 e 4.1**, respectivamente, e conforme discutido anteriormente. Os modelos simulam a variação temporal da precipitação para essa região, sendo que na época chuvosa o RegBATS é mais úmido que a observação e o RegCLM mais seco, enquanto durante a estação seca ambos os experimentos superestimam a precipitação.

Diferenças entre as duas simulações eram esperadas já que utilizam esquemas de superfície diferentes. Segundo Seth et al. (2007) a superfície responde à precipitação e não seria a primeira forçante para o bias da precipitação (cada esquema de superfície interage de forma diferente com o esquema de convecção). Neste caso, os esquemas de superfície estão respondendo à precipitação resultante de uma parametrização de convecção que pode não ser a mais adequada, principalmente no caso do RegBATS. Segundo Reboita et al. (2014) o esquema de convecção que melhor se associa ao BATS é o esquema misto (Grell sobre o continente e Emanuel sobre o oceano), e no caso do CLM a parametrização de Emanuel (utilizada neste trabalho). Uma análise mais aprofundada em relação aos fluxos de superfície simulados pelos experimentos e que podem estar influenciando na precipitação simulada será dada neste capítulo no item 4.3.

Figura 4.1.: Climatologia (1980-2009) da precipitação (mm/dia) na AS para DJF (a) conjunto de observações (b) RegCLM (c) RegBATS. Vento em 850hPa na AS para DJF (d) ERAIN (e) RegCLM (f) RegBATS. Vento em 200hPa na AS para DJF (g) ERAIN (h) RegCLM (i) RegBATS.

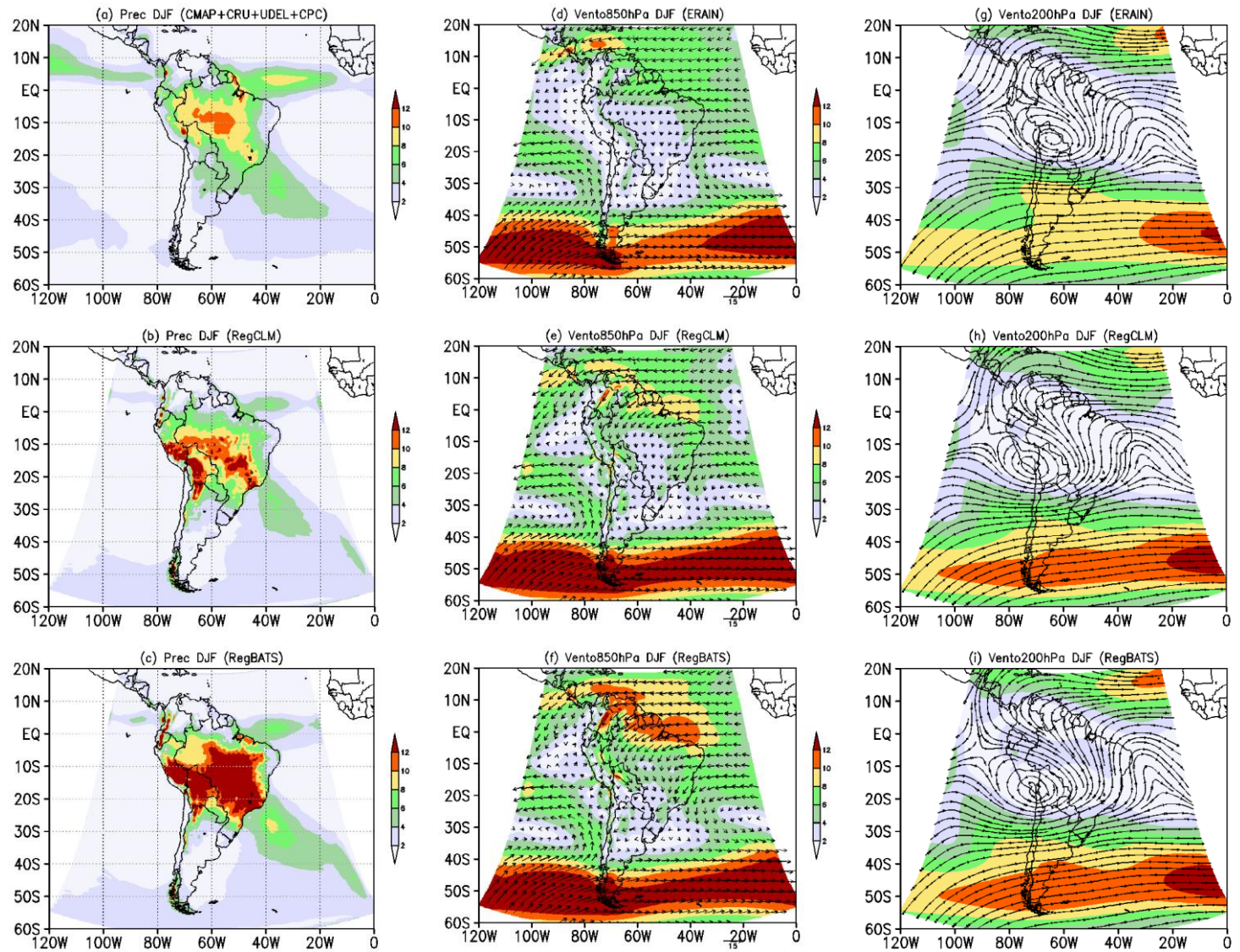


Figura 4.2.: Climatologia (1980-2009) da precipitação (mm/dia) na AS para MAM (a) conjunto de observações (b) RegCLM (c) RegBATS. Vento em 850hPa na AS para DJF (d) ERAIN (e) RegCLM (f) RegBATS. Vento em 200hPa na AS para DJF (g) ERAIN (h) RegCLM (i) RegBATS.

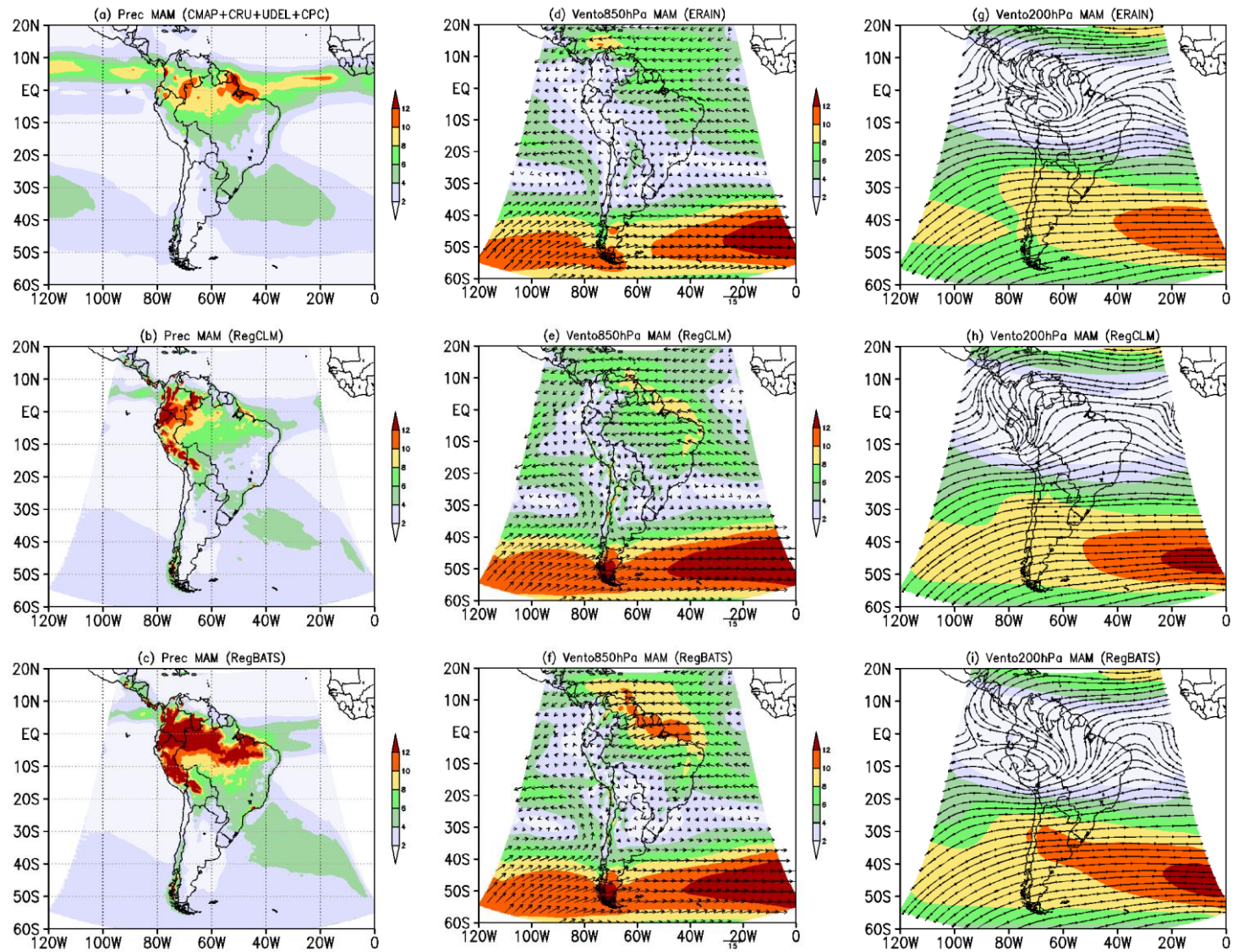


Figura 4.3.: Climatologia (1980-2009) da precipitação (mm/dia) na AS para JJA (a) conjunto de observações (b) RegCLM (c) RegBATS. Vento em 850hPa na AS para DJF (d) ERAIN (e) RegCLM (f) RegBATS. Vento em 200hPa na AS para DJF (g) ERAIN (h) RegCLM (i) RegBATS.

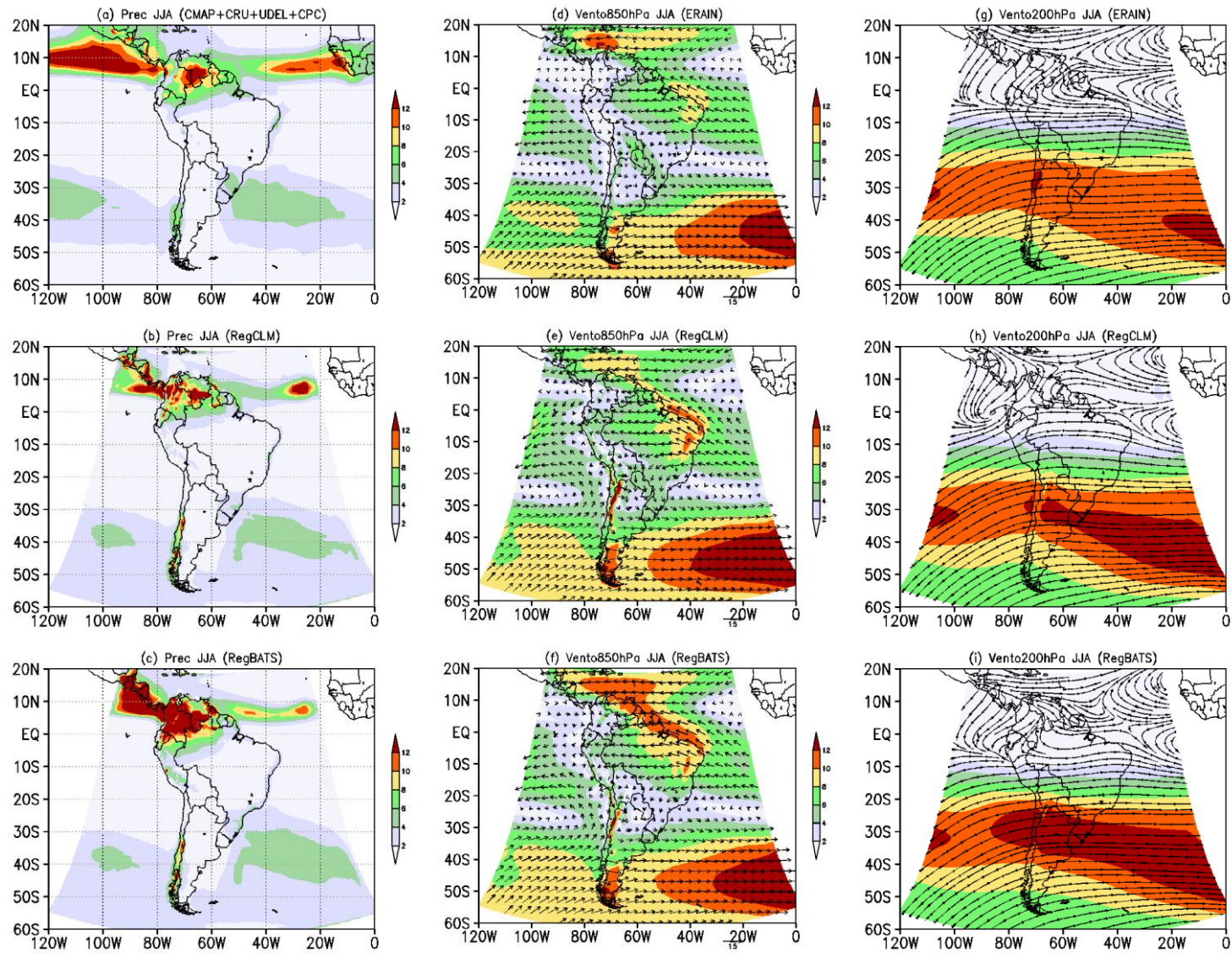
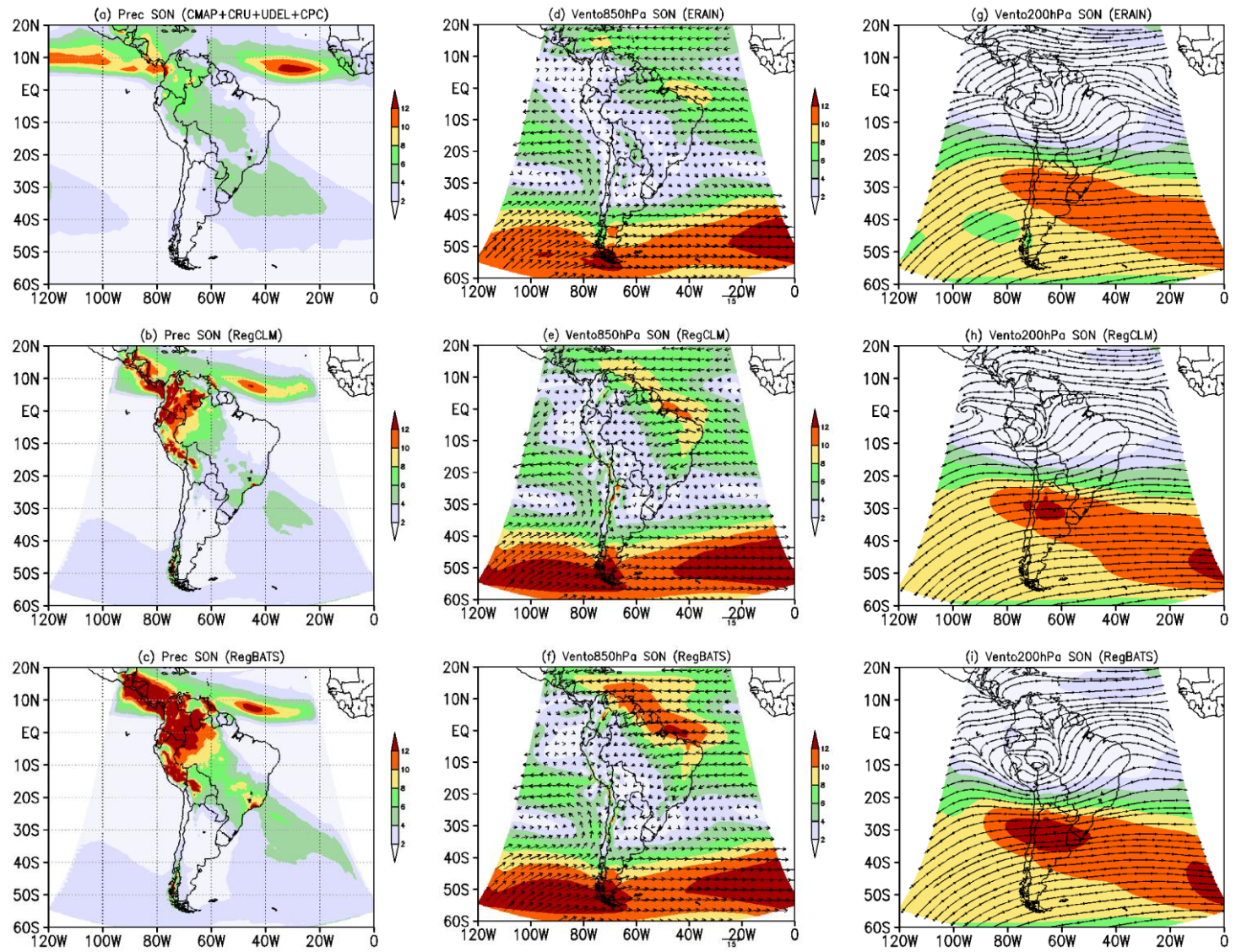


Figura 4.4.: Climatologia (1980-2009) da precipitação (mm/dia) na AS para SON (a) conjunto de observações (b) RegCLM (c) RegBATS. Vento em 850hPa na AS para DJF (d) ERAIN (e) RegCLM (f) RegBATS. Vento em 200hPa na AS para DJF (g) ERAIN (h) RegCLM (i) RegBATS.



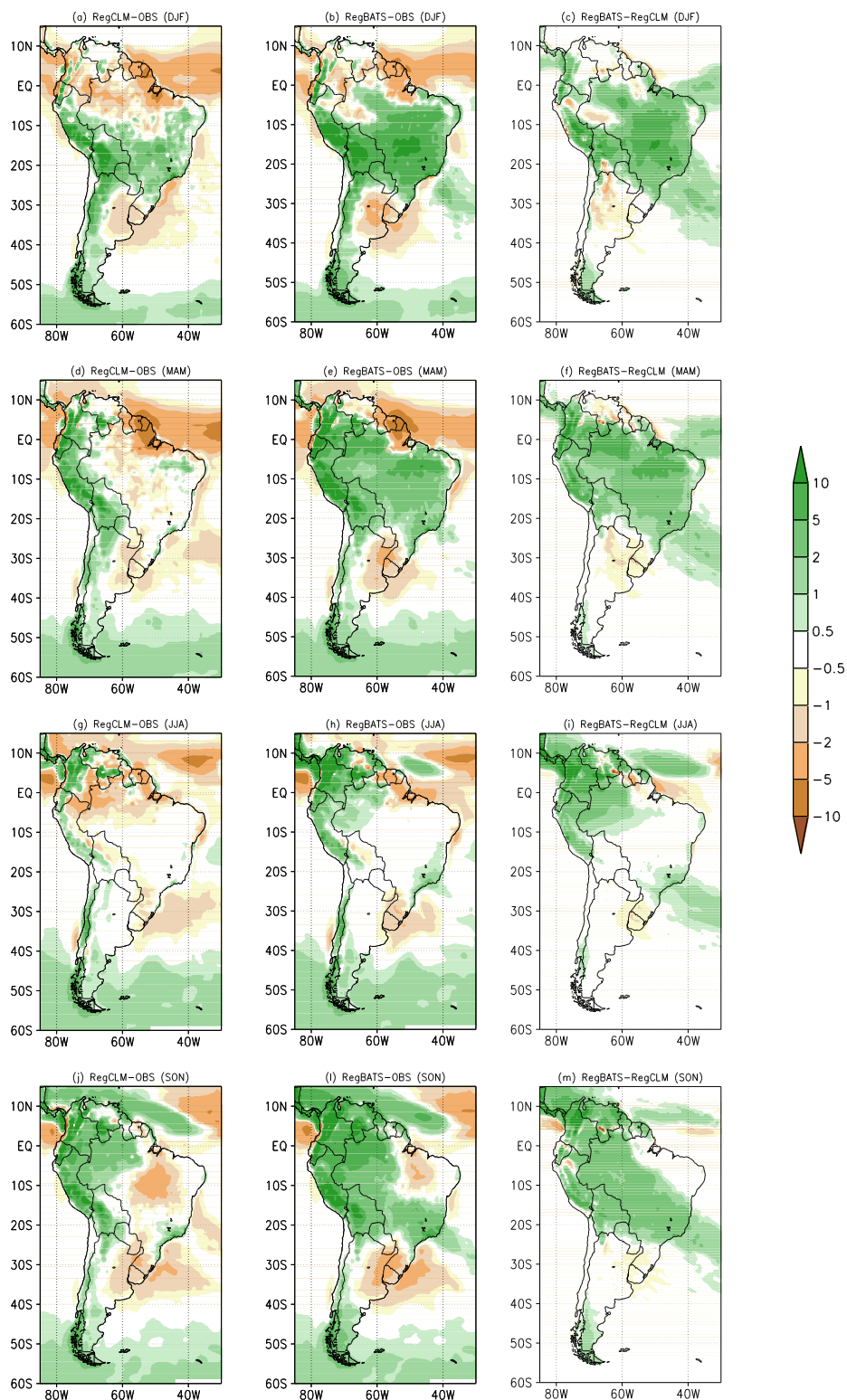


Figura 4.5.: Diferença entre as observações e a precipitação simulada no verão (a,b,c), outono (d,e,f), inverno (g,h,i) e primavera (j,l,m). RegCLM na coluna da esquerda, RegBATS na coluna central e RegBATS-RegCLM na coluna da direita.

4.2. Padrão Sazonal da temperatura do ar a 2m de altura

As climatologias sazonais da temperatura do ar a 2m de altura sobre a AS do RegCLM e do RegBATS juntamente com o conjunto de observações (ERAIN, CRU e UDEL) são apresentadas nas **Figuras 4.6 e 4.7**. As diferenças entre os campos de temperatura do ar das simulações e das observações, juntamente com a diferença entre as simulações (RegBATS e RegCLM) são apresentadas na **Figura 4.8**.

As simulações representam a distribuição espacial da temperatura similar ao conjunto de observações, embora apresentem alguns erros (**Figuras 4.6 e 4.7**). Diferenças de até 4°C são observadas entre as simulações e as observações (**Figura 4.8**) na costa oeste da AS, representando condições simuladas mais quentes do que as observadas. Esse erro é característico das simulações e ocorre em todas as estações do ano. Nuvens do tipo stratocumulus são típicas nessa região e tem uma forte influência sobre o balanço de radiação. Segundo Collins et al. (2006b), em um estudo realizado com o modelo CCSM3 reportou que esse tipo de nuvem não é simulada adequadamente pelo modelo, o que parece ser o caso do RegCM4.

Durante o verão, outono e primavera o RegBATS apresenta duas regiões com valores altos de temperatura, isto é, é mais quente que o CRU no extremo noroeste da AS e na região que compreende o sudeste da Argentina, Paraguai e Uruguai (**Figuras 4.8b, 4.8e e 4.8l**). Mas em termos absoluto, os erros são maiores nos meses de verão, com valores de superestimativa da temperatura que variam de 1°C a 4°C (**Figura 4.8b**). Essas regiões apresentam os menores valores de precipitação simulado, pelo RegBATS, conforme mostra a **Figura 4.5b**. Durante o inverno um padrão do tipo dipolo é observado no RegBATS, sendo que a superestimativa da temperatura nesse período ocorre sobre a Bacia Amazônia (**Figura 4.8h**). Já o RegCLM apresenta um núcleo mais quente que as observações no nordeste da Argentina e Amazônia durante o verão (**Figura 4.8a**), que se desintensifica durante o outono (**Figura 4.8d**), e outro núcleo de bias quente sobre a região Amazônia e nordeste do Brasil durante a primavera (**Figura 4.8j**). No inverno (**Figura 4.8g**), o RegCLM é mais frio que as observações em quase todo o domínio de simulação. De uma forma geral o RegCLM é mais frio que o RegBATS sobre o continente (**Figura 4.8**), um comportamento contrário do que se esperaria, uma vez que o RegBATS (como discutido anteriormente) é mais úmido que o RegCLM se esperaria que fosse mais frio.

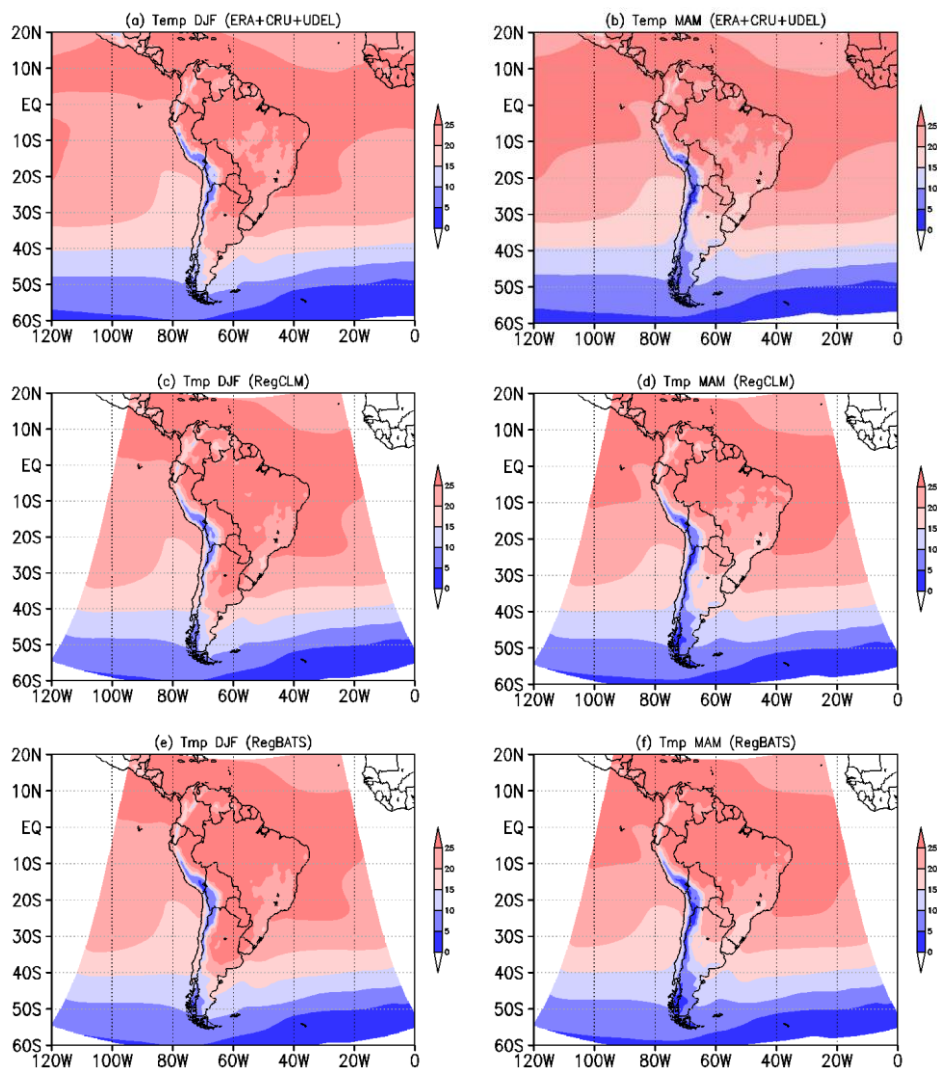


Figura 4.6.: Climatologia (1980-2009) sazonal da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) na AS no verão (DJF – esquerda) e outono (MAM – direita) do conjunto de observações (a,b), e dos modelos RegCLM (c,d) e RegBATS (e,f).

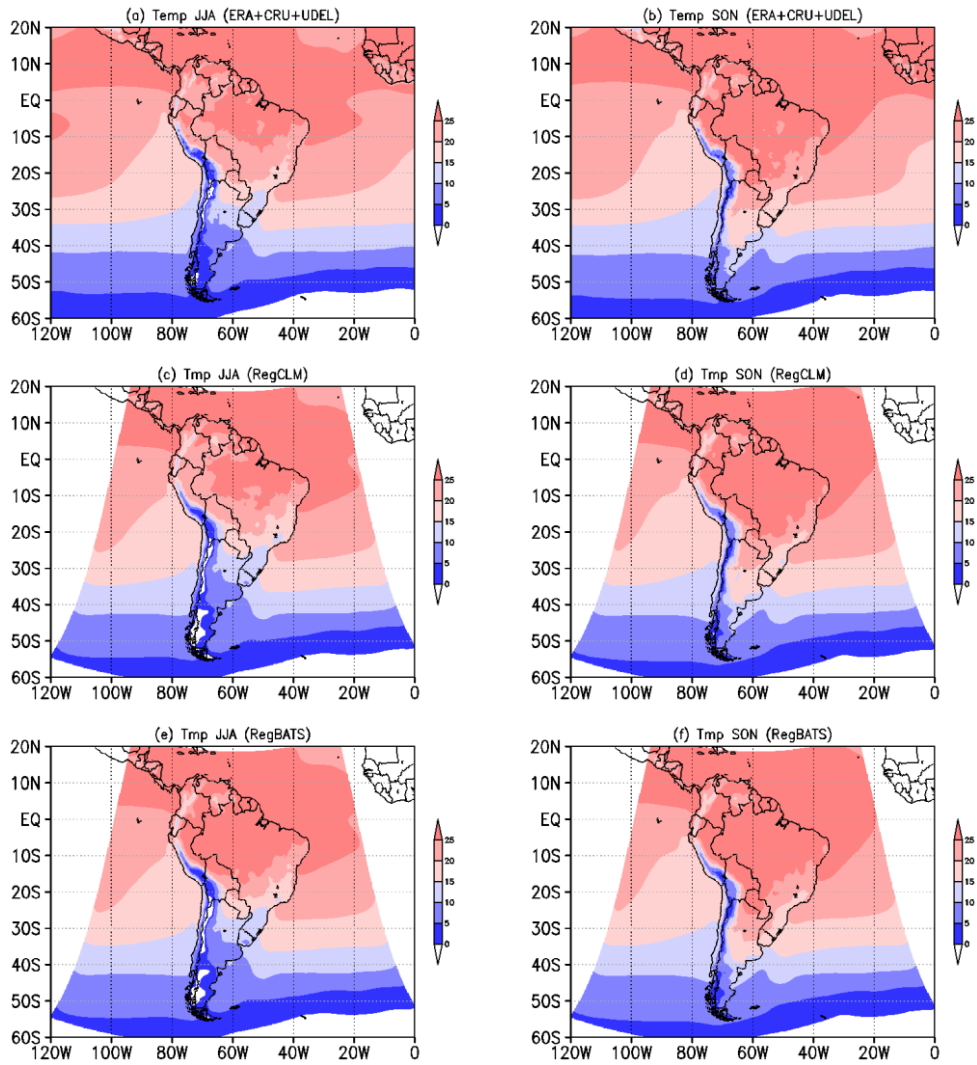


Figura 4.7.: Climatologia (1980-2009) sazonal da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) na AS no inverno (JJA – esquerda) e primavera (SON – direita) do conjunto de observações (a,b), e dos modelos RegCLM (c,d) e RegBATS (e,f).

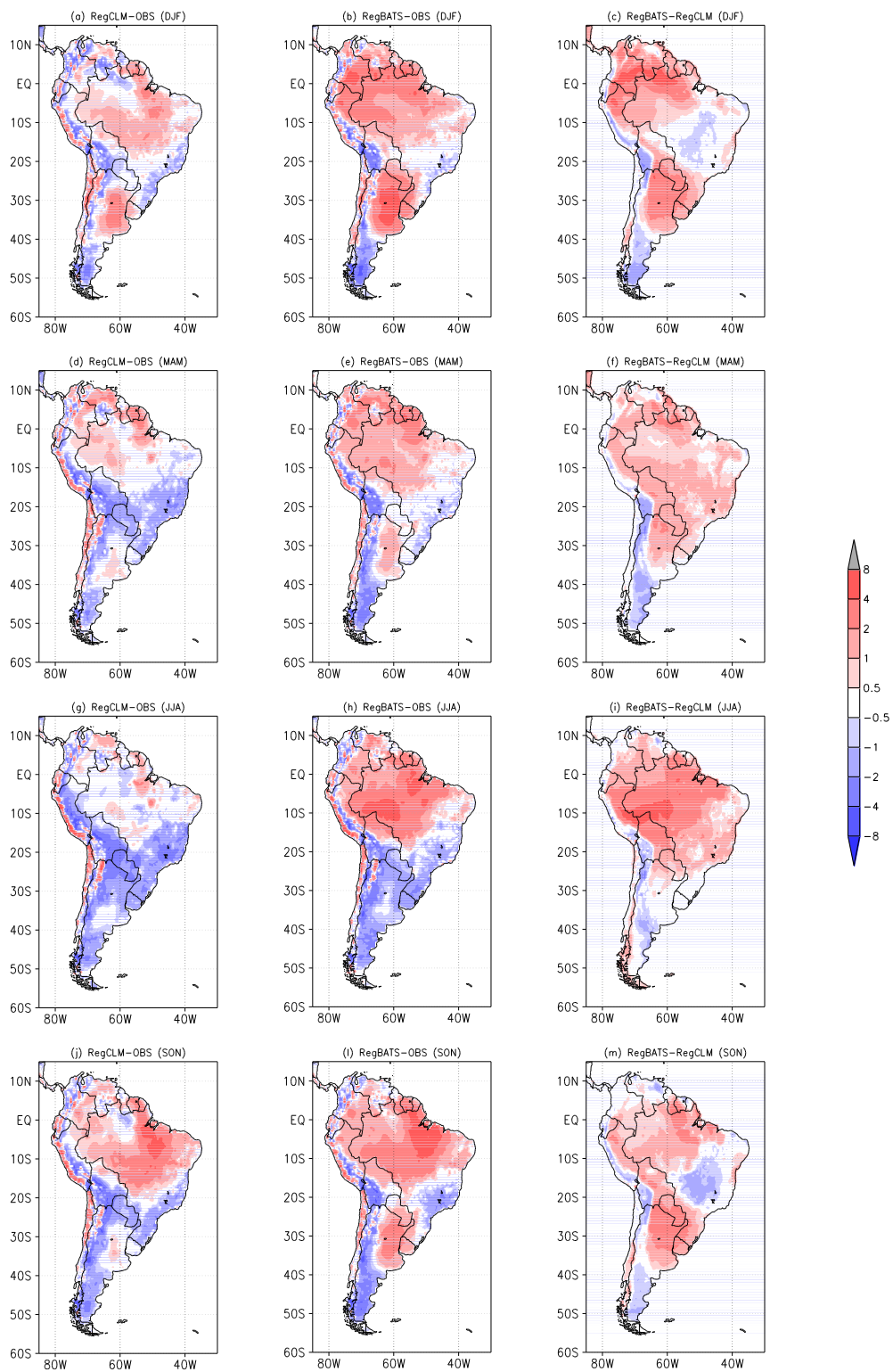


Figura 4.8.: Diferença entre a temperatura do ar observada e as simulações no verão (a,b,c), outono (d,e,f), inverno (g,h,i) e primavera (j,l,m). RegCLM na coluna da esquerda, RegBATS na coluna central e RegBATS-RegCLM na coluna da direita.

4.3. Ciclo Anual

A **Figura 4.9** apresenta o diagrama de Hovmöller para o ciclo anual da precipitação diária sobre o continente. Foram consideradas as longitudes de 35° a 80°W para a média da precipitação, a latitude é representada na ordenada e o tempo (meses) na abscissa. As linhas contínuas em preto (**Figura 4.9**) ilustram a evolução da convecção continental associada com o recuo e a expansão do Sistema de Monção da AS (SAM, Vera et al., 2006), que se move para o norte em janeiro de ~10-20°S até ~5°N em julho-agosto-setembro. Entre outubro-dezembro a SAM recua para a sua posição mais ao sul, que corresponde ao início da estação chuvosa (dezembro-abril) na região amazônica, sudeste e centro-oeste do Brasil. O movimento sazonal da SAM determina essencialmente a ocorrência da estação seca e chuvosa em algumas regiões equatoriais e subtropicais da AS.

As simulações mostram a evolução espaço-temporal da convecção continental (**Figuras 4.9b e 4.9c**) semelhante ao CPC. Uma maior expansão norte-sul da SAM e precipitações mais intensas são notadas nas simulações ao longo do ano. O RegBATS representa esse sistema mais úmido que o RegCLM, o que está de acordo com o que foi discutido em relação à **Figura 4.5**.

A faixa latitudinal compreendida entre ~25°S e 35°S apresenta mínimos de precipitação no inverno e máximos no verão (**Figura 4.9a**) sendo que a amplitude do ciclo anual é pequena (~2 mm/dia). Ambas as simulações representam esse mínimo durante o inverno, sendo que a principal deficiência ocorre na definição do término do período mais seco que nas simulações se prolonga até dezembro.

Uma região (4°S a 23°S) de mínimos de precipitação é observada de junho a setembro (**Figura 4.9a**). Durante esse período essa região sofre influência da ASAS conforme discutido anteriormente. Ambas as simulações representam esse período muito semelhante à observação mas o RegCLM apresenta um atraso no término da estação seca, que ocorre em setembro no CPC e nesta simulação se estende até final de setembro. Outra deficiência do RegCLM é a maior expansão da região seca no sentido norte-sul (~5°S a 27°S), já o RegBATS retrai esse sinal seco e o confina entre as latitudes 22°S e 8°S.

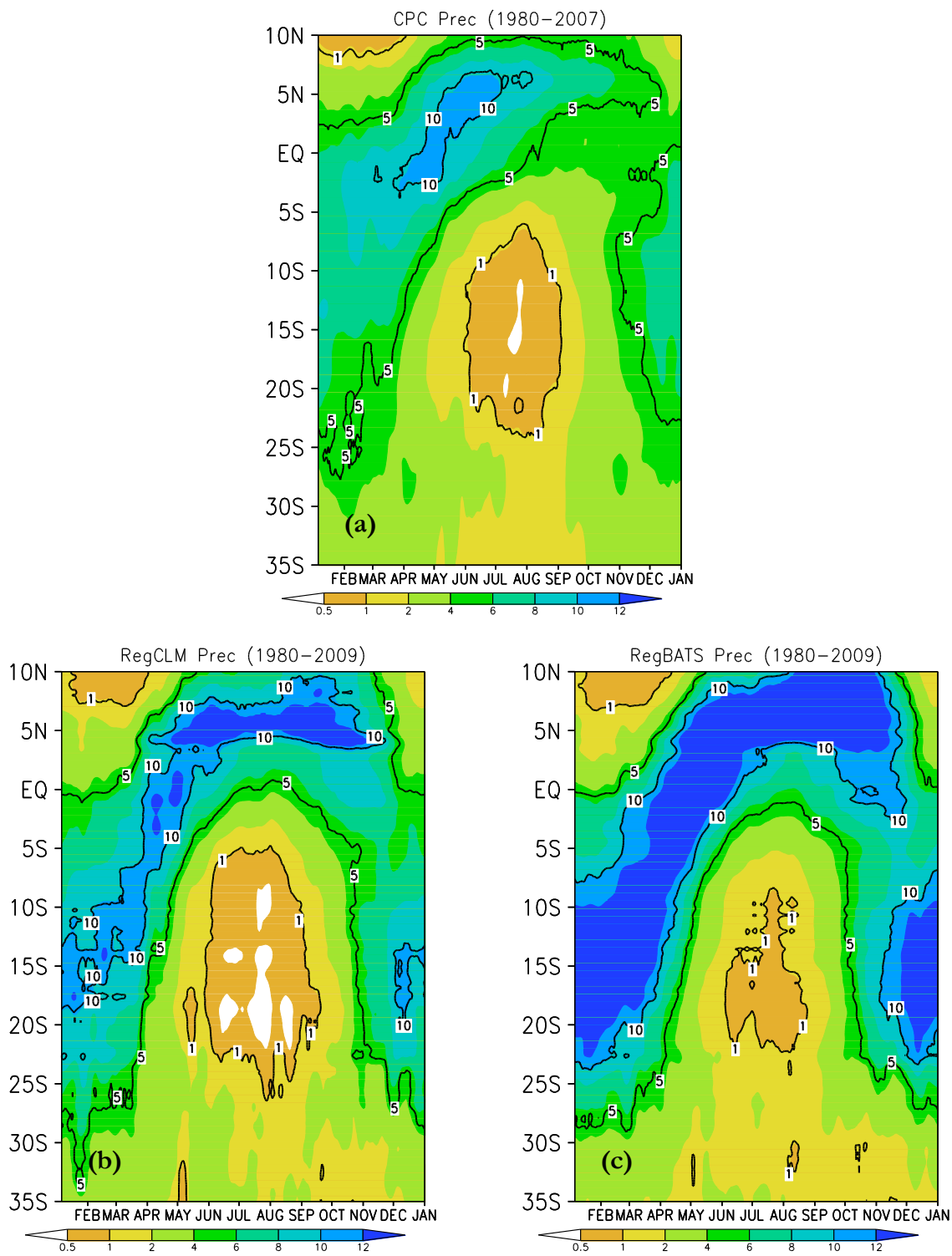


Figura 4.9.: Ciclo anual da precipitação diária (mm/dia) média na área de 35 a 80°W (a) CPC (1980-2007) (b) RegCLM (1980-2009) (c) RegBATS (1980-2009).

A **Figura 4.10** apresenta o diagrama de Hovmöller para o ciclo anual da temperatura do ar diária, a 2 metros de altura, sobre o continente. Foram consideradas as longitudes de 35 a 80°W para a média da temperatura, a latitude é representada na ordenada e o tempo (meses) na abscissa. A análise da ERA-Interim apresenta duas regiões de máximos da temperatura ($>25^{\circ}\text{C}$), uma entre 10°N - 7°N durante todos os meses do ano, e outra desde 7°N até 7°S durante setembro-dezembro. A evolução temporal e espacial da isoterma de 20°C é observada a partir de março em 35°S, atingindo latitudes menores (15°S) nos meses de inverno, e a partir daí um decaimento latitudinal é observado até dezembro em que se encontra novamente em 35°S. Uma isoterma de 15°C também é observada entre maio e outubro em 35°S, sendo que durante os meses de julho-agosto alcançando latitudes próximas a 27°S.

A evolução temporal da temperatura diária no RegCLM (**Figura 4.10c**) apresenta algumas diferenças em relação à observação, como por exemplo uma região de máxima temperatura (25°C) entre os meses de janeiro-junho entre 12°S e 4°N, e uma região (35°S e 30°S) de mínima temperatura entre os meses de junho- setembro. Por outro lado, o RegBATS simula temperaturas mais altas do que é observado, desde a latitude de 12°S até 10°N, conforme já mostrava a **Figura 4.3**. Assim como o RegCLM, o RegBATS apresenta uma região de temperaturas mínimas, entre maio-setembro, desde as latitudes de 35°S e 30°S, menores que o observado.

As simulações apresentam resultados de temperatura muito semelhantes na região subtropical da AS, já nos trópicos, o RegCLM simula a temperatura com erros menores que o RegBATS.

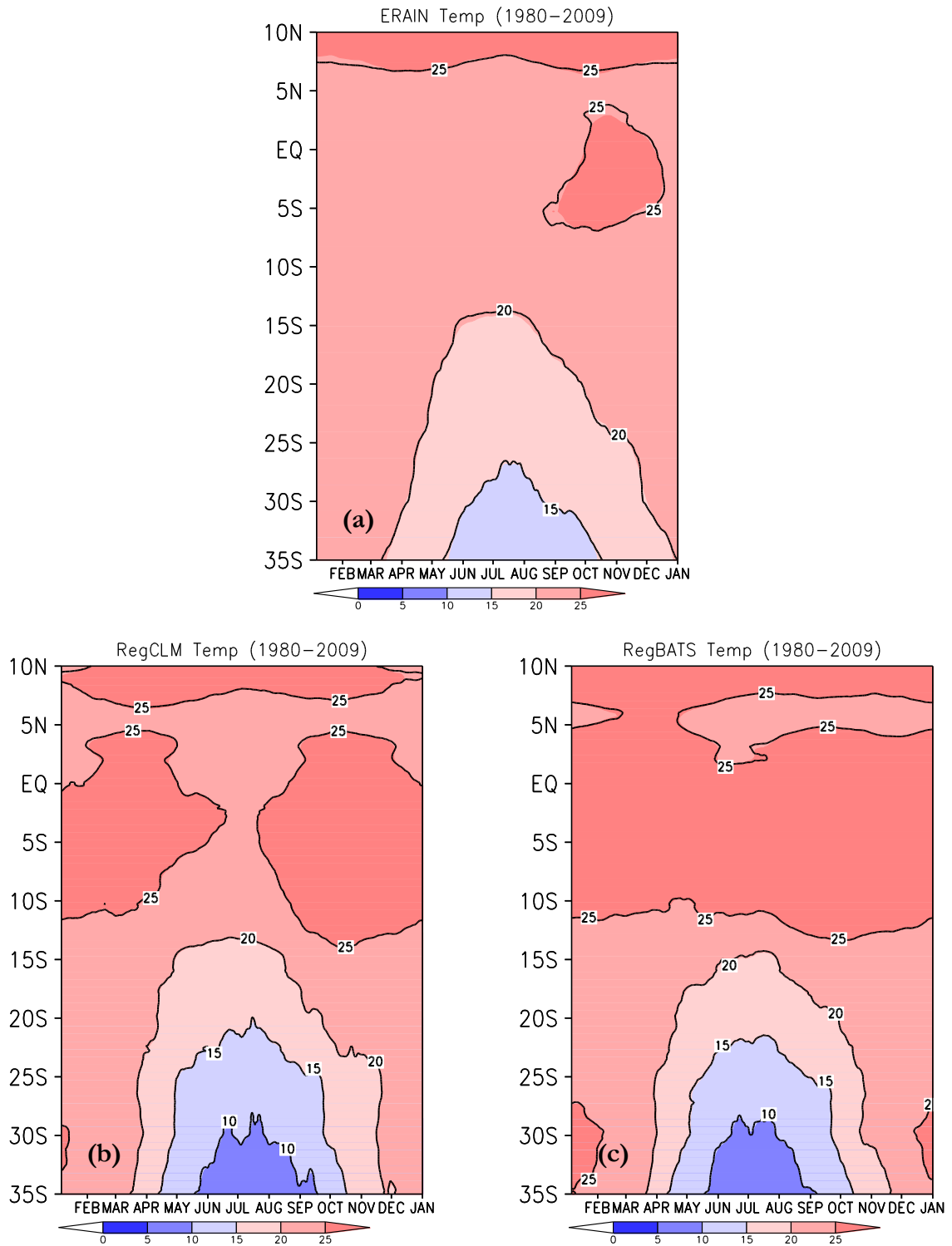


Figura 4.10.: Ciclo Anual da temperatura diária (°C) média na área de 35 a 80°W (a) ERAIN (1980-2009) (b) CRU (1980-2009) (c) RegCLM (1980-2009) (d) RegBATS (1980-2009).

A **Figura 4.11** mostra o ciclo anual médio, das componentes do balanço de água à superfície (precipitação – Prec; evapotranspiração – ET; escoamento superficial e umidade do solo - US), calculado para a região AMZ. O ciclo anual médio da precipitação observada refere-se

à média de quatro conjuntos de dados (CMAP, CPC, UDEL e CRU). Na **Figura 4.11** as linhas pontilhadas em preto referem-se aos valores máximos e mínimos desse conjunto de dados. Para os fluxos, a linha em preto refere-se à média dos dados medidos nas torres micrometeorológicas descritas no subitem 3.1.3. Na **Tabela 4.1** são apresentadas as medidas estatísticas, definidas no subitem 3.3.1, para a precipitação e temperatura do ar em relação à média das observações para a AMZ.

A precipitação observada (**Figura 4.11a**) mostra um ciclo anual bem definido para essa região, com valores máximos durante os meses de outubro a maio, e valores mínimos de junho a setembro. Ambas as simulações representam a fase do ciclo anual médio observado, sendo que o RegCLM reduz o bias úmido do RegBATS durante a estação chuvosa. O RegBATS superestima a precipitação em até 3 mm/dia, durante o período mais úmido. Durante os meses mais secos, o RegBATS simula valores de precipitação mais próximos do observado. Pela **Tabela 4.1** tem-se que o RegCLM, para a região AMZ, apresenta os menores valores de bias, erro médio absoluto e RMSE, indicando que para essa região, o RegCLM apresenta climatologia de precipitação mais próximas das observações se comparada a do RegBATS.

Durante o período de setembro-abril na AMZ o RegCLM apresenta menores valores de evapotranspiração do que o RegBATS (**Figura 4.11b**), acarretando em valores simulados mais baixos de precipitação para esses meses (**Figura 4.11a**). Para os outros meses (junho-agosto) esse padrão se inverte e o RegBATS apresenta valores menores de evapotranspiração do que o RegCLM. Isto resulta em valores de precipitação no RegBATS menores e mais de acordo com o conjunto de observações (**Figura 4.11a**). Um ponto interessante é que mesmo o RegBATS tendo simulado valores de evapotranspiração mais baixos do que o RegCLM, durante o período seco, esse último simula valores de precipitação menores, indicando que durante os meses mais secos os processos de superfície não explicam o bias negativo de precipitação no RegCLM, mas fatores de grande escala, como por exemplo, a circulação atmosférica. O ciclo anual médio da evapotranspiração observada na AMZ (**Figura 4.11b**) exibe pequena amplitude, com valores máximos de julho- outubro (estação seca), enquanto ambas as simulações superestimam na maior parte do ano esses valores, e apresentam a fase do ciclo anual deslocada.

Na AMZ central alguns estudos observacionais reportaram que a evapotranspiração não é limitada pela umidade do solo (Saleska et al., 2007; da Rocha et al., 2004) por apresentar durante a estação seca os máximos valores de evapotranspiração, pelo fato de as raízes irem buscar água em níveis mais profundos. Existe uma grande dificuldade em simular esses máximos de evapotranspiração para essa região durante a estação seca, tanto por esquemas de superfície em

modo *off-line* (Gonçalves et al., 2013) como por modelos acoplados, como é o caso do RegBATS e do RegCLM (**Figura 4.11a**)

O escoamento de superfície simulado é apresentado na **Figura 4.11c**. O RegBATS simula maiores valores de escoamento de superfície do que o RegCLM de setembro-junho, mesmo período em que apresenta bias positivo de precipitação (**Figura 4.11a**). Já para os outros meses as duas simulações apresentam valores muito semelhantes. O ciclo anual do escoamento superficial de ambas as simulações acompanham o ciclo anual da precipitação (**Figura 4.11a**).

Em relação à umidade do solo (**Figura 4.11d**) o RegBATS apresenta solo mais úmido do que o RegCLM tanto na camada mais rasa (linhas contínuas) como na zona de raízes (linhas pontilhadas). No RegCLM tanto a umidade do solo na camada de superfície como na zona de raízes decaem durante a estação seca (**Figura 4.11d**), sendo que o mínimo da umidade do solo simulada na zona de raízes (setembro-outubro) ocorre após ao mínimo da umidade do solo na camada de superfície (julho-agosto). Para a AMZ, Bruno et al. (2006) reportaram por meio de observações de campo, que a umidade do solo apresenta marcante variabilidade sazonal, ou seja, secamento do solo mais evidente nos níveis rasos no começo da estação seca, seguido de secamento em níveis intermediários, e sob estado próximo da saturação durante a maior parte da estação chuvosa. Este padrão é evidente na simulação com o RegCLM com secamento do solo na camada mais rasa do início da estação seca, seguido do secamento do solo na zona de raízes, retornando para umidades mais altas no período úmido.

Pela análise do balanço de água em superfície nota-se que o RegBATS apresenta maiores valores de umidade no solo, de evapotranspiração, escoamento de superfície e precipitação.

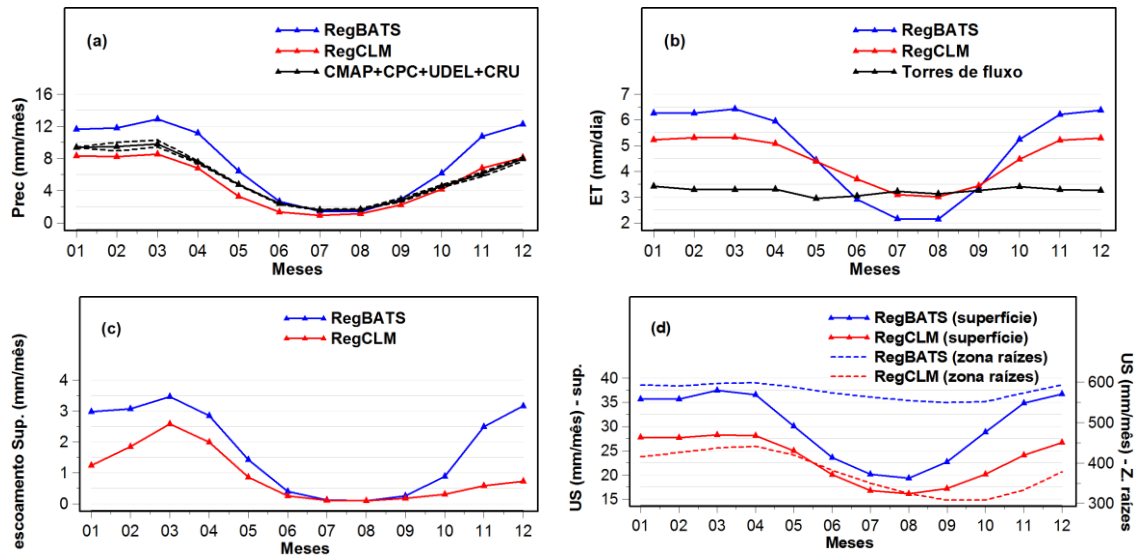


Figura 4.11.: Ciclo anual médio do balanço de água para a região AMZ, para o RegBATS (linha azul), RegCLM (linha vermelha) e observação (linha preta) das seguintes variáveis (a) precipitação (mm/mês) (b) evapotranspiração (mm/mês) (c) escoamento superficial (mm/mês) (d) umidade do solo na camada superficial e zona de raízes (mm/mês). As linhas pontilhadas em preto, no gráfico da precipitação, referem-se aos valores máximos e mínimos do conjunto de dados (CMAP, CPC, UDEL e CRU).

A **Figura 4.12** mostra o ciclo anual médio das componentes do balanço de energia à superfície (temperatura – Temp; fluxo de calor sensível – H; saldo de radiação – Rn; fluxo de calor latente – LE e razão de Bowen) calculado para a região AMZ. O ciclo anual médio da temperatura observada refere-se à média de três conjuntos de dados (ERAIN, UDEL e CRU). As linhas pontilhadas em preto referem-se aos valores máximos e mínimos desse conjunto de dados. Para os fluxos, a linha em preto refere-se à média dos dados medidos nas torres micrometeorológicas descritas no subitem 3.1.3.

O ciclo anual da temperatura do ar para a AMZ é mostrado na **Figura 4.12a**. O RegCLM simula valores de temperatura do ar mais próximos da observação, com exceção do período agosto-dezembro, em que os valores simulados de temperatura do ar são superiores ao do intervalo de máximos do conjunto de observações, superestimando a temperatura nestes meses. O RegBATS superestima a temperatura do ar observada durante todo os meses do ano, com maior superestimativa durante o período seco.

O RegBATS simula menores valores de albedo, principalmente durante a estação seca, em relação ao RegCLM (**Figura 4.12e**). Este menor albedo no RegBATS permite maior absorção de energia solar pela superfície. Como consequência, o RegBATS simula o fluxo de calor sensível (H) com valores mais elevados do que o RegCLM (**Figura 4.12b**), explicando as maiores temperaturas (**Figura 4.12a**). Por outro lado, o RegBATS apresenta fluxo de calor latente mais baixo (**Figura 4.12d**) do que o RegCLM, uma condição necessária para o fechamento do balanço

de energia. O saldo de radiação (**Figura 4.12c**) simulado apresenta valores muito próximos entre as simulações, com exceção do período seco em que o RegBATS simula altos valores de H.

A razão de Bowen (**Figura 4.12f**) mostra maiores valores na simulação RegBATS durante a estação seca. Isto indica que a maior parte da energia disponível está sendo utilizada para aquecer o ar e pouca quantidade utilizada para o processo de evapotranspiração. A razão de Bowen observada é praticamente constante ao longo do ano, e o RegCLM melhor representa a observação. Portanto, o RegCLM simula melhor a partição de energia e com isso reduz os erros no ciclo anual de temperatura e na precipitação quando comparados com as observações. Mas, mesmo o RegCLM tendo simulado os fluxos de superfície mais próximo das observações que o RegBATS, nota-se deficiência em representar a magnitude e a fase das observações, indicando que melhorias nessa associação CLM/Emanuel no RegCM ainda necessitam ser realizadas para representação mais realística dos processos de superfície.

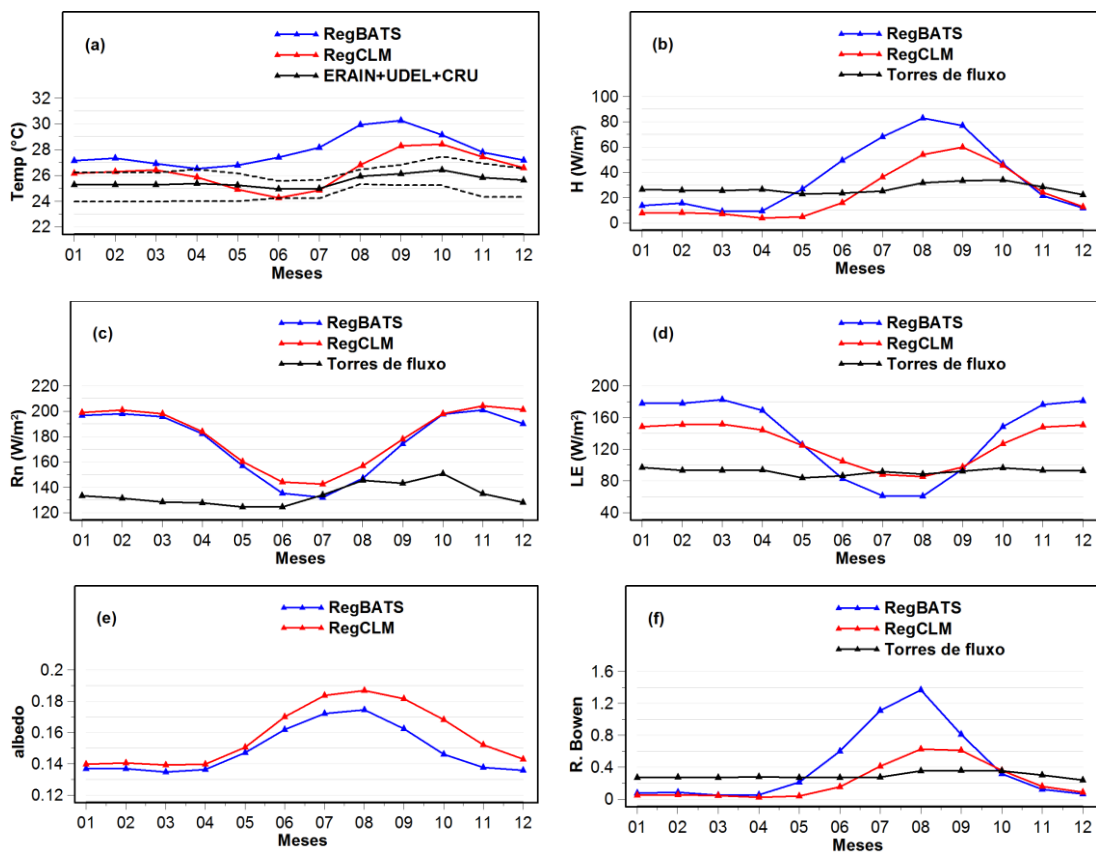


Figura 4.12.: Ciclo anual médio do balanço de energia para a região AMZ, para o RegBATS (linha azul), RegCLM (linha vermelha) e observação (linha preta) das seguintes variáveis (a) temperatura (°C) (b) calor sensível (W/m²) (c) saldo de radiação (W/m²) (d) calor latente (W/m²) (e) albedo (f) razão de Bowen. As linhas pontilhadas em preto, no gráfico da temperatura, referem-se aos valores máximos e mínimos do conjunto de dados (ERAIN, UDEL e CRU).

O ciclo anual do balanço de água para a região LPB é apresentado na **Figura 4.13**. O ciclo anual observado da precipitação (**Figura 4.13a**) para essa região apresenta um padrão bem definido, com um período mais seco durante os meses de outono/inverno (maio a agosto) e um período mais úmido nos meses de primavera/verão (setembro a abril). Ambas as simulações superestimam a precipitação de janeiro-março e dezembro-novembro e subestimam nos outros meses. De uma forma geral tanto o RegBATS como o RegCLM simulam o ciclo anual da precipitação para essa região similar à observação, tanto em fase como em intensidade, com bias de 0,1 mm/mês (RegBATS **Tabela 4.1**) e -0,2 mm/mês (RegCLM; **Tabela 4.1**).

O ciclo anual da evapotranspiração simulada é apresentado na **Figura 4.13b**. Nota-se que as simulações possuem valores muito próximos para todo o ano, com diferenças mínimas nos meses de agosto, novembro e dezembro. Isto sugere que as diferenças na precipitação simulada (~2mm/dia) não é originada pelos processos de superfície locais, e sim por outros fatores de escala maior (sinótica, grande escala, mesoescala), como por exemplo associados à circulação atmosférica. Para os meses de verão (dezembro a março) os maiores valores de precipitação simulados pelo RegBATS podem estar relacionado com o JBN, que trás umidade da região amazônica para a região da LPB.

Em relação à água disponível no solo na camada de superfície, como mostra a **Figura 4.13d** (linha contínua), o RegCLM apresenta mais água disponível nessa camada do que o RegBATS. Já para a zona de raízes (linha pontilhada) o RegBATS simula maiores valores do que o RegCLM.

Por apresentar a camada superior do solo mais úmida, o escoamento de superfície simulado pelo RegCLM apresenta maiores valores que do RegBATS (**Figura 4.13c**).

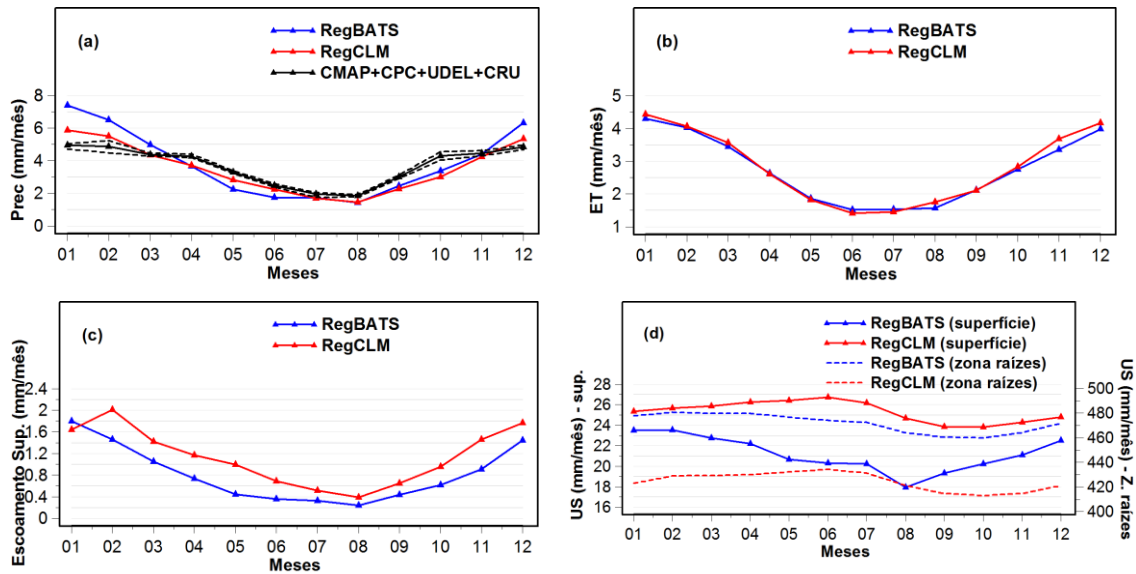


Figura 4.23.: Ciclo anual médio do balanço de água para a região LPB, para o RegBATS (linha azul), RegCLM (linha vermelha) e observação (linha preta) das seguintes variáveis (a) precipitação (mm/mês) (b) evapotranspiração (mm/mês) (c) escoamento superficial (mm/mês) (d) umidade do solo na camada superficial e zona de raízes (mm/mês). As linhas pontilhadas em preto, no gráfico da precipitação, referem-se aos valores máximos e mínimos do conjunto de dados (CMAP, CPC, UDEL e CRU).

O ciclo anual das componentes do balanço de energia em superfície é mostrado na **Figura 4.14**. O ciclo anual observado da temperatura do ar para a LPB apresenta valores mínimos durante os meses de inverno e máximos durante os meses de verão (**Figura 4.14a**). Esta característica observada é simulada em ambos os experimentos. Em relação à temperatura do ar, de acordo com a **Tabela 4.2**, o RegBATS apresenta valores mais próximos ao conjunto de observações (bias=0,4°C), sendo que, esse experimento superestima a observação entre janeiro-abril e de outubro-dezembro, subestimando nos outros meses. Já o RegCLM subestima as observações de maio-dezembro e apresenta valores praticamente iguais a observada nos outros meses. Pela **Tabela 4.2** nota-se que o bias do RegCLM é igual a -0,9°C para a LPB.

O fluxo de calor sensível simulado é apresentado na **Figura 4.14b**. O RegBATS apresenta maiores valores do que o RegCLM, indicando que no BATS existe mais energia para aquecer o ar, explicando então os maiores valores de temperatura do ar. Um ponto interessante é que o RegCLM apresenta menores valores de albedo (**Figura 4.14e**), significando uma maior absorção de energia pela superfície para ser particionada para evaporar água e aquecer o ar. O saldo de radiação (**Figura 4.14c**) é praticamente igual em ambos os experimentos. A razão de Bowen (**Figura 4.14f**) é maior durante todos os meses do ano para o RegBATS, indicando maior energia disponível para aquecer o ar do que o RegCLM.

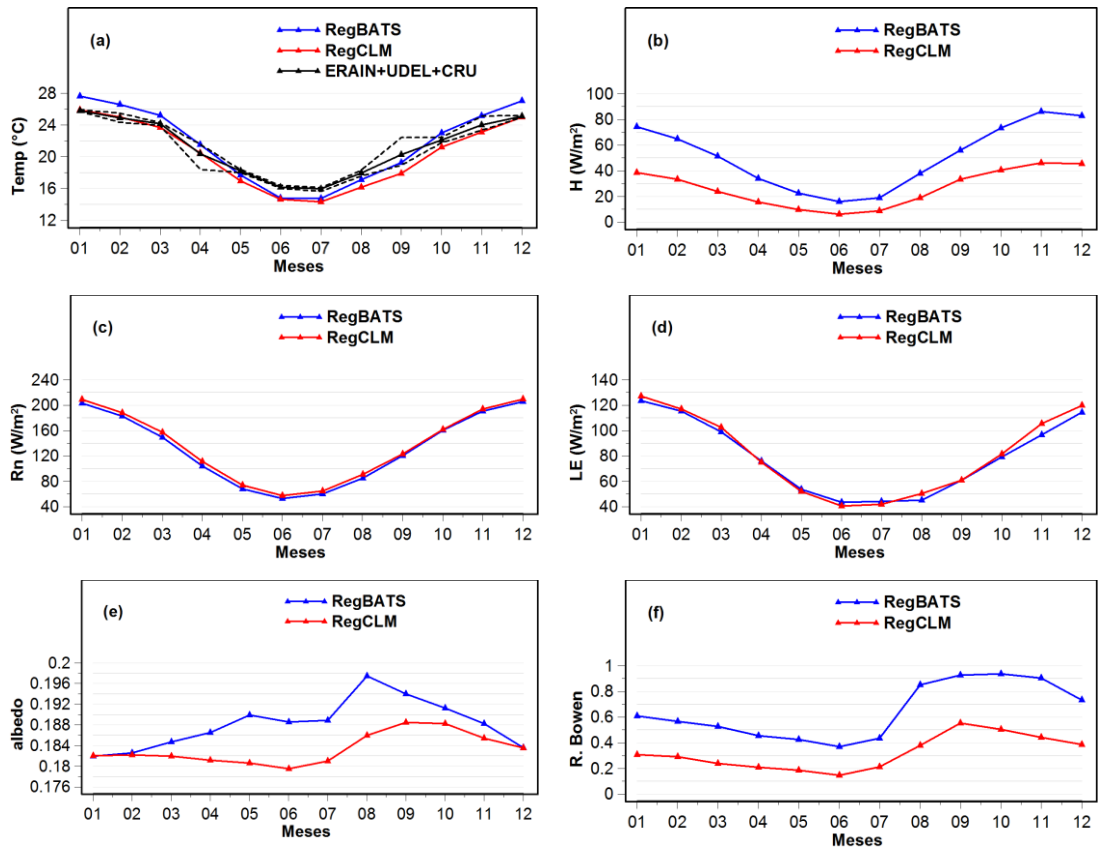


Figura 4.14.: Ciclo anual médio do balanço de energia para a região LPB, para o RegBATS (linha azul), RegCLM (linha vermelha) e observação (linha preta) das seguintes variáveis (a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$) (b) calor sensível (w/m^2) (c) saldo de radiação (W/m^2) (d) calor latente (W/m^2) (e) albedo (f) razão de Bowen. As linhas pontilhadas em preto, no gráfico da temperatura, referem-se aos valores máximos e mínimos do conjunto de dados (ERAIN, UDEL e CRU).

O ciclo anual das componentes do balanço de água para a região NDE é mostrado na **Figura 4.15**. Nesta região um dos sistemas mais importantes no ciclo anual da precipitação é a ZCIT. Os máximos pluviométricos registrados nos primeiros meses do ano devem-se à migração da ZCIT para sua posição mais ao sul (Hastenrath, 1991). Outros sistemas importantes para a precipitação no NDE são a atuação da brisa marítima, frentes frias que atigem o sul do NDE, VCANS e as ondas de leste (Reboita et al., 2009). Os máximos pluviométricos observados nos primeiros meses do ano (janeiro-maio, **Figura 4.15a**) são simulados por ambos os experimentos, sendo que o RegBATS apresenta maiores superestimativa enquanto o RegCLM simula a precipitação neste período mais próxima da observação. De junho a setembro a precipitação simulada é muito próxima da observação, e de outubro a dezembro ambos os experimentos subestimam a precipitação, exceto em dezembro em que o RegBATS apresenta valores maiores que a observação. Pela **Tabela 4.1** tem-se que o RegCLM apresenta os menores índices estatísticos para o NDE, indicando uma maior concordância com as observações.

Pelo ciclo médio anual da evapotranspiração (**Figura 4.15b**) é possível notar que o RegBATS evapotranspira mais que o RegCLM, principalmente nos primeiros meses do ano. Esta taxa mais alta de evapotranspiração reflete na precipitação, fazendo com que o RegBATS precipite mais principalmente nessa época do ano. Por apresentar maior precipitação, evapotranspiração e mais água disponível solo, o RegBATS apresenta também valores mais altos de escoamento de superfície (**Figura 4.15c**).

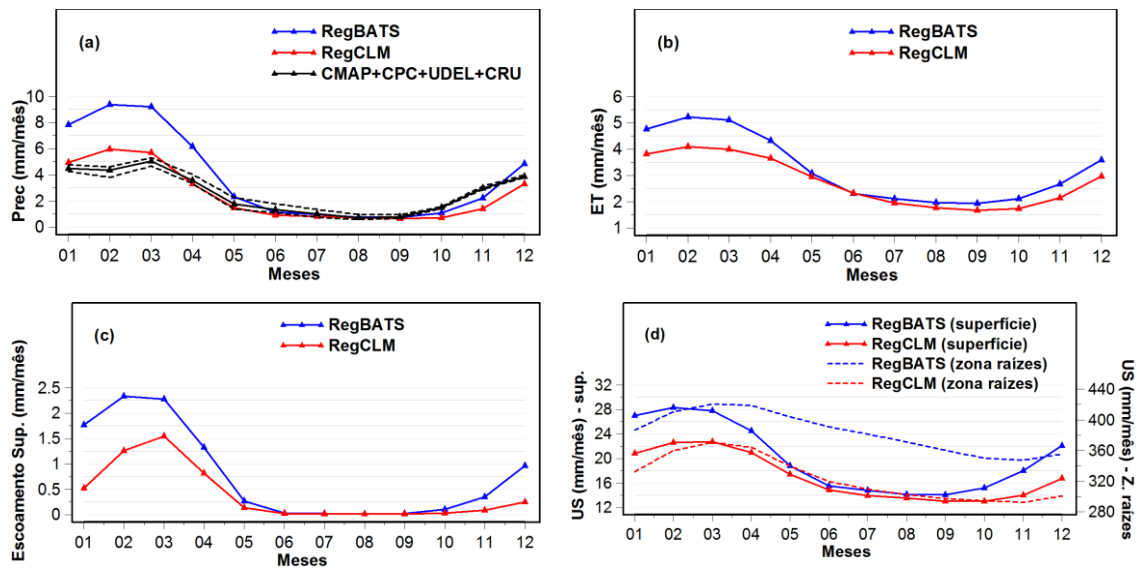


Figura 4.35.: Ciclo anual médio do balanço de água para a região NDE, para o RegBATS (linha azul), RegCLM (linha vermelha) e observação (linha preta) das seguintes variáveis (a) precipitação (mm/mês) (b) evapotranspiração (mm/mês) (c) escoamento superficial (mm/mês) (d) umidade do solo na camada superficial e zona de raízes (mm/mês). As linhas pontilhadas em preto, no gráfico da precipitação, referem-se aos valores máximos e mínimos do conjunto de dados (CMAP, CPC, UDEL e CRU).

A **Figura 4.16** apresenta o ciclo anual das componentes do balanço de energia para a região NDE. O ciclo anual médio observado da temperatura do ar no NDE (**Figura 4.16a**) mostra que os meses de setembro-março é o período mais quente e de maio-agosto o mais frio. As simulações representam corretamente estes períodos. O RegCLM aproxima-se mais das observações do que o RegBATS de janeiro-setembro, enquanto de outubro-dezembro os experimentos simulam os mesmos valores dessa variável. Em relação aos valores, o RegBATS superestima a observação durante todos os meses do ano, já o RegCLM subestima a temperatura observada de abril a julho e nos outros meses ocorre superestimativa. De acordo com a **Tabela 4.2** o RegCLM apresenta menor bias (bias=0,3°C).

O ciclo anual médio do fluxo de calor sensível é apresentado na **Figura 4.16b**. Essa figura mostra que o RegBATS simula maiores valores dessa variável, com exceção de janeiro-março em que ambas as simulações apresentam o mesmo valor. Pelo H é possível explicar, de

janeiro-agosto, o ciclo anual médio da temperatura do ar simulada, isto é, de janeiro-março ambos apresentam o mesmo valor de H o que explica a proximidade dos valores de temperatura simulados, de abril-agosto o RegBATS simula maiores valores de H o que explica o bias quente para esses meses. De setembro-dezembro o RegCLM apresenta maiores valores de razão de Bowen (**Figura 4.16f**) o que explica o fato de o RegBATS não simular maiores valores de temperatura durante esse período. O RegBATS apresenta menores valores de albedo (**Figura 4.16e**) durante todos os meses do ano, indicando maior energia absorvida pela superfície e consequentemente mais energia disponível para aquecer o ar. Os experimentos apresentaram valores muito próximos do saldo de radiação (**Figura 4.16c**).

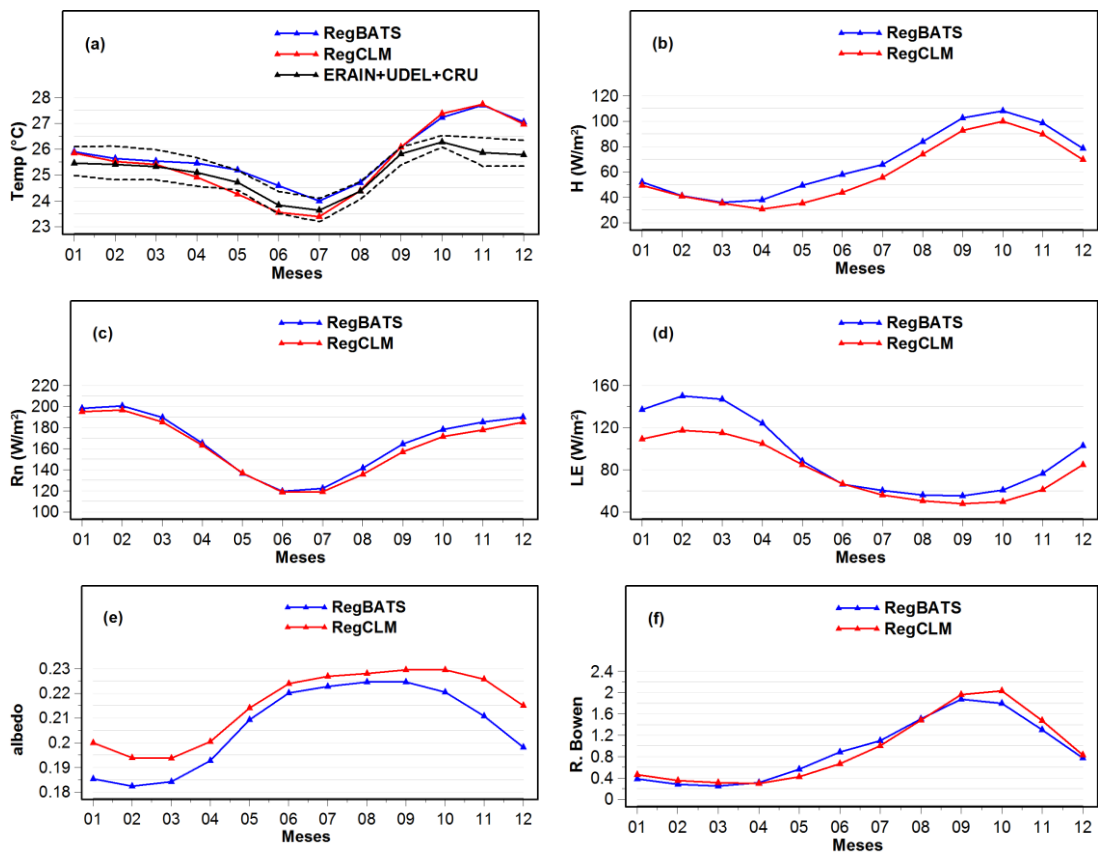


Figura 4.46.: Ciclo anual médio do balanço de energia para a região NDE, para o RegBATS (linha azul), RegCLM (linha vermelha) e observação (linha preta) das seguintes variáveis (a) temperatura (°C) (b) calor sensível (W/m²) (c) saldo de radiação (W/m²) (d) calor latente (W/m²) (e) albedo (f) razão de Bowen. As linhas pontilhadas em preto, no gráfico da temperatura, referem-se aos valores máximos e mínimos do conjunto de dados (ERA-Interim, UDEL e CRU).

Tabela 4.1.: Índices estatísticos do ciclo anual da precipitação (bias, erro médio absoluto e raiz quadrada do erro médio quadrático) dos 3 subdomínios da AS para o RegBATS e RegCLM.

Região	Média e desvio padrão (mm/dia)	Precipitação (mm/dia)			Precipitação (mm/dia)		
		RegBATS			RegCLM		
		Bias	Erro Médio Absoluto	RMSE	Bias	Erro Médio Absoluto	RMSE
AMZ	5,7 ±3,0	2,0	2,0	0,7	-0,7	0,8	0,3
LPB	4,8 ±1,1	0,1	0,9	0,3	-0,2	0,5	0,2
NDE	2,6 ±1,5	1,3	1,5	0,7	-0,1	0,6	0,2

Tabela 4.2.: Índices estatísticos do ciclo anual da temperatura (bias, erro médio absoluto e raiz quadrada do erro médio quadrático) dos 3 subdomínios da AS para o RegBATS e RegCLM.

Região	Média e desvio padrão (°C)	Temperatura (°C)			Temperatura (°C)		
		RegBATS			RegCLM		
		Bias	Erro Médio Absoluto	RMSE	Bias	Erro Médio Absoluto	RMSE
AMZ	25,5 ±0,4	2,4	2,4	0,7	0,8	1,0	0,3
LPB	21,1 ±3,4	0,4	1,2	0,4	-0,9	0,9	0,3
NDE	25,1 ±0,8	0,6	0,6	0,2	0,3	0,5	0,2

4.4. Parâmetro Lambda

Buscando entender a influência da umidade do solo (US) e da temperatura da superfície do mar (TSM) no padrão da precipitação na AS, foi calculado o parâmetro λ (equação 4 – Capítulo 3) para todas as estações do ano. A **Figura 4.17** apresenta a razão ($\lambda_{US}/\lambda_{TSM}$) entre o λ_{US} (precipitação e US) e o λ_{TSM} (precipitação e TSM) para os dados da reanálise ERAIN, RegBATS e RegCLM. Essa razão indica qual mecanismo influencia mais no padrão da precipitação. Valores da razão de λ maiores (menores) que 1 indicam que a US (TSM) domina o sinal da precipitação.

Os valores da razão de λ calculados a partir dos dados da ERAIN (**Figuras 4.17a,d,g,j**) mostram que a US é dominante no sinal da precipitação para a AS e em todas as estações do ano, com algumas exceções. Focando diretamente nas regiões de interesse do presente estudo nota-se que a precipitação na região AMZ tem maior influência da US ao longo de todo o ano, mas em DJF (**Figura 4.17a**) e MAM (**Figura 4.17d**) ocorre uma redução da razão de λ indicando também

um sinal da TSM na precipitação. Essa influência do Niño3.4 na precipitação durante estes meses também foi detectado em estudos anteriores (Foley et al., 2002; Grimm e Ambrizzi, 2009). Para a LPB nota-se um sinal mais misto, isto é, com contribuição tanto da US como da TSM, sendo que na primavera austral (**Figura 4.17j**) aumenta a influência da TSM no sinal da precipitação, o que também está de acordo com a literatura (Ropelewski e Halpert, 1987,1989; da Rocha et al., 2014). Para o NDE tem-se maior contribuição da US no sinal da precipitação, com aumento da contribuição do Niño3.4 durante o inverno austral (JJA, **Figura 4.17g**).

Analisando a razão de λ calculado a partir das simulações nota-se uma contribuição dominante da US (razão maior que 1) comparada com a contribuição da TSM na precipitação, especialmente no RegBATS (**Figuras 4.17c,f,i,m**), onde a razão é maior que 1 para quase toda a AS e para todas as estações do ano. Como discutido anteriormente o BATS é um esquema de superfície bastante sensível a forçante atmosférica (Mariotti et al., 2011; Llopart et al., 2014).

O RegCLM (**Figuras 4.17b,e,h,l**) apresenta um sinal misto, isto é, uma contribuição das duas forçantes no sinal da precipitação, e dependendo da estação do ano há uma dominância de um sobre o outro. Para a região AMZ, durante o inverno, há uma maior contribuição da TSM na região do Niño3.4 no sinal da precipitação do que nos outros períodos, o que não está de acordo com o obtido com a ERAIN. Para a LPB o sinal da TSM na precipitação é praticamente dominante nos meses de verão e outono no RegCLM. No entanto, durante a primavera onde nota-se uma maior contribuição da TSM no sinal da precipitação na ERAIN para essa região o RegCLM não representa esse sinal. Para o NDE, assim como observado na ERAIN, a US do solo domina o sinal da precipitação, com leve contribuição da TSM no inverno austral.

Resumindo, os resultados dessa análise indicam uma dominância da umidade do solo no sinal da precipitação tanto nas simulações como na ERAIN. Apesar da ERAIN ter sido considerada como observação, incertezas em relação a precipitação e umidade do solo também existem nesses dados, uma vez que são dados gerados através de modelos.

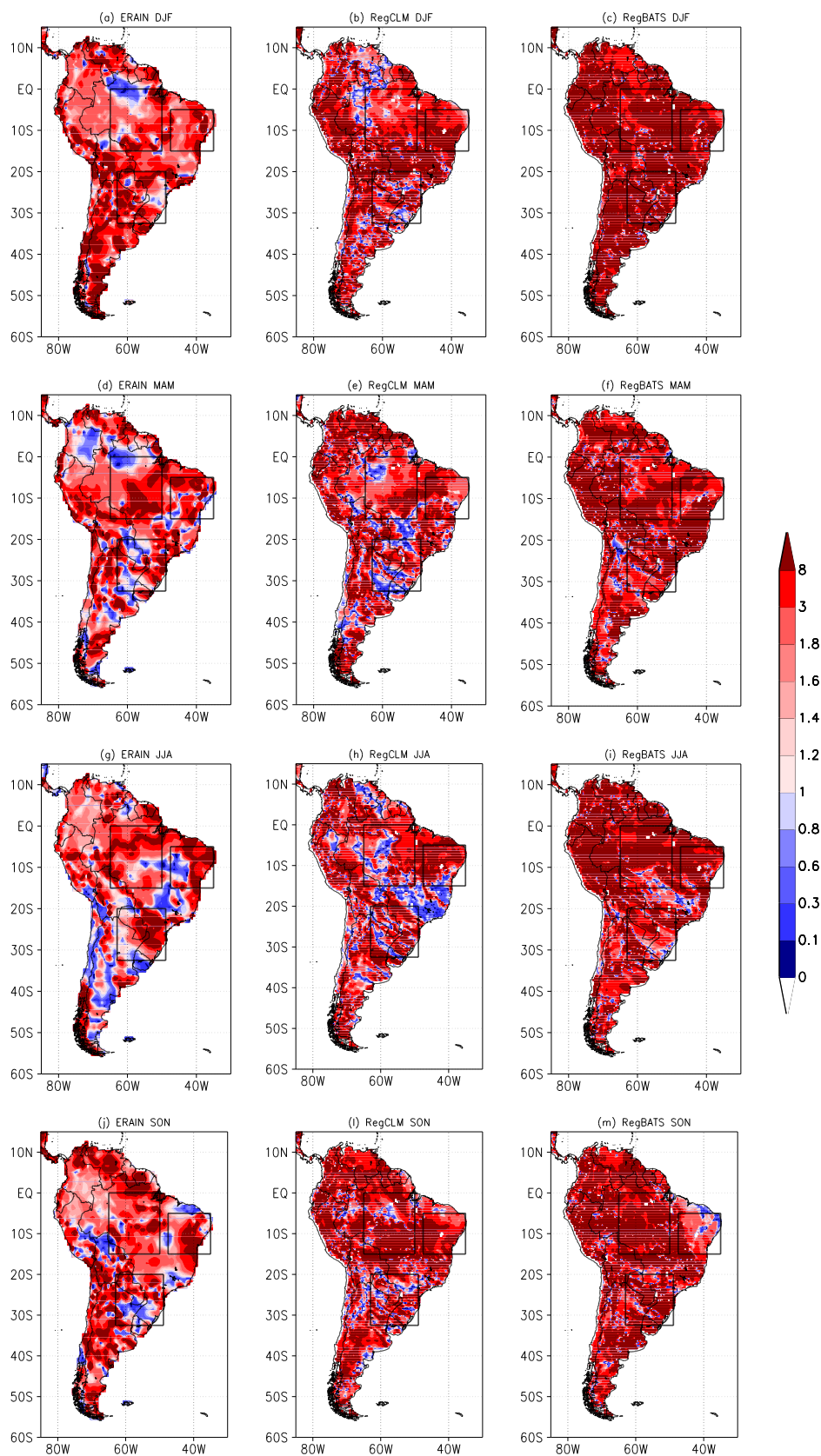


Figura 4.5.: Razão do λ calculado entre a precipitação e US e precipitação e TSM, para as estações do ano sendo que o: painel a esquerda representa a ERAIN (a,d,g,i), painel central o RegCLM (b,e,h,l) e painel da direita o RegBATS (c,f,i,m).

Capítulo 5 – Variabilidade Climática

Neste capítulo são apresentadas as análises das simulações no clima presente no que se refere à variabilidade interanual para os subdomínios selecionados da América do Sul. Estas séries de anomalias interanuais resultam da filtragem na escala interanual (>365dias). Juntamente com as séries temporais filtradas na escala interanual será apresentada uma análise dos eventos extremos nessa escala de tempo, para todo o período.

5.1. Região Amazônica (AMZ)

Os valores mensais das anomalias interanuais (AI) da precipitação e da temperatura do ar, para os experimentos RegBATS e RegCLM, juntamente com o CRU, obtidos para a região AMZ são mostradas na **Figura 5.1**. Estas séries de anomalias interanuais resultam da filtragem da série de anomalia total na escala interanual (>365 dias).

Em relação à precipitação (**Figura 5.1a**), as simulações mostram o padrão de AI muito similar ao do CRU (linha preta) na AMZ, mas os extremos simulados são mais intensos que os observados. Os experimentos apresentam um padrão muito semelhante entre si, porém com diferenças na intensidade. O RegBATS (linha azul) amplifica o sinal das anomalias positivas e negativas, intensificando o sinal na escala interanual, já o RegCLM (linha vermelha) não apresenta

um sinal tão forte como o RegBATS. No entanto, em comparação com o CRU o RegBATS superestima os eventos na escala interanual. Estudos indicam que para a AMZ, em anos de atuação do fenômeno El-Niño ocorrem anomalias de precipitação negativa na AMZ (Ropelewski and Halpert 1987, 1989; Marengo 1992, Marengo et al., 2004; Uvo et al., 1998) e em anos de atuação do fenômeno La-Niña ocorrem anomalias positivas de precipitação (Grimm 2003). O gradiente meridional do Atlântico também exerce influência na variabilidade interanual da bacia Amazônica (Zeng et al., 2008).

Assim como na precipitação, as AI de temperatura do ar (**Figura 5.1b**) simuladas também são similares ao CRU. No entanto, ambos, RegBATS e RegCLM, amplificam o sinal das AI, sendo que o RegBATS apresenta maior superestimativa desses eventos do que o RegCLM. Um ponto interessante na **Figura 5.1b** é que durante o evento El-Niño no ano de 1998 as simulações não estão em fase, isto é, o RegCLM atrasa a anomalia positiva de temperatura do ar, enquanto o RegBATS está completamente em fase com a observação. Esse deslocamento de fase no RegCLM também ocorre durante o evento ENOS de 1992.

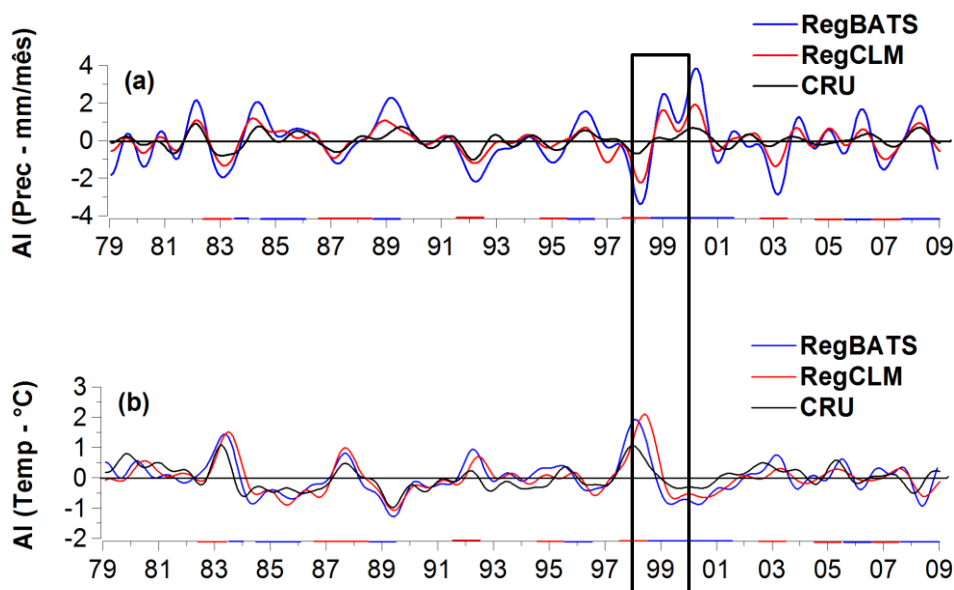


Figura 5.1.: Anomalias interanuais (>365 dias) do CRU (linha preto), RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a AMZ (a) precipitação (b) temperatura do ar. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no *Oceanic Niño Index* (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

As séries temporais dos valores mensais para as AI das componentes do balanço de água em superfície são apresentadas na **Figura 5.2**. Para as variáveis evapotranspiração, umidade do solo na camada superficial e escoamento superficial (**Figura 5.2a**, **Figura 5.2c** e **Figura 5.2d**,

respectivamente) as simulações não estão na mesma fase. Tomando como exemplo o evento El-Niño do ano de 1998, nota-se que o RegCLM apresenta as anomalias negativas dessas variáveis após o RegBATS.

Os eventos El Niño atuam de forma a reduzir a precipitação na AMZ (Ropelewski and Halpert 1987, 1989; Marengo 1992; Marengo et al., 2004; Uvo, 1998; Ronchail et al., 2002), que por sua vez impactam na umidade do solo de forma a reduzi-la após um período (tempo de memória do solo de 1 a 2 meses; Koster e Suarez 2001; Bruno et al., 2006; Seneviratne et al., 2006; Dirmeyer et al., 2009; Orłowsky e Seneviratne 2010; Koster et al., 2011). Após a redução na umidade do solo há redução da evapotranspiração e do escoamento superficial. Esse padrão foi bem simulado pelo RegCLM (**Figura 5.2**), que apresenta um atraso de 2 meses na redução das AI das variáveis do balanço de água em superfície em relação à redução a AI da precipitação devido a atuação do El Niño.

No RegBATS o tempo de memória do solo só é notado na zona de raízes (**Figura 5.2b**). A anomalia de umidade do solo na camada de superfície está em fase com as AI da precipitação, isto é, a redução da precipitação devido ao El Niño impacta simultaneamente nas anomalias de umidade do solo na primeira camada, e como consequência há redução das AI da evapotranspiração e do escoamento superficial.

O CLM é um esquema de superfície mais novo que o BATS, e apresenta complexas parametrizações no que se refere à parte hidrológica, fazendo com que simule de forma mais realística a hidrologia. A evolução dos experimentos de campo, devido à evolução tecnológica, permitiu avanços nas pesquisas observacionais. O avanço observacional e computacional permitiu a inclusão de processos de superfície de forma mais realísticas nos modelos da biosfera, possibilitando que, o CLM apresente maior habilidade em representar o balanço de água em superfície do que o BATS.

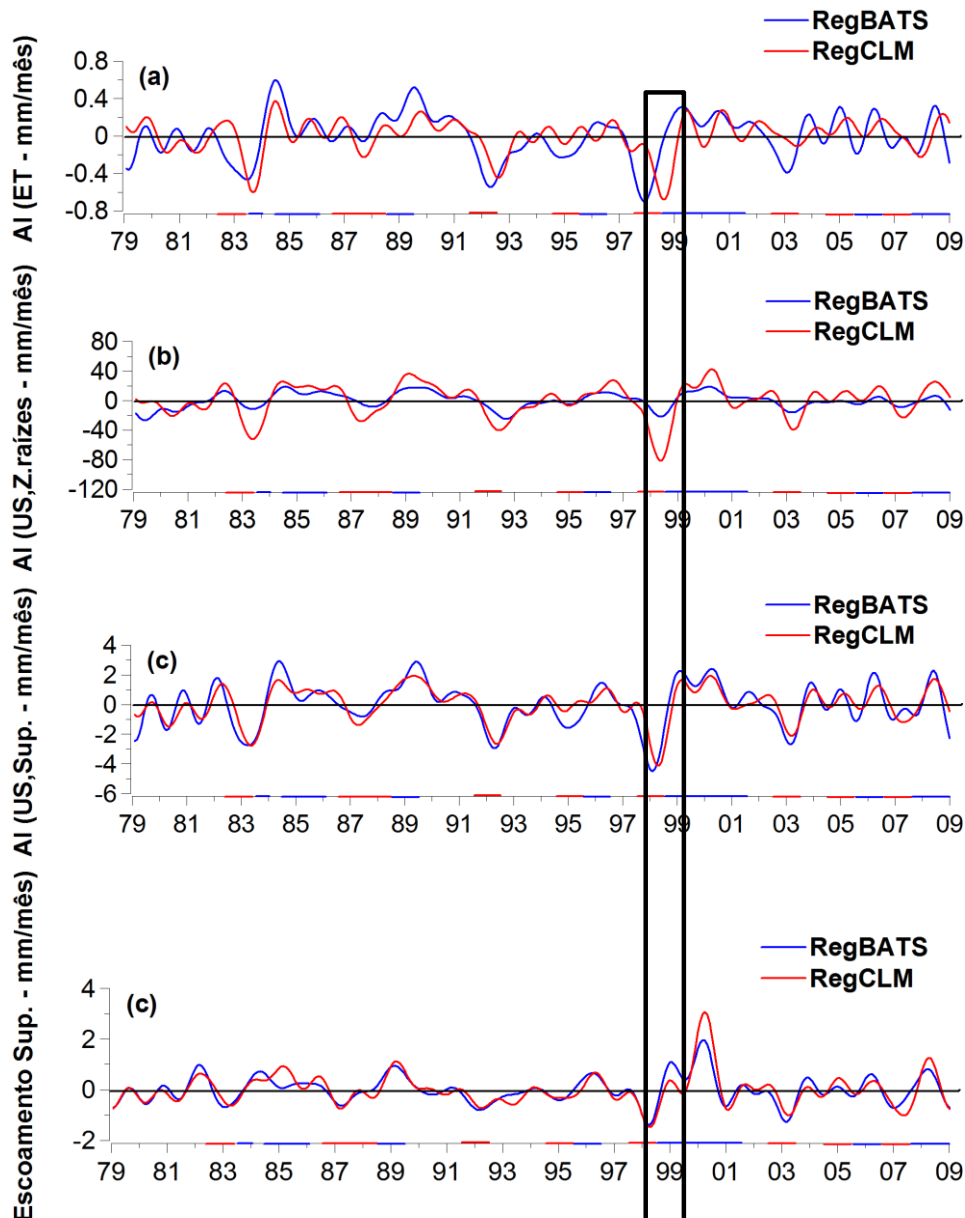


Figura 5.2.: Anomalias interanuais (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a AMZ (a) evapotranspiração (b) umidade do solo na zona de raízes (c) umidade do solo na primeira camada (d) escoamento superficial. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no *Oceanic Niño Index* (ONI); http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

Para o fluxo de calor sensível (**Figura 5.3**), nota-se que o RegCLM está fora de fase em relação ao RegBATS. Tomando como exemplo o ano de 1998, o RegCLM reduz o sinal da AI da evapotranspiração após a redução da AI da precipitação impactar nas anomalias da umidade do solo. Com isso, a AI do fluxo de calor sensível, no RegCLM, só aumenta após as anomalias de evapotranspiração reduzirem, isto é, nota-se o aumento da AI de calor sensível (H) após 2 meses da ocorrência da redução da AI da precipitação. Isto acontece devido ao fechamento do balanço de energia: a redução/aumento da evapotranspiração aumenta/reduz o fluxo de calor sensível. Já

o RegBATS, apresenta resposta simultânea da evapotranspiração à redução da AI da precipitação, com isso, há aumento da AI de H ao mesmo tempo em que ocorre a redução da AI da precipitação.

Devido ao fato do RegCLM atrasar o aumento da AI de H, só é possível notar o aumento das anomalias de temperatura do ar após 2 meses da ocorrência das anomalias positivas observadas de temperatura (**Figura 5.1b**). Já o RegBATS está em fase com as anomalias de temperatura do ar observadas.

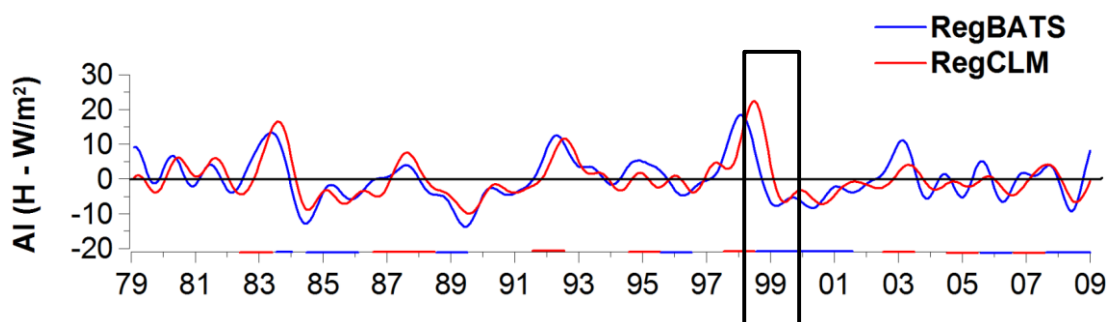


Figura 5.3.: Anomalias interanuais do fluxo de calor sensível (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a AMZ. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no *Oceanic Niño Index* (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

Os limiares dos eventos extremos secos (percentil de 25%) e chuvoso (percentil de 75%) para as AI de precipitação, temperatura do ar, evapotranspiração e fluxo de calor sensível para a região AMZ são apresentados na **Figura 5.4**.

O RegCLM simula os valores dos limiares mais próximos do CRU, tanto para eventos secos como frios (percentil de 25%, **Figura 5.4a e b**), do que o RegBATS. Porém mesmo simulando melhor esses limiares, o RegCLM superestima esses eventos. O RegBATS apresenta forte superestimativa dos limiares secos e frios. Em relação aos limiares inferiores de evapotranspiração e fluxo de calor sensível (**Figura 5.4c e d**), o RegBATS apresenta maiores valores que o RegCLM.

Para os extremos chuvosos e quentes (percentil de 75%, **Figura 5.4a e b**) o RegCLM também apresenta valores mais próximos do CRU do que o RegBATS. No caso da precipitação ambos os experimentos superestimam esse limiar e para a temperatura do ar ocorre superestimativa pelo RegBATS e subestimativa pelo RegCLM. Para a evapotranspiração e fluxo de calor sensível, o RegBATS simula valores desses limiares superiores ao RegCLM.

Os maiores valores de extremos no RegBATS, tanto os chuvosos e secos como os quentes e frios, são acompanhados de maiores valores extremos de evapotranspiração e fluxo de calor sensível.

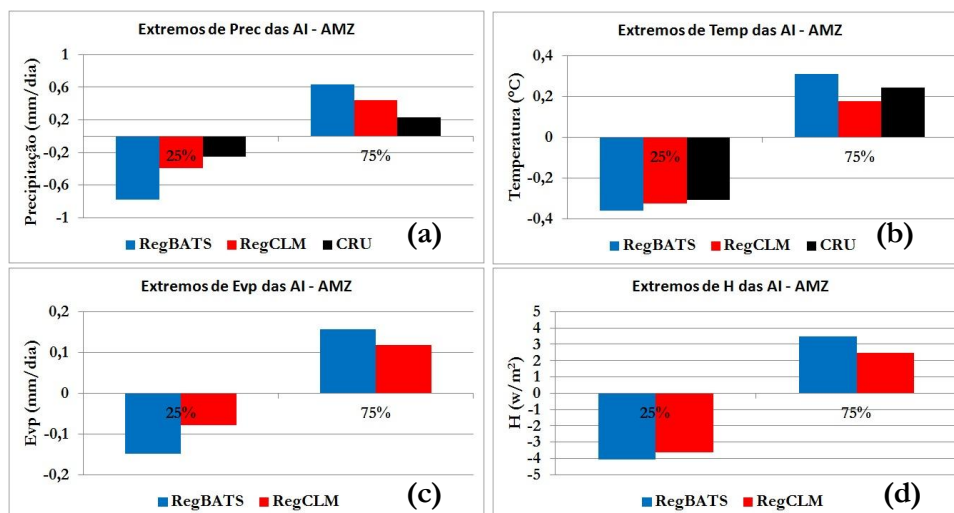


Figura 5.4.: Limiares inferiores (percentil de 25%) e superiores (percentil de 75%) das anomalias interanuais calculados para o CRU (preto), RegBATS (azul) e RegCLM (vermelho) para a região AMZ para (a) precipitação (b) temperatura do ar (c) evapotranspiração (d) fluxo de calor sensível.

5.2. Região da Bacia do Prata (LPB)

A **Figura 5.5** apresenta as anomalias de precipitação e temperatura do ar na escala interanual para a LPB. Para essa região, segundo Grimm et al. (2000, 2003) durante anos de eventos El Niño observa-se o aumento da precipitação em torno de 30-40% e redução durante anos de La Niña.

Para a anomalia interanual da precipitação (**Figura 5.5a**) nota-se que as simulações estão em vários anos fora de fase e simulam a magnitude maior do que observado, principalmente no início da série, como no evento El Niño de 1983. Por outro lado, para os eventos El Niño que ocorreram nos anos de 1992, 1998 e 2007 as simulações apresentam, tanto em fase como em magnitude da anomalia, maior concordância com o CRU, ocorrendo leve subestimativa no evento do ano de 1998. Em relação aos eventos La Niña, com anomalias negativas de precipitação, as simulações subestimam esses eventos, exceto no evento La Niña que ocorreu no ano de 1996. Durante os anos de 1985, 1996 e 2000 (eventos La Niña), os experimentos não estão em fase entre si em relação ao sinal negativo da anomalia da precipitação.

No que concerne às anomalias de temperatura do ar na escala interanual (**Figura 5.5b**), a série é bastante ruidosa e em alguns eventos as simulações estão em fase com as observações e em outros não. Basicamente, as simulações estão em fase entre si, subestimando na maioria das vezes, as amplitudes das anomalias observadas de temperatura do ar.

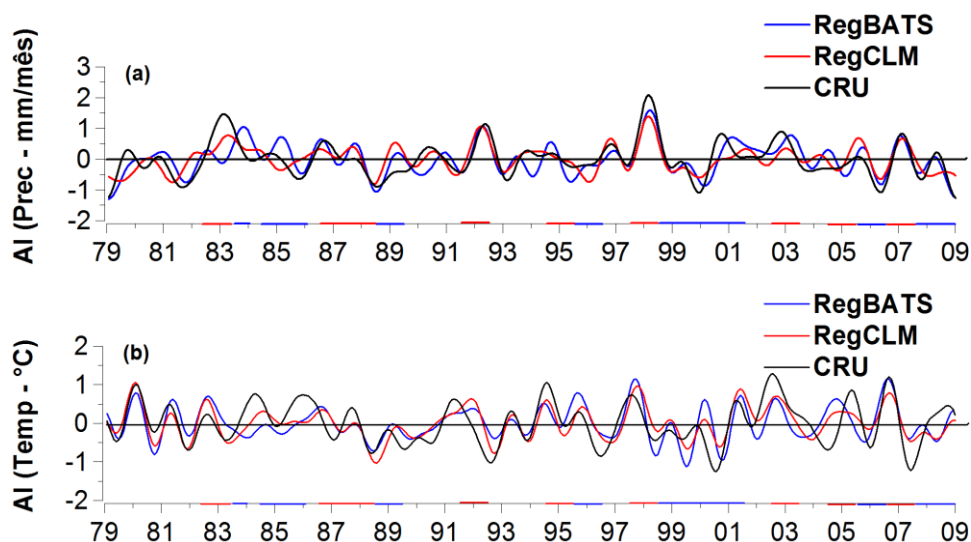


Figura 5.5.: Anomalias interanuais (>365 dias) do CRU (linha preto), RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a LPB (a) precipitação (b) temperatura do ar. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no *Oceanic Niño Index* (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

Para a LPB, as séries temporais dos valores mensais das anomalias interanuais das componentes do balanço de água em superfície são apresentadas na **Figura 5.6**.

Para a LPB, em alguns anos, ocorre em ambos os experimentos uma reposta simultânea das anomalias interanuais de evapotranspiração, umidade do solo na zona de raízes, umidade do solo na camada superficial e escoamento superficial (**Figura 5.6**) às anomalias interanuais de precipitação.

Para cada evento ENOS há uma resposta diferente das simulações, em alguns eventos os experimentos atrasam o/a aumento/redução da umidade do solo, evapotranspiração e escoamento superficial (La Niña de 1989), em outros eventos, elas apresentam uma resposta simultânea à forçante de grande escala. Isto porque nos subtrópicos a precipitação torna-se menos dependente dos processos superficiais e está mais relacionada com sistemas de grande escala.

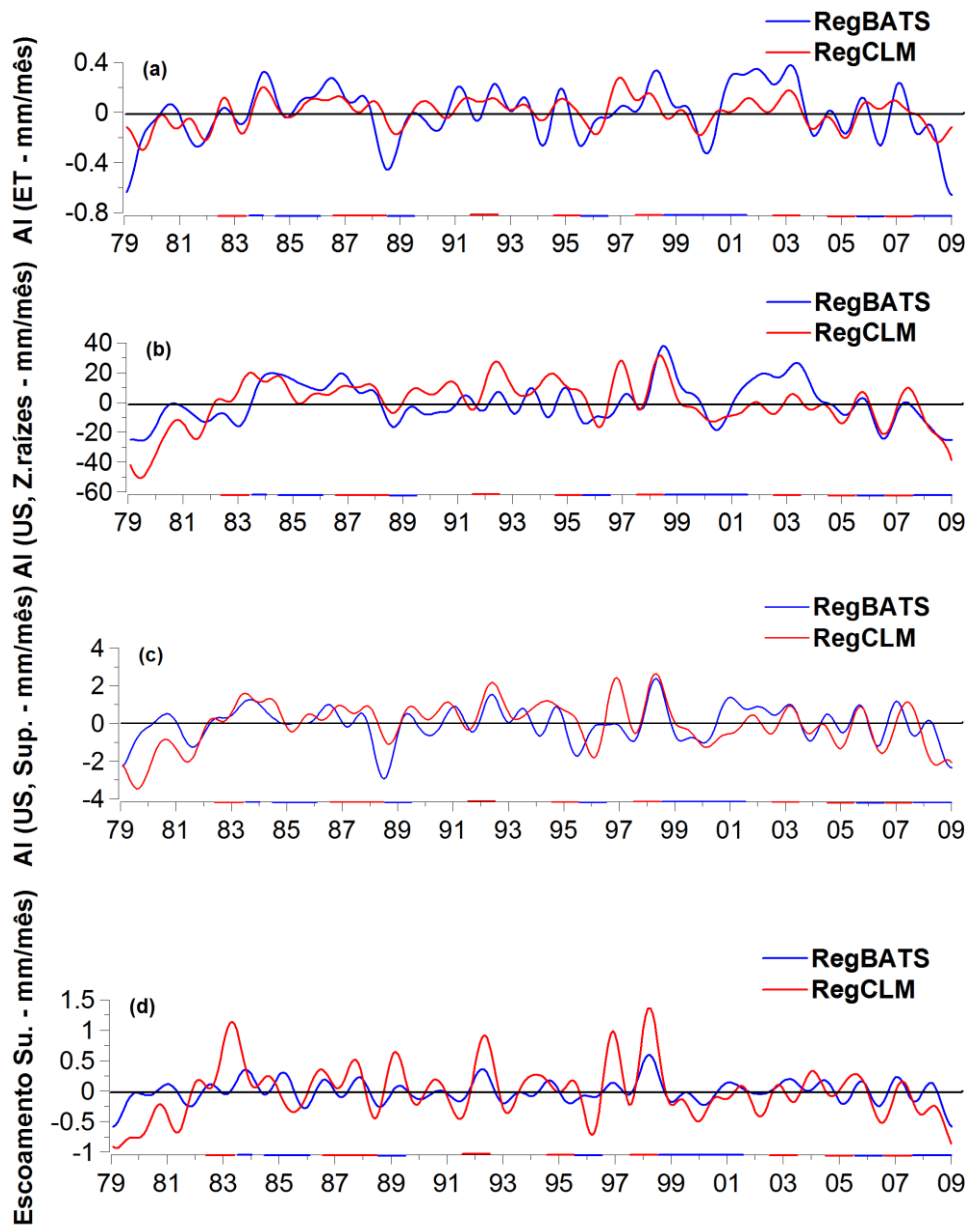


Figura 5.6.: Anomalias interanuais (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a LPB (a) evapotranspiração (b) umidade do solo na zona de raízes (c) umidade do solo na primeira camada (d) escoamento superficial. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no *Oceanic Niño Index* (ONI); http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

As anomalias interanuais do fluxo de calor sensível são apresentadas na **Figura 5.7**. Essa figura mostra que o RegBATS apresenta valores positivos (negativos), maiores (menores) do que o RegCLM. Um ponto interessante é que, em geral, quando as anomalias do fluxo de calor sensível são positivas (**Figura 5.7**) as anomalias de temperatura do ar para ambas as simulações são negativas (**Figura 5.5b**), como por exemplo a La Niña de 1988.

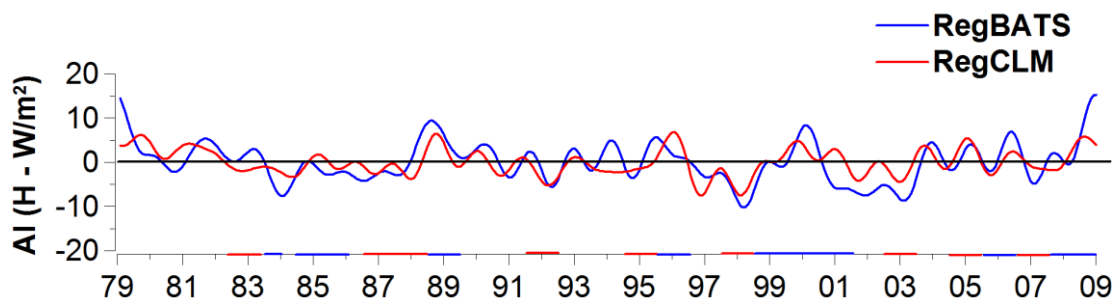


Figura 5.7.: Anomalias interanuais do fluxo de calor sensível (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para a LPB. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no *Oceanic Niño Index* (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

A **Figura 5.8** mostra os limiares inferiores (percentil de 25%) e superiores (percentil de 75%) da precipitação, temperatura do ar, evapotranspiração e fluxo de calor sensível.

Para os eventos secos (**Figura 5.8a**), o RegBATS simula os limiares mais próximos do CRU do que o RegCLM. Em relação aos eventos frios na escala interanual (**Figura 5.8b**), as simulações apresentam valores iguais entre si e menores do que o CRU. Em relação à evapotranspiração (**Figura 5.8c**) o RegBATS apresenta maiores valores para o limiar inferior do que o RegCLM, a diferença desse limiar entre as simulações é grande, indicando que o sinal do ENOS nos eventos secos (La Niña) reduz consideravelmente a evapotranspiração no RegCLM. Os limiares inferiores do fluxo de calor sensível (**Figura 5.8d**) indicam que existe uma grande diferença entre os esquemas de superfície, sendo que o RegBATS apresenta maior valor em módulo.

Para o limiar superior de precipitação (**Figura 5.8a**) o RegCLM aproxima-se mais do CRU do que o RegBATS que superestima esse valor. Para a temperatura do ar (**Figura 5.8b**) o RegBATS simula o extremo superior mais próximo do CRU, sendo que ambas as simulações subestimam o limiar superior de temperatura. Para a evapotranspiração e fluxo de calor sensível (**Figura 5.8c e d**, respectivamente) o RegBATS apresenta maiores valores do que o RegCLM para ambos os limiares (inferior e superior).

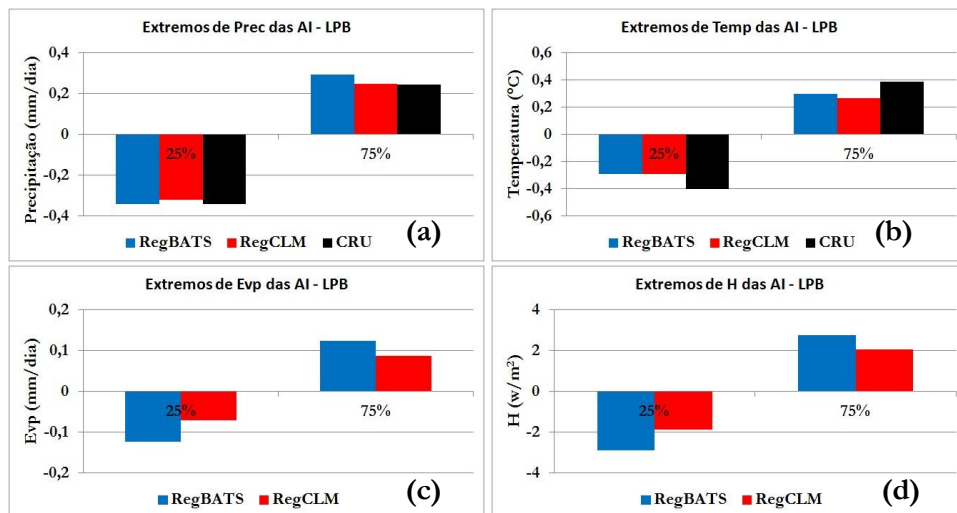


Figura 5.8.: Limiães inferiores (percentil de 25%) e superiores (percentil de 75%) dos eventos extremos interanuais calculados para o CRU (preto), RegBATS (azul) e RegCLM (vermelho) para a região AMZ para (a) precipitação (b) temperatura do ar (c) evapotranspiração (d) fluxo de calor sensível.

5.3. Região Nordeste do Brasil (NDE)

Segundo Aceituno (1988), Marengo (1992), Marengo et al. (1998) para a região NDE, os anos de atuação do evento La Niña estão associados com precipitação, as vezes, acima da média, e para os anos de evento El Niño (Nobre e Shukla 1996; Uvo et al., 1998) podem ocorrer índices pluviométricos abaixo da média climatológica. Adicionalmente, o gradiente meridional do Atlântico também exerce influência na variabilidade da precipitação no NDE (de Souza et al., 1999; Andreoli e Kayano 2007).

As anomalias de precipitação e temperatura do ar na escala interanual para o NDE são mostradas na **Figura 5.9**. Para as anomalias IA de precipitação (**Figura 5.9a**) as simulações não estão em fase com a observação do CRU, sendo que os eventos com anomalias positivas de precipitação são superestimados nas simulações. Tomando como referência o evento La Niña que ocorreu no ano de 1985 nota-se grande superestimativa das anomalias de precipitação nas simulações, sendo que o RegBATS apresenta os maiores valores.

Os experimentos simulam as AI de temperatura do ar (**Figura 5.9b**) de acordo com a observação do CRU, tanto em fase como em magnitude, principalmente para os anos de evento El Niño associado anomalia positiva. Já para os eventos de anomalias negativas há defasagem entre as simulações e a observação, como por exemplo, nota-se no evento La Niña do ano de 1985. Neste caso as simulações apresentam as anomalias de temperatura do ar antes da observação e com sinal mais fraco.

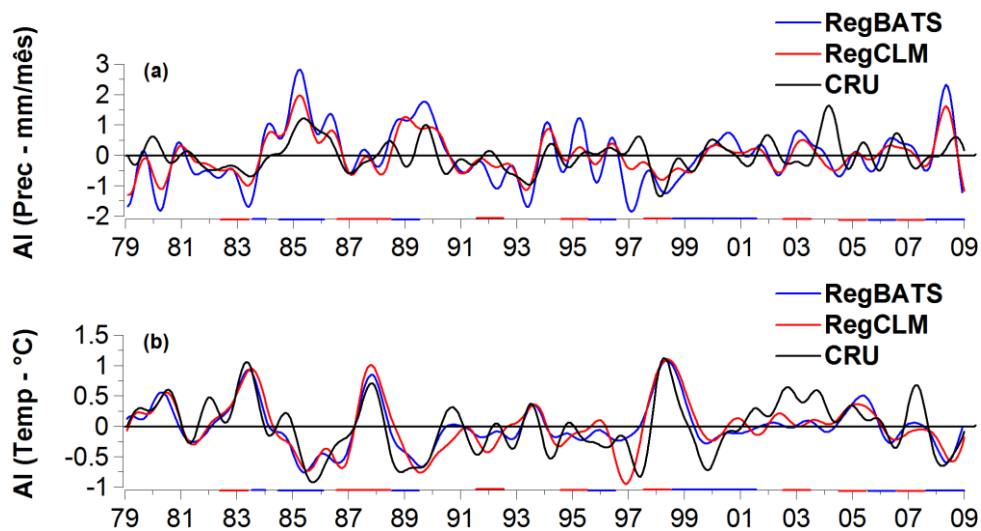


Figura 5.9.: Anomalias interanuais (>365 dias) do CRU (linha preto), RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para o NDE (a) precipitação (b) temperatura do ar. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no *Oceanic Niño Index* (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

As anomalias das componentes do balanço de água em superfície filtradas na escala interanual para o NDE são mostradas na **Figura 5.10**. De forma geral, as simulações apresentam valores muito próximos entre si para essas variáveis. Tomando como referência a La Niña que ocorreu no ano de 1985, o RegBATS tem uma resposta instantânea ao aumento da precipitação devido ao sinal do ENOS, isto é, aumentam as anomalias da umidade do solo e consequentemente as anomalias de evapotranspiração e escoamento superficial ao mesmo tempo em que ocorre o aumento da anomalia positiva de precipitação. Já o RegCLM, como já discutido para a AMZ, aumenta as anomalias de precipitação devido à forçante de grande escala, e após o período de 2 meses, nota-se o aumento na anomalia da umidade do solo e, então, nas anomalias de evapotranspiração e escoamento de superfície.

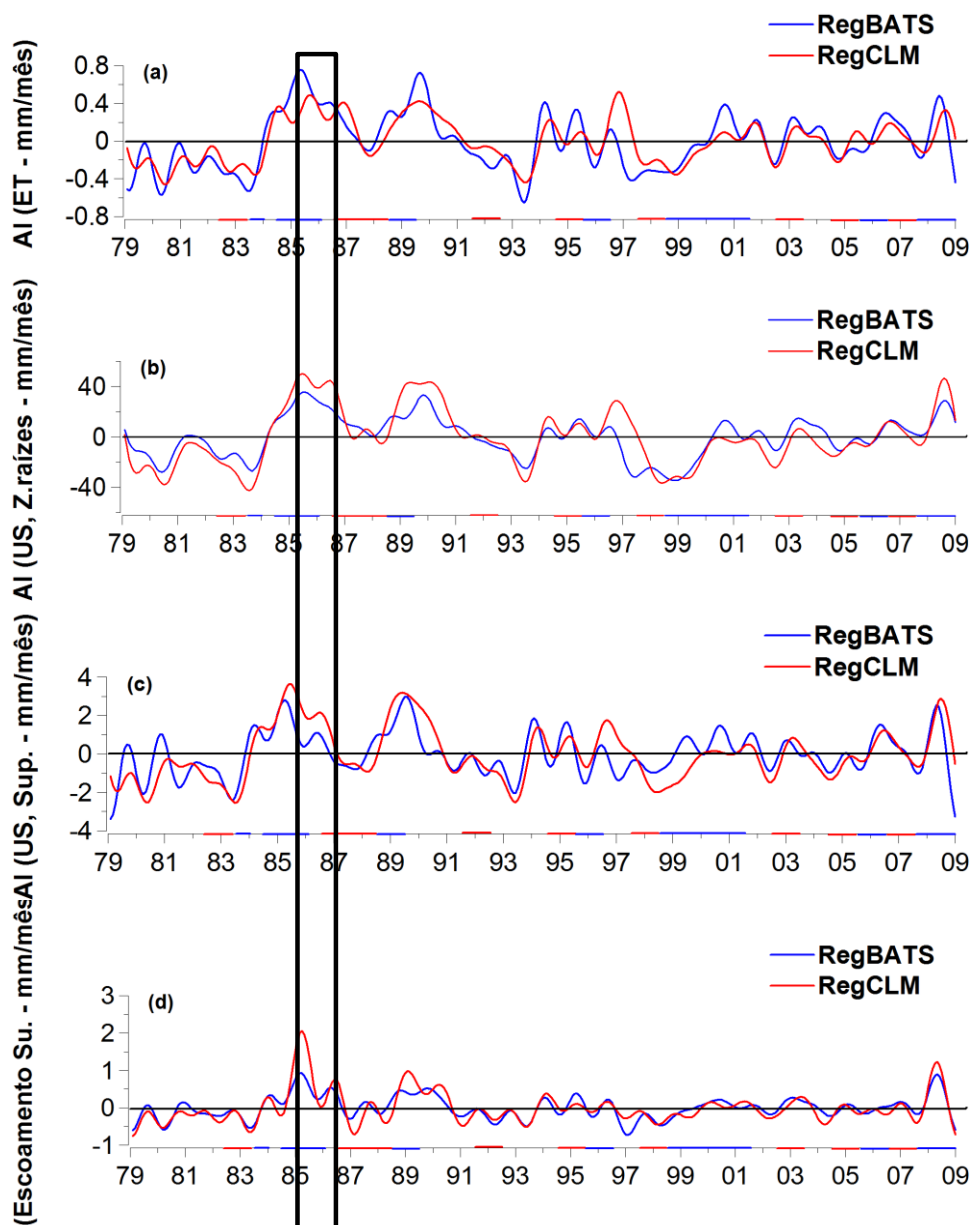


Figura 5.10.: Anomalias interanuais (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para o NDE (a) evapotranspiração (b) umidade do solo na zona de raízes (c) umidade do solo na primeira camada (d) escoamento superficial. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no *Oceanic Niño Index* (ONI); http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

As anomalias interanuais do fluxo de calor sensível são apresentadas na **Figura 5.11**. Assim como ocorre para a evapotranspiração (**Figura 5.10a**), os experimentos estão fora de fase. O RegCLM apresenta sinal positivo das anomalias de umidade do solo após um período de 2 meses em que se nota o aumento das anomalias interanuais de precipitação devido a La Niña (tomando como exemplo o evento de 1985). Após o período de 2 meses a anomalia de evapotranspiração aumenta e como consequência, pelo balanço de energia, a anomalia do fluxo de calor sensível diminui (**Figura 5.11**). Já o RegBATS apresenta anomalias positivas de

evapotranspiração simultaneamente quando ocorrem anomalias positivas de precipitação devido a atuação da La Niña. Por esse motivo, as simulações não estão em fase em relação às anomalias interanuais do fluxo de calor sensível. Apesar das anomalias negativas de H (La Niña de 1985) não estarem em fase, as anomalias negativas de temperatura do ar (**Figura 5.9b**) estão em fase entre os experimentos, indicando uma maior contribuição da grande escala do que dos processos de superfície no sinal da anomalia de temperatura do ar na escala interanual.

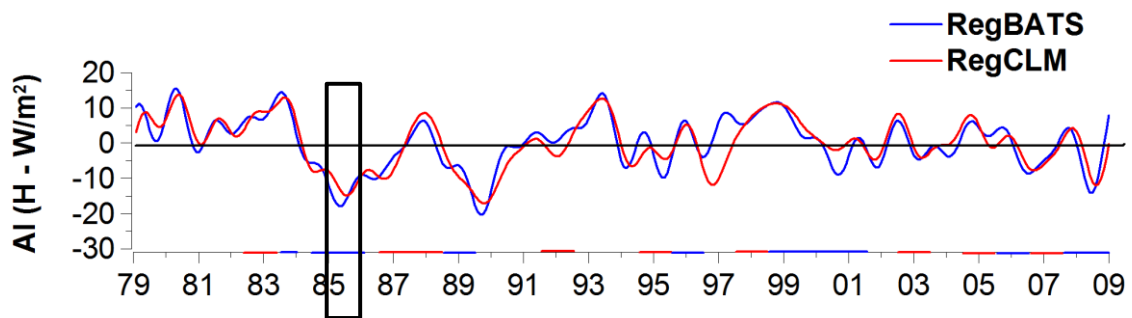


Figura 5.11.: Anomalias interanuais do fluxo de calor sensível (>365 dias) do RegBATS (linha azul) e RegCLM (linha vermelha) para o NDE. As linhas vermelhas (azuis) no eixo horizontal representam os eventos de El Niño (La Niña) baseado no *Oceanic Niño Index* (ONI; http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

Os limiares de valores extremos inferiores e superiores para a precipitação, temperatura do ar, evapotranspiração e fluxo de calor sensível, na escala interanual, para o NDE são mostrados na **Figura 5.12**. O RegCLM aproxima-se mais do CRU nos eventos extremos seco, úmido, frio e quente do que o RegBATS, conforme **Figuras 5.12a e b**. O RegBATS superestima os eventos secos e úmidos (**Figura 5.12a**) e subestima os eventos frios e quentes (**Figura 5.12b**). O RegBATS apresenta maiores valores dos limiares inferiores e superiores para a evapotranspiração e fluxo de calor sensível do que o RegCLM (**Figuras 5.12c e d**).

Um ponto interessante na **Figura 5.12d** é que o RegBATS apresenta maior valor do limiar inferior de fluxo de calor sensível e apresenta menor valor do limiar inferior da temperatura do ar (**Figura 5.12b**) do que o RegCLM. Como discutido anteriormente, talvez para a temperatura do ar o maior controle seja da forçante de grande escala em modular o sinal das anomalias interanuais e não dos processos de superfície.

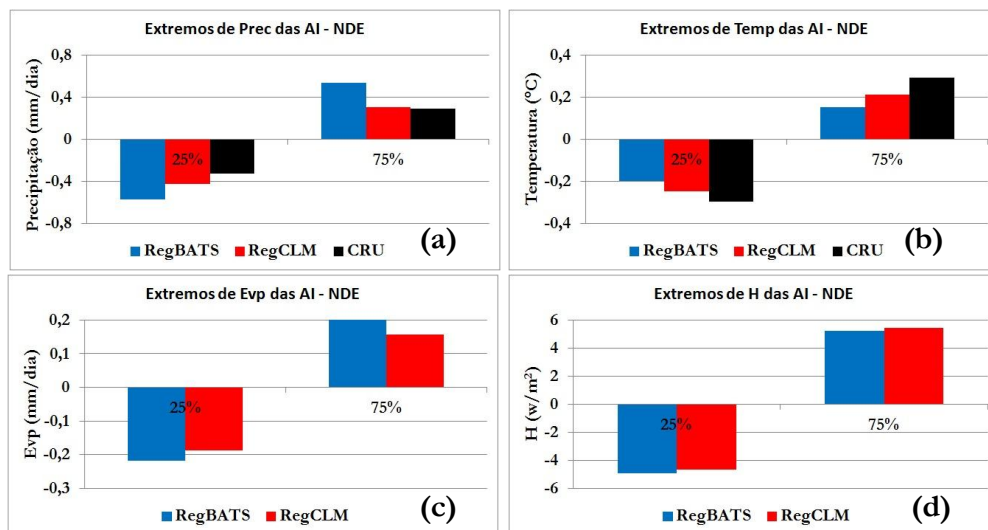


Figura 5.12.: Limiares inferiores (percentil de 25%) e superiores (percentil de 75%) dos eventos extremos interanuais calculados para o CRU (preto), RegBATS (azul) e RegCLM (vermelho) para a região AMZ para (a) precipitação (b) temperatura do ar (c) evapotranspiração (d) fluxo de calor sensível.

De uma forma geral o RegCLM, apresenta valores mais próximos do CRU do que o RegBATS, ao simular os valores dos percentis de 25 e 75% para as regiões analisadas. Em relação à série temporal filtrada na escala interanual, o RegBATS apresenta a fase mais de acordo com o CRU para a temperatura do ar, uma vez que o RegCLM atrasa os máximos/mínimos em relação ao CRU. Para a precipitação, o RegCLM apresenta menor erro na amplitude da anomalia em relação a observação do que o RegBATS.

Capítulo 6 – Projeções Climáticas

Neste capítulo são apresentados os resultados referentes às projeções climáticas da precipitação para o final do século na América do Sul, com foco nas Bacias Amazônica e do Prata, através de um conjunto de simulações com modelos globais e regionais. Os modelos globais utilizados fazem parte do CMIP5 e o cenário utilizado foi o RCP8.5. Basicamente são abordados dois fatores: (i) o sinal da mudança na precipitação para o final do século e (ii) a contribuição de forçantes locais e remotas no sinal da precipitação.

Os resultados apresentados nesse capítulo foram submetidos para publicação na revista *Climatic Change* no dia 31/05/2013. Referência: Llopart M, Coppola E, Giorgi F, da Rocha RP, Cuadra SV *Climate Change Impact on Precipitation for the Amazon and La Plata Basins. Submitted to Climatic Change.*

6.1. Projeções Climáticas para as Bacias Amazônica e do Prata

Primeiramente são analisadas as mudanças na variabilidade sazonal a partir da precipitação diária para a AS utilizando o diagrama tempo-latidade de Hovmöller sobre o continente na faixa de longitude de 35° a 80°W. Na **Figura 6.1** são apresentados esses diagramas para os GCMs e para as simulações com o RegCM4. A cor sombreada mostra a mudança no

sinal da precipitação (2070-2099 menos 1976-2005), as linhas contínuas em azul representam a climatologia da precipitação para o período de referência (1976-2005) e as linhas horizontais vermelha e preta referem-se aos limites latitudinais das Bacias Amazônica e do Prata, respectivamente.

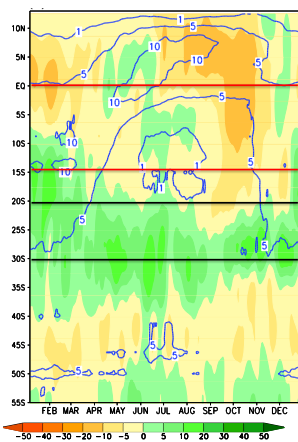
As linhas contínuas em azul ilustram a evolução da convecção continental associada com o recuo e a expansão do sistema de monção da AS - SAM (Vera et al., 2006), o qual se move para o norte em janeiro de $\sim 10\text{-}20^{\circ}\text{S}$ até $\sim 5^{\circ}\text{N}$ em julho- setembro, e entre outubro-dezembro recua para a sua posição mais ao sul. O movimento sazonal da SAM determina essencialmente a ocorrência da estação seca e chuvosa em algumas regiões equatoriais e subtropicais da AS.

Primeiramente, nota-se respostas diferentes para o sinal de precipitação simulado pelos GCMs e a simulação correspondente realizada com o RegCM4 e entre as próprias simulações do RegCM4 em que foram utilizadas parametrizações diferentes e forçadas com o mesmo GCM (Had_GCM). Este fato ilustra a grande incerteza que existe na mudança do sinal da precipitação em termos sazonais e latitudinais. Mas, nota-se algumas similaridades entre as simulações.

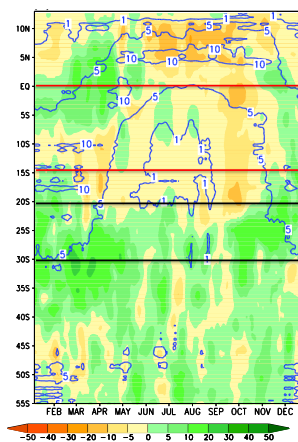
Um padrão de redução da precipitação para o final do século, ao norte de $\sim 5^{\circ}\text{S}$, é notado principalmente para o Had_GCM (**Figura 6.1a**), e as simulações correspondentes realizadas com o RegCM4 (RegHadCLM e RegHadBATS; **Figuras 6.1b e c**). Um sinal de mudança da precipitação do tipo dipolo, com valores negativos ao norte de 5°S e positivo entre 20°S - 35°S é simulado, sendo esse sinal mais evidente no experimento RegHadBATS (**Figura 6.1c**) e menos no MPI_GCM e GFDL_GCM (**Figuras 6.1d e f**) e as respectivas simulações realizadas com o RegCM4 (RegMPI e RegGFDL; **Figuras 6.1e e g**).

Um fato interessante e presente em quase todas as simulações é uma mudança negativa no sinal da precipitação em maio-junho, durante o movimento da SAM para norte, e em, setembro-outubro, durante a migração da SAM para o sul, com mudanças positivas no sinal da precipitação no início do ano quando normalmente se observa o deslocamento da SAM para o norte e no final do ano quando a SAM recua para o sul. Este padrão sugere um prolongamento da estação seca para as regiões localizadas entre 20°S - 5°N , com um atraso no início da SAM e uma migração para o norte antecipada e também intensificação da estação chuvosa durante a fase madura da SAM. Este padrão no sinal da precipitação é consistente entre as simulações que utilizam o CLM (RegHadCLM, RegMPI e RegGFDL), o que sugere que este padrão estaria relacionado com os processos de superfície.

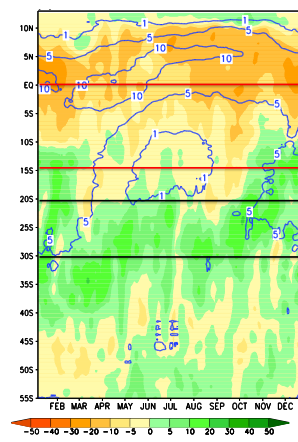
(a)Had_GCM



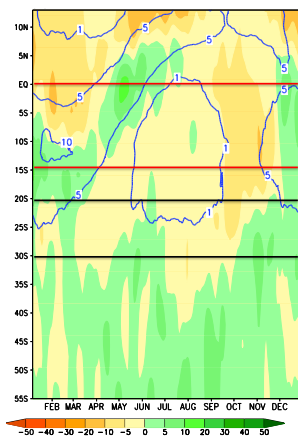
(b)RegHadCLM



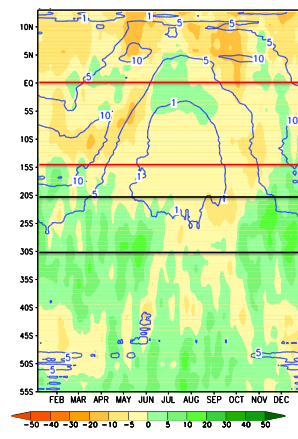
(c)RegHadBATS



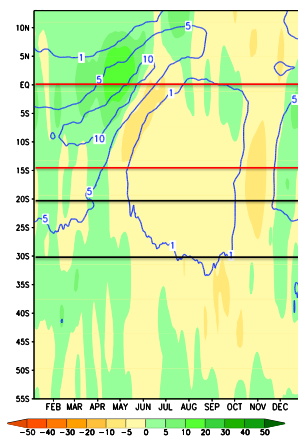
(d)MPI_GCM



(e)RegMPI



(f)GFDL_GCM



(g)RegGFDL

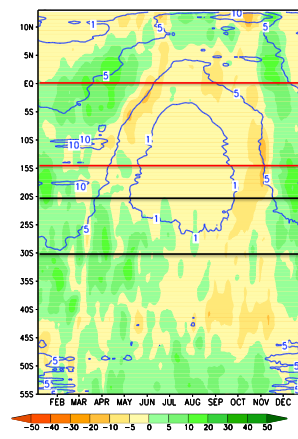


Figura 6.1.: Diagrama de Hovmoller da mudança da precipitação diária sobre a AS em %. (a) Had_GCM (b) RegHadCLM (c) RegHadBATS (d) MPI_GCM (e) RegMPI (f) GFDL_GCM (g) RegGFDL. As linhas contínuas em azul representam a climatologia da precipitação diária para o período de referência (mm/dia).

A **Figura 6.2** apresenta o ciclo anual da precipitação observado (CRU) e simulado para as regiões da AMZ e da LPB (**Figura 3.2**) para o período de referência e para o sinal da mudança da precipitação no final do século em %. Esta figura indica que as simulações, tanto dos modelos globais como regionais, reproduzem o padrão do ciclo anual observado da precipitação para as duas regiões (**Figuras 6.2a e c**) no período de referência (1976-2005), embora mostrem alguns erros sistemáticos.

Para a AMZ o ciclo anual da precipitação mostra forte amplitude (**Figura 6.2a**). A precipitação é subestimada por todas as simulações de janeiro a março, isto é, durante a fase madura da SAM. Tanto o GFDL_GCM como o MPI_GCM apresentam subestimativa sistemática da precipitação durante o início da SAM (junho-dezembro). As simulações regionais reduzem o bias seco e, portanto, apresentam maior concordância com o CRU. Das simulações regionais, a RegHadBATS é a única que superestima a precipitação durante a fase inicial da SAM e antecipa o início da monção.

Para a LPB o ciclo anual da precipitação (**Figura 6.2c**) mostra menor amplitude que na AMZ, sendo também simulado em concordância com o CRU. O Had_GCM superestima a precipitação durante todo o ano, enquanto o GFDL_GCM a subestima com exceção dos meses janeiro-fevereiro. As simulações regionais, neste caso também, capturam o ciclo anual mais próximo do observado exceto, pela subestimativa da precipitação em abril-maio, durante a migração da SAM para o norte.

O ciclo anual referente à mudança no sinal da precipitação para o final do século para ambas as bacias são mostradas nas **Figuras 6.2b e d**. Para a AMZ (**Figura 6.2b**) a mudança no sinal da precipitação é predominantemente negativa durante todo o ano, entretanto nota-se uma forte variação sazonal com um mínimo durante o início da SAM (agosto a outubro). O sinal negativo da mudança da precipitação durante esse período é mais intenso nos modelos MPI_GCM e GFDL_GCM, entretanto, esse sinal mais negativo é de certa forma irrealístico devido à grande subestimativa da precipitação nesses modelos durante o período de referência (**Figura 6.2a**).

Para a LPB (**Figura 6.2d**) projeta-se um aumento no sinal da precipitação durante a fase madura da SAM e durante a fase de seu deslocamento para o norte (novembro a maio) enquanto um sinal negativo da precipitação é projetado de julho a outubro. Entretanto, nota-se uma dispersão maior entre as simulações. O alto valor negativo observado do GFDL_GCM é de certa forma exagerado, uma vez que durante o período de referência esta simulação mostra uma grande subestimativa da precipitação. A simulação com o RegHadBATS apresenta um sinal positivo de mudança da precipitação durante todo o ano, fato que não ocorre nas outras

simulações. O RegHadCLM também forçado com o Had_GCM, apresenta um sinal da precipitação bem diferente do que o RegHadBATS, com valores negativos de junho-setembro, enquanto o Had_GCM projeta valores intermediários entre as duas simulações regionais (RegHadBATS e RegHadCLM). Esse padrão do RegHadCLM também está presente nas outras simulações regionais, as quais utiliza-se o CLM (RegMPI e RegGFDL).

Esses resultados indicam claramente a importância e as incertezas existentes nas configurações escolhidas para o modelo regional. Finalmente, uma comparação entre as **Figuras 6.2b e d** mostra que de janeiro-abril uma resposta do tipo dipolo é projetada sobre as duas bacias, com um sinal negativo da mudança da precipitação sobre a AMZ e um sinal positivo sobre a LPB para a maioria das simulações.

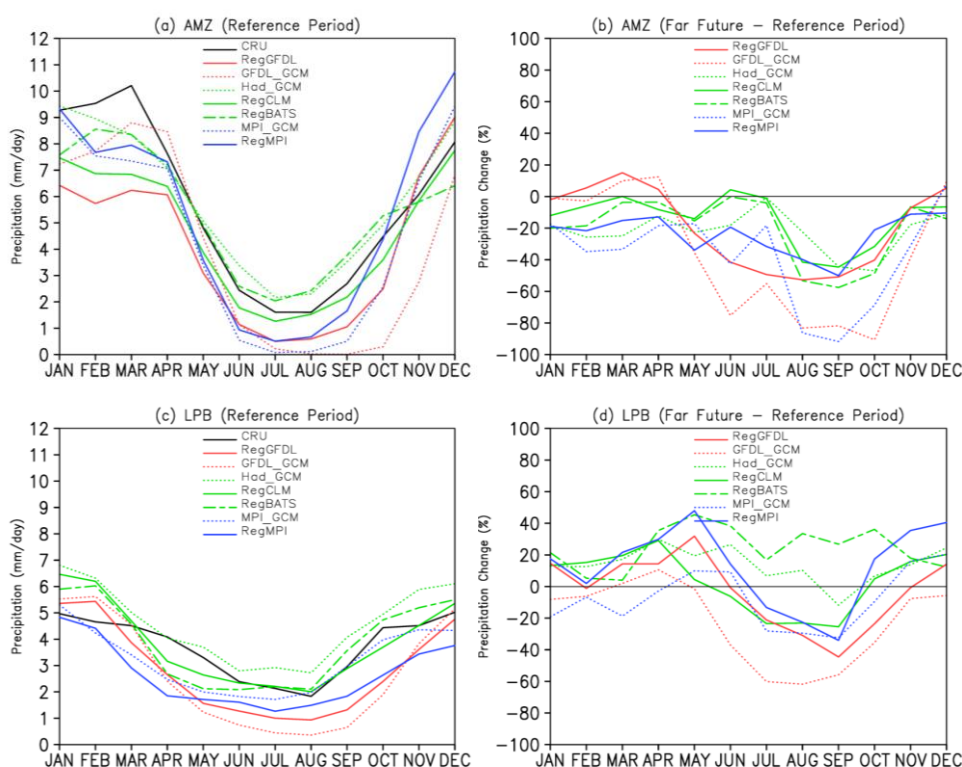


Figura 6.2.: Ciclo anual da precipitação para: (a) Período de referência (1976-2005) – AMZ (b) Mudança no sinal da precipitação (2070-2099 menos 1976-2005) – AMZ (c) Período de referência (1976-2005) – LPB (d) Mudança no sinal da precipitação (2070-2099 menos 1976-2005) – LPB.

Para entender melhor as similaridades e as diferenças entre as simulações e também na tentativa de atribuir as mudanças no sinal da precipitação à forçantes remotas e/ou locais, analisou-se a mudança no sinal da circulação e da precipitação de dezembro a abril (DJFMA) e de junho a novembro (JASON).

A **Figura 6.3** mostra para cada uma das simulações (globais e regionais) a mudança no sinal da precipitação e da circulação em 850 hPa para o período DJFMA. Os três modelos globais (Had_GCM, MPI_GCM e GFDL_GCM) apresentam grandes diferenças no sinal de mudanças. Had_GCM e MPI_GCM projetam uma diminuição da precipitação sobre a AMZ, enquanto o GFDL_GCM projeta um aumento da precipitação para essa região. Similarmente, enquanto o Had_GCM indica aumento da precipitação para a LPB, o MPI_GCM e o GFDL_GCM projetam redução. Os GCMs também diferem em outras regiões da AS como, por exemplo, no norte da AS e o oeste do Brasil. O sinal seco da precipitação sobre a AMZ na simulação com o Had_GCM está relacionado com o enfraquecimento dos alísios e conseqüentemente na redução da advecção umidade, isto é, enfraquecimento na circulação da SAM. Já na LPB, o aumento da precipitação associa-se com a intensificação do escoamento proveniente do Atlântico. Ambos, MPI_GCM e GFDL_GCM projetam um atraso na mudança da circulação para a LPB, e para a AMZ nesses modelos não é possível associar o sinal da precipitação com a mudança na circulação.

As mudanças da precipitação simuladas pelo RegCM4 permitem algumas considerações interessantes. Apesar das diferenças entre os modelos globais utilizados para forçar o RegCM4, todas as simulações com o CLM (RegHadCLM, RegMPI e RegGFDL) apresentam padrão similar no sinal da mudança da precipitação, consistindo de redução sobre a região oeste e central do Brasil e o sul do continente e aumento da precipitação sobre a LPB, centro da Argentina e a região norte-noroeste da AS. Já o RegHadBATS projeta decréscimo na precipitação sobre o continente ao norte de 10°S e um aumento ao sul desta latitude. Todas as simulações com o RegCM4 mostram um aumento da precipitação sobre a LPB e um decréscimo na AMZ (exceto para o RegGFDL que apresenta um sinal misto). Este decréscimo da precipitação na AMZ estaria associado com o enfraquecimento dos alísios e no escoamento da SAM, independente do GCM utilizado para forçar a simulação. Sobre a LPB, similar aos GCMs, o aumento da precipitação estaria relacionado com o aumento do escoamento proveniente do Atlântico.

A **Figura 6.4** apresenta as mudanças na precipitação e no vento em 850 hPa para o período JASON. Nesta estação nota-se um consistente sinal seco sobre quase toda a AS, e em particular sobre a AMZ. Algumas simulações ainda projetam um aumento da precipitação sobre a LPB e centro da Argentina, enquanto que o RegHadBATS apresenta uma área com aumento da precipitação cobrindo a maior parte do continente ao sul de 20°S. Para o período, JASON, o sinal da mudança da precipitação não está diretamente associado com as mudanças da circulação em 850 hPa, talvez uma indicação de que os processos locais tornam-se mais importantes.

Um aspecto nas **Figuras 6.3 e 6.4** é a importância da parametrização de superfície e de convecção em determinar as mudanças no sinal da precipitação. De fato, a influência da parametrização física destaca-se como sendo maior que a diferença entre os GCMs que foram utilizados para forçar o RegCM4.

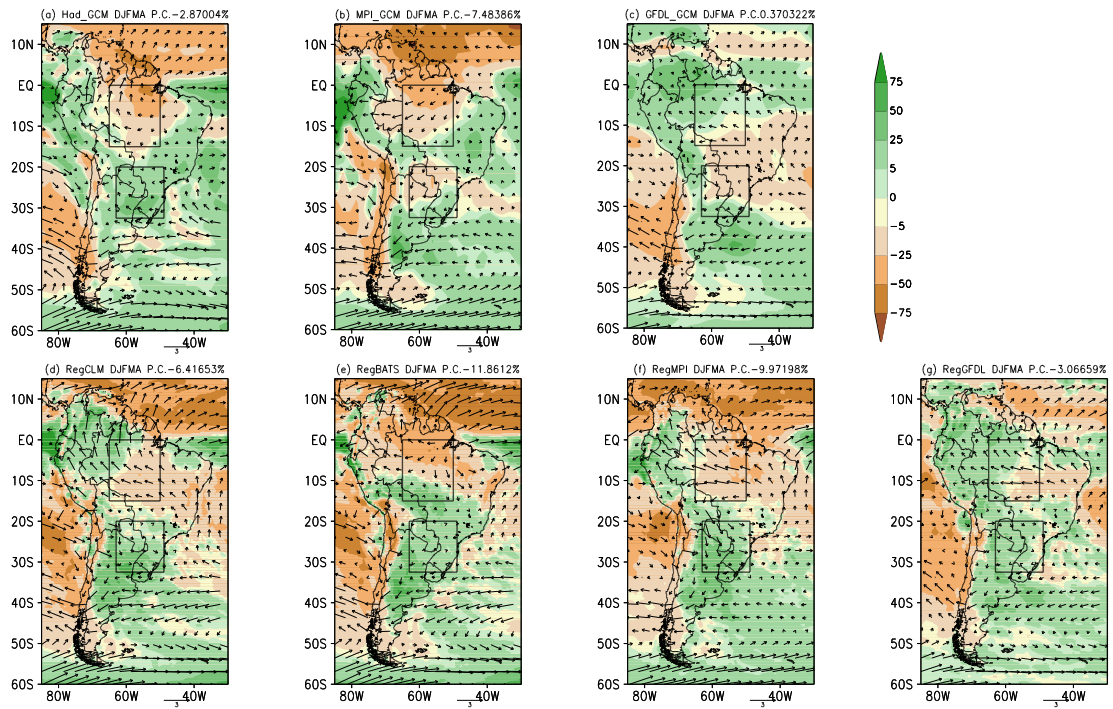


Figura 6.3.: Sinal da mudança da precipitação (%) e vento em 850 hPa (ms^{-1}) para DJFMA (2070/2099-1976/2005) para: (a) Had_GCM (b) MPI_GCM (c) GFDL_GCM (d) RegHadCLM (e) RegHadBATS (f) RegMPI (g) RegGFDL.

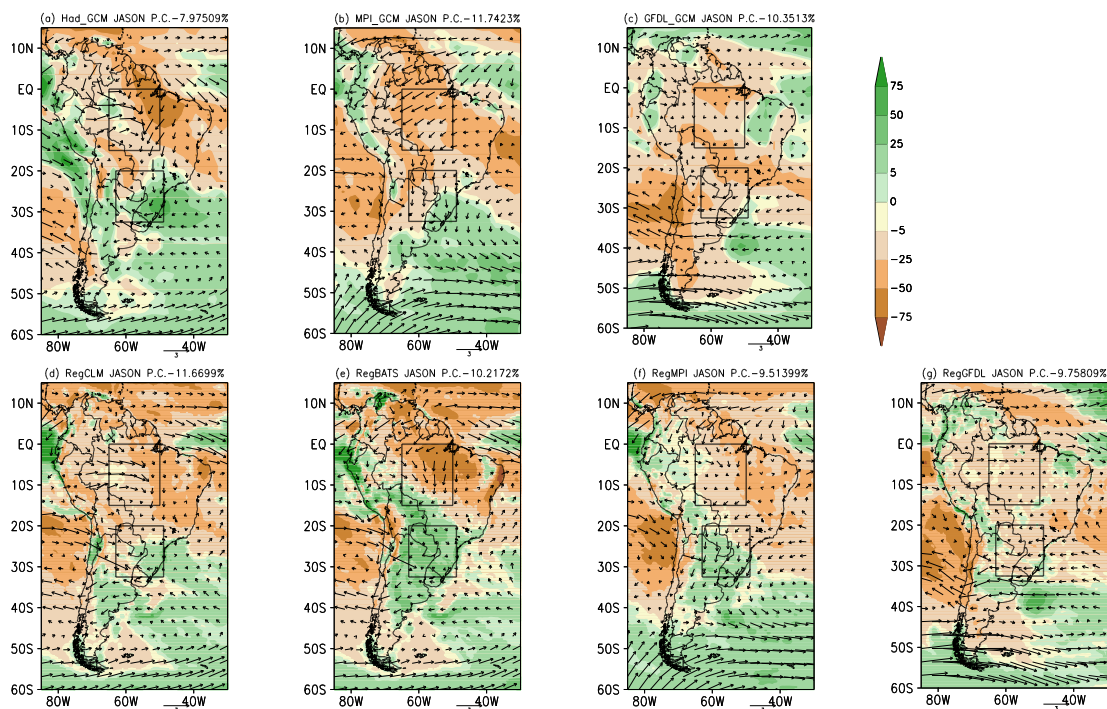


Figura 6.4.: Sinal da mudança da precipitação (%) e vento em 850 hPa (ms^{-1}) para JASON (2070/2099-1976/2005) para: (a) Had_GCM (b) MPI_GCM (c) GFDL_GCM (d) RegHadCLM (e) RegHadBATS (f) RegMPI (g) RegGFDL.

Buscando analisar a influência da umidade do solo e da TSM (região do Niño3.4) no sinal da mudança da precipitação calculou-se o parâmetro λ (equação 4). As **Figuras 6.5 e 6.6** apresentam a razão de λ calculado entre a precipitação e a umidade do solo e a precipitação e a TSM, para as estações DJFMA e JASON para o período de referência e para o período futuro. Essa razão indica qual dos dois mecanismos influencia no padrão da precipitação.

Focando primeiramente nas simulações com o RegCM4 (**Figuras 6.5 e 6.6**), nota-se que a umidade do solo apresenta uma contribuição dominante (razão maior que 1) sobre a influencia da TSM (Niño3.4), especialmente no RegHadBATS (**Figuras 6.5h, 6.5m, 6.6h e 6.6m**) onde a razão é maior que 1 sobre quase toda a AS e em todos os períodos (presente e futuro) e estações (DJFMA e JASON). Como discutido anteriormente, experiências anteriores com o BATS mostram que esse esquema de superfície é bastante sensível à forçante atmosférica, devido ao fato de usar o método de Deardoff para calcular a temperatura do solo. Este método tende a aumentar a troca entre o solo e a atmosfera, e por isso, a umidade do solo domina no sinal de mudança da precipitação.

Nas simulações com o CLM (RegHadCLM, RegMPI e RegGFDL) ocorre um aumento da contribuição da TSM no sinal da precipitação para o período futuro (extensa área em azul nas **Figuras 6.5 e 6.6**), particularmente sobre a região da LPB. O aumento da precipitação nesta região estaria principalmente relacionado com a forçante de grande escala (TSM) do que com

processos locais. A influência da anomalia de TSM, na região do Niño3.4, sobre a precipitação na LPB também foi discutida em trabalhos anteriores (Ropelewski e Halpert, 1987, 1989). Sobre a AMZ, o impacto da TSM é maior em DJFMA comparado com outras áreas (**Figura 6.5**), confirmando os resultados de estudos anteriores sobre a influência do Niño3.4 e a precipitação sobre a AMZ (Foley et al., 2002; Grimm e Ambrizzi, 2009). Nesta região, a contribuição da umidade do solo no sinal da precipitação aumenta no futuro durante JASON, enquanto que para DJFMA nota-se um sinal misto.

Em relação aos GCMs (**Figuras 6.5 e 6.6**) comparados com as simulações com o RegCM4 nota-se uma dominância maior da TSM no sinal da precipitação do que da umidade do solo nestes modelos globais. Sobre a AMZ a TSM domina o sinal da precipitação no período presente e essa contribuição aumenta no futuro.

Em resumo, a umidade do solo indica maior controle na precipitação nas simulações regionais do que nas simulações globais, e este controle é maior no BATS que no CLM. Nas simulações regionais, o aumento da precipitação sobre a LPB estaria principalmente relacionando com a forçante de grande escala (TSM-Niño3.4), enquanto que para a AMZ a umidade do solo indica maior influência na mudança do sinal da precipitação do que a TSM. Para os GCMs a mudança no sinal da precipitação, seria atribuído principalmente as anomalias de TSM na região do Niño3.4.

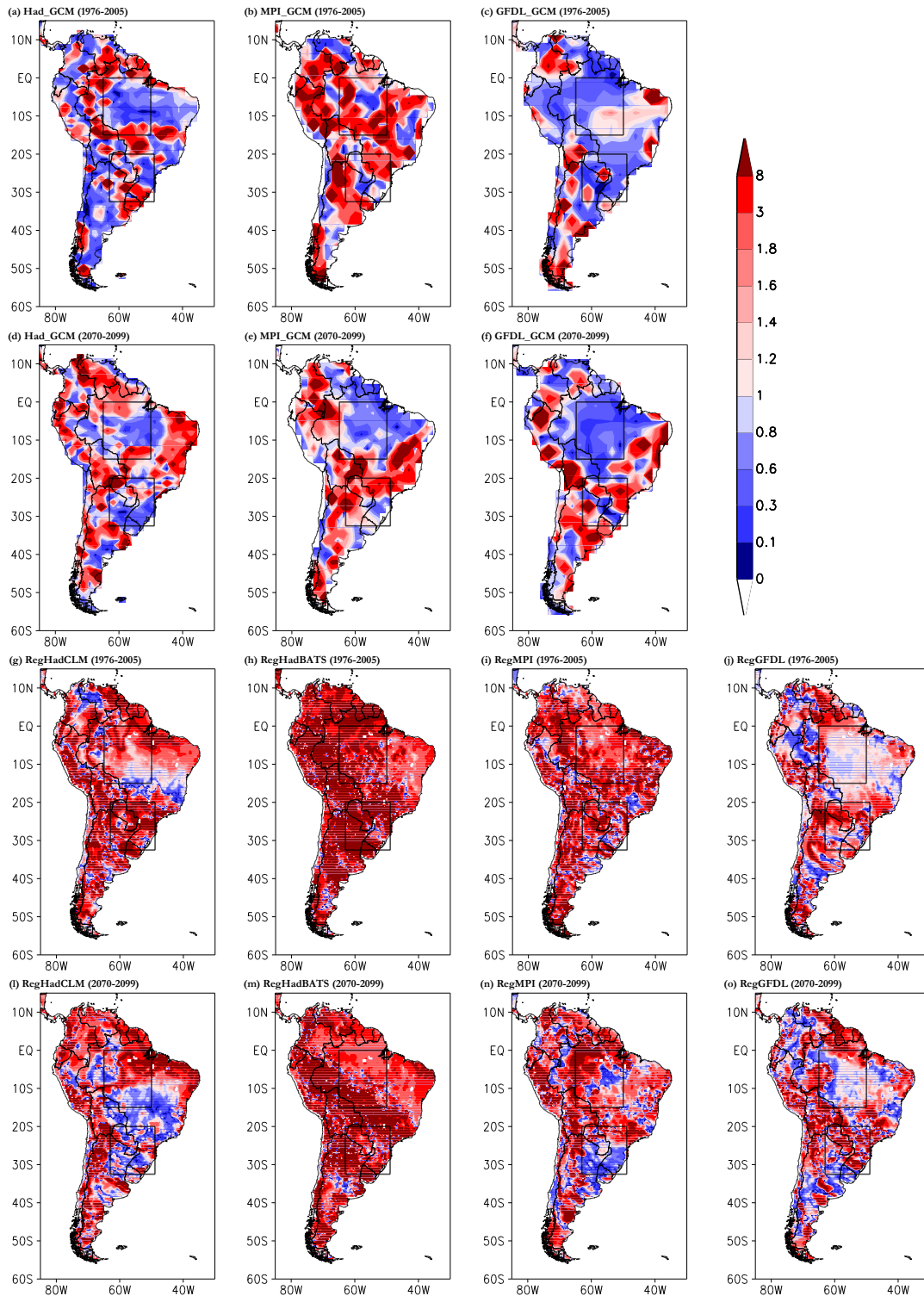


Figura 6.5.: Razão dos valores de λ para – DJFMA (a) Had_GCM (1975-2005) (b) MPI_GCM (1975-2005) (c) GFDL (1975-2005) (d) Had_GCM (2070-2098) (e) MPI_GCM (2070-2098) (f) GFDL_GCM (2070-2098) (g) RegHadCLM (1975-2005) (h) RegHadBATS (1975-2005) (i) RegMPI (1975-2005) (j) RegGFDL – (1975-2004) (l) RegHadCLM (2070-2098) (m) RegHadBATS (2070-2098) (n) RegMPI (2070-2098) (o) RegGFDL (2070-2098).

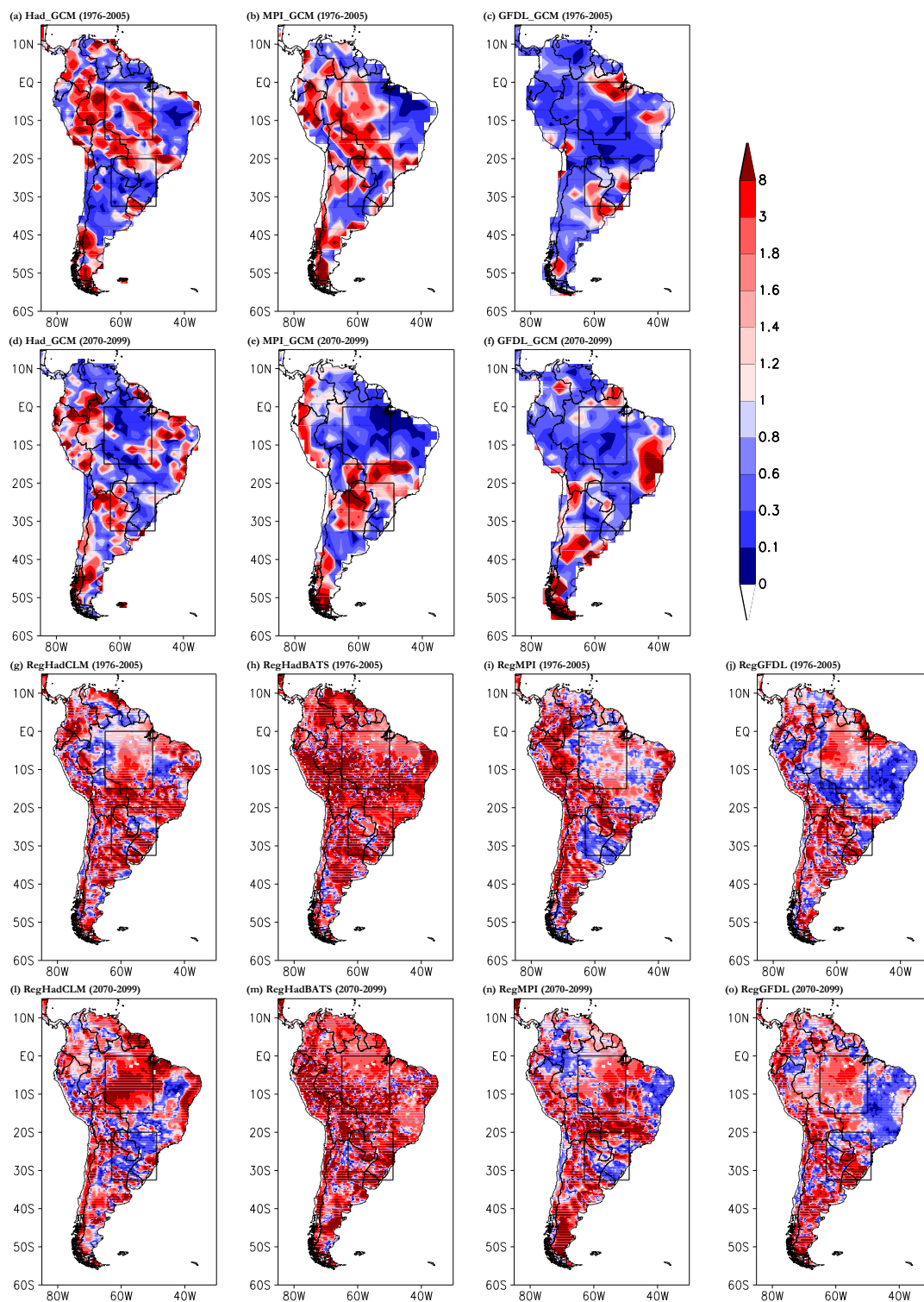


Figura 6.6.: Razão dos valores de λ para -JASON (a) Had_GCM (1975-2005) (b) MPI_GCM (1975-2005) (c) GFDL (1975-2005) (d) Had_GCM (2070-2098) (e) MPI_GCM (2070-2098) (f) GFDL_GCM (2070-2098) (g) RegHadCLM (1975-2005) (h) RegHadBATS (1975-2005) (i) RegMPI (1975-2005) (j) RegGFDL - (1975-2004) (l) RegHadCLM (2070-2098) (m) RegHadBATS (2070-2098) (n) RegMPI (2070-2098) (o) RegGFDL (2070-2098).

Capítulo 7 – Conclusão Geral e Sugestões para Trabalhos Futuros

7.1. Conclusões

O presente trabalho analisou a sensibilidade do modelo climático regional RegCM4 à variação do esquema de superfície acoplado, buscando identificar o impacto dessa representação na climatologia e na variabilidade interanual do clima presente, bem como em projeções climáticas para a América do Sul. Realizou-se experimentos com o RegCM acoplado ao esquema de superfície BATS (RegBATS) e ao CLM (RegCLM).

A análise da climatologia sazonal mostrou que o RegCLM reduz o bias úmido presente nas simulações com o RegBATS. Ambas as simulações subestimam a chuva na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) durante o verão, outono e inverno austral, enquanto que na primavera ambos superestimam esse sistema. Através da análise da circulação em 850 hPa, notou-se que o RegBATS apresenta circulação mais intensa que o RegCLM o que pode favorecer maior advecção de umidade para o continente com consequente precipitação. Isto explica, em parte, o fato do RegBATS ser mais úmido que o RegCLM e as observações em praticamente todo domínio de simulação, incluindo o setor continental da Zona de Convergência do Atlântico

Sul (ZCAS), durante todo o ano. Sobre o ramo oceânico da ZCAS, o RegBATS apresentou maior concordância com as observações do que o RegCLM.

Em relação ao ciclo anual da precipitação para a região Amazônica, tanto o RegCLM como o RegBATS estão em fase com as observações, sendo que o RegCLM reduz o bias úmido do RegBATS durante a estação chuvosa. Durante os meses mais secos o RegBATS apresenta valores mais próximos das observações. No período chuvoso o RegCLM simula menores valores de evapotranspiração, o que explica, juntamente com a menor advecção de umidade, os valores de precipitação mais próximos das observações. Para o período seco isto se inverte, ou seja, o RegBATS apresenta menores valores de evapotranspiração resultando em menores taxas de precipitação e maior similaridade com as observações. Para a temperatura do ar na AMZ o RegBATS superestima a observação durante todo o ano, com maior superestimativa no período seco. Isto ocorre provavelmente em função dos menores valores de albedo, principalmente durante a estação seca, o que permite maior absorção de energia solar pela superfície e consequente aumento do fluxo de calor sensível e maiores temperatura do ar, ou seja, maior bias quente. Já o RegCLM simula temperatura do ar mais próxima da observação (com exceção de agosto-dezembro) em função de simular a partição de energia mais próxima dos valores observados nas torres micrometeorológicas.

Para a Bacia do Prata ambas configurações do RegCM4 superestimam a precipitação de janeiro a março e novembro, enquanto subestimam dos demais meses. De forma geral tanto o RegBATS como o RegCLM simulam o ciclo anual da precipitação próximo ao observado para essa região, tanto na fase como na intensidade. As parametrizações de superfície apresentam ciclo anual da evapotranspiração muito similar, indicando maior controle dos sistemas transientes (por exemplo, frente fria/ciclones) do que de fatores locais na precipitação. Para a temperatura do ar o RegBATS simula valores mais próximos do conjunto de observações (menor bias), enquanto o RegCLM subestima as observações de maio-dezembro e apresenta valores praticamente iguais aos observados nos outros meses.

O RegCLM simula precipitação mais próxima dos valores observados, mas ainda assim superestima-a durante o verão austral no nordeste do Brasil. No RegBATS a precipitação é maior que a observada, principalmente de janeiro-maio, exatamente nos mesmos meses em que a evapotranspiração é maior. Para a temperatura do ar, nota-se superestimativa no RegBATS durante todos os meses do ano, já o RegCLM subestima a temperatura do ar observada de abril-julho e superestima nos outros meses.

Em relação à variabilidade interanual para a AMZ, ambas as simulações estão em fase com as observações para a precipitação, sendo que o RegBATS simula o sinal do ENOS mais

intensamente do que o RegCLM. Para anomalias interanuais de temperatura do ar o RegBATS apresenta a mesma fase da observação, enquanto nota-se no RegCLM um atraso da fase. O RegCLM simula o impacto da redução/aumento da precipitação na umidade solo conforme se observa na AMZ (Bruno et al., 2006), isto é, após um período (tempo de memória, 2 meses) de redução/aumento da precipitação devido a forçante de grande escala ocorre o impacto na umidade do solo e como consequência na evapotranspiração e no escoamento superficial. Por simular a redução/aumento da evapotranspiração de acordo com o tempo de memória do solo, após 2 meses, só há aumento/redução do fluxo de calor sensível esse período (fechamento do balanço de energia), sendo assim, o RegCLM apresenta a fase da anomalia interanual de temperatura do ar atrasada em relação às observações. Já o RegBATS apresenta redução/aumento da umidade do solo, evapotranspiração e escoamento de superfície simultaneamente, isto é, quando ocorre a redução/aumento da precipitação devido à forçante de grande escala. Isto resulta em redução/aumento do fluxo de calor sensível ao mesmo tempo e a anomalia temperatura do ar simulada está em fase com a observação no RegBATS. Na escala interanual, o RegCLM simula os valores extremos de temperatura do ar e precipitação (percentis de 25 e 75%) mais próximos da observação do que o RegBATS que na AMZ tende a superestimar esses eventos.

Na região NDE as anomalias interanuais de precipitação simuladas estão fora de fase daquelas do CRU, sendo que eventos com anomalias positivas de precipitação são superestimados nas simulações. Os experimentos simulam as anomalias interanuais de temperatura do ar de acordo com a observação do CRU, tanto em fase como em magnitude, principalmente para os anos de evento El Niño, associado à anomalia positiva. Já para os eventos de anomalias negativas há defasagem entre as simulações e a observação. Em relação às variáveis relacionadas com os processos de superfície o comportamento no NDE foi semelhante ao encontrado para a AMZ. O RegCLM apresenta valores mais próximos do CRU em relação aos extremos secos, frios, úmidos e quentes (percentis de 25 e 75%, respectivamente) do que o RegBATS para o NDE.

Para a anomalia interanual da precipitação na LPB as simulações estão fora de fase para alguns eventos amplificam o sinal observado. Nesta escala, as anomalias de temperatura do ar apresentam série bastante ruidosa e em alguns eventos as simulações estão em fase com as observações e em outros não. No entanto, as simulações estão em fase entre si subestimando, na maioria das vezes, as amplitudes das anomalias da temperatura do ar observadas. O fluxo de calor sensível no RegBATS apresenta maiores/menores valores do que o RegCLM. Um ponto interessante é que quando as anomalias de temperatura do ar são positivas as anomalias do fluxo

de calor sensível para ambas às simulações são negativas. O RegBATS simula os valores extremos secos e quentes (percentil de 25 e 75%, respectivamente) de acordo com os valores observados, já para os eventos úmidos (percentil de 75%) o RegCLM simula valores mais próximos das observações RegBATS. Nos eventos frios (percentil de 25%) ambos os experimentos apresentam mesmo valor e subestimam esses eventos comparando com o CRU.

Foram analisadas as mudanças projetadas para o final do século no regime hidroclimático para a América do Sul, com foco nas Bacias do Prata e Amazônica através de um conjunto de simulações realizadas com o RegCM4 para o cenário de emissões RCP8.5.

Primeiro, encontrou-se um prolongamento para o final do século da estação seca sobre a parte central da América do Sul relacionado com um atraso no início do sistema de monção e antecipação no deslocamento desse sistema para o norte. Uma resposta similar da precipitação para a Bacia Amazônica foi encontrada nas projeções discutidas por Sörensson et al. (2010) e por Mariotti et al. (2014) para o domínio do CORDEX para África, indicando que esse sinal pode ser proveniente de um futuro padrão global e uma investigação em escala global se faz necessária.

Em relação às Bacias Amazônica e do Prata, o RegCM4 simula o ciclo anual da precipitação para o clima presente mais realístico que o modelo global utilizado para forçar (adição de valor). Sobre a Bacia Amazônica a maioria dos modelos projetam para o final do século uma diminuição da precipitação durante todo o ano, com maior redução durante a estação seca (de maio a outubro) e especialmente no início do sistema de monção (agosto a outubro). Para a Bacia do Prata a maioria dos modelos projetam aumento da precipitação durante a estação chuvosa (novembro a maio) e decréscimo durante a estação seca. Em geral, um padrão da mudança da precipitação do tipo dipolo foi encontrado, com decréscimo da precipitação na Bacia Amazônica e aumento da precipitação sobre o centro-sul da AS. Estes resultados estão de acordo com as projeções globais, que mostram decréscimo da precipitação sobre grande parte do Brasil durante o inverno austral e aumento da precipitação sobre a Bacia do Prata durante o inverno e verão austral (Christensen et al., 2007). Estes resultados também estão de acordo com os compilados por Solman (2013).

As análises para verificar a contribuição de forçantes remotas (TSM) e de forçantes locais (US) no sinal da precipitação para o final do século indicaram que a influência da umidade do solo é mais pronunciada nas simulações regionais do que nas simulações globais e na região AMZ do que na LPB. A umidade do solo domina o sinal da precipitação principalmente quando se utiliza o modelo de superfície BATS. Os processos de superfície são uma grande incerteza em modelagem climática ao se investigar mudanças provenientes do aumento dos gases do efeito estufa.

As projeções climáticas indicam uma grande mudança do regime hidroclimático na AS devido ao aumento das concentrações dos gases do efeito estufa na atmosfera, que podem gerar consequências graves nas atividades desenvolvidas na região. Os resultados também indicam uma grande incerteza nas projeções, principalmente em relação às parametrizações físicas adotadas no modelo.

7.2. Sugestões para Trabalhos Futuros

Como sugestão para aprofundar o entendimento da superfície em simulações do RegCM4 de eventos extremos é importante realizar uma análise mais aprofundada desses eventos trabalhando com anomalias totais, interanuais e intrassazonais e separadamente para cada estação do ano.

Uma análise detalhada do ciclo anual da precipitação e temperatura e suas respectivas relações com os fluxos de superfície para outras regiões da AS (por exemplo, região dos Andes, Argentina, sudeste do Brasil) e que não foi realizada nesse trabalho é de extrema importância para melhor compreender as questões da superfície em simulações climáticas para essas regiões.

Capítulo 8 – Referências Bibliográficas

- Accituno P (1988) On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. *Monthly Weather Review* 116:505-524.
- Andreoli RV, Kayano MTA (2007) Importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.22, n.1, p.63-74.
- Anthes RA (1977) A Cumulus Parameterization Scheme Utilizing a One-Dimensional 477 Cloud Model. *Mon Wea Rev* 105: 270–286.
- Anthes RA, Hsie EY, Kuo YH (1987) Description of the Penn State/NCAR Mesoscale 480 Model Version 4 (MM4). National Center for Atmospheric Research Tech Note TN-481 282+STR, NCAR, Boulder, CO.
- Araujo AC, Nobre AD, Kruijt B, Elbers JA, Dallarosa R, Stefani P, von Randow C, Manzi AO, Culf AD, Gash JHC, Valentini R, Kabat P (2002) Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: the Manaus LBA site. *Journal of Geophysical Research–Atmospheres* 107.

- Artale V, Calmanti S, Carillo A, Dell'Aquila A and others (2010) An atmosphere–ocean regional climate model for the Mediterranean area: assessment of a present climate simulation. *Clim Dyn* 35:721–740.
- Bonan G. B., 1996: A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies. NCAR Tech. Note NCAR/TN-417+STR, 150 pp.
- Borma LS, Rocha HR, Cabral OMR, von Randow C, Collicchio E, Kurzatkowski D, Brugger PJ, Freitas HC, Tannus RN, Oliveira L, Rennó CD, Artaxo P (2009) Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia. *J. Geophys. Res.* 114, p.1–12.
- Bretherton CS, McCaa JR, Grenier H (2004) A New Parameterization for Shallow Cumulus Convection and Its Application to Marine Subtropical Cloud-Topped Boundary Layers. Part I: Description and 1D Results. *Mon Wea Rev* 132: 864-882.
- Brutsaert W (1982) *Evaporation into the Atmosphere*. D. Reidel, 299 pp.
- Bruno RD, da Rocha HR, de Freitas HC, Goulden ML, Miller SD (2006) Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian tropical forest. *Hydrological Processes* 20:2477–2489.
- Carril AF, Menendez CG, Remedio ARC (2012) Performance of a multi-RCM ensemble for South Eastern South America. *Clim Dyn* 39:2747–2768.
- Carvalho LMV, Jones C, Liebmann B (2004) The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, v. 17, p. 88–108.
- Cherchi A, Carril AF, Menéndez CG, Zamboni L (2013) La Plata basin precipitation variability in spring: role of remote SST forcing as simulated by GCM experiments. *Climate Dynamics*, doi 10.1007/s00382-013-1768-y.

- Chou SC, Nunes AMB, Cavalcanti IAF (2000) Extended range forecasts over South America using the regional eta model. *J Geophys Res* 105:10147–10160.
- Christensen JH et al. (2007): Regional climate projections. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S, et al., Eds., Cambridge University Press, Cambridge, 847-940.
- Clapp RB, Hornberger GM 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14: 601- 604.
- Collatz GJ, Ball JT, Grivet C, Berry JA (1991) Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: A model that includes a laminar boundary layer. *Agric. For. Meteor.* 54, 107-136.
- Collins WD, Lee-Taylor JM, Edwards DP, Francis GL (2006b) Effects of increased near-infrared absorption by water vapor on the climate system. *J. Geophys. Res.*, in press
- Coppola E, Giorgi F, Mariotti L, Bi X (2012) RegT-Band: a tropical band version of 503 RegCM4. *Clim Res* 52:115–133
- Coppola E, Giorgi F, Raffaele F, Fuentes-Franco, R, Giuliani G, Llopart M, Mamgain A, Mariotti L, Diro GT, Torma C (2014) The bias and climate change signal in the Phase I CREMA experiment. *Submetido no Climatic Change*.
- Cuadra SV et al. (2012) A biophysical model of sugarcane growth *Bioenergy* 4 36–48.
- Dai Y, Zeng QC (1996): A land surface model (IAP94) for climate studies. Part I: Formulation and validation in off-line experiments. *Adv. Atmos. Sci.*, 14, 433–460.
- Dai YJ, Zeng XB, Dickinson RE, Baker I, Bonan GB, Bosilovich MG (2003) The common land model, *Bulletin of the American Meteorological Society* 84, pp. 1013–1023.

- da Rocha HR, Manzi AO, Cabral OM, Miller SD, Goulden ML, Saleska SR, R.-Coupe N, Wofsy SC, Borma L et al. (2009). Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *J. Geophys. Res.*,114, G00B12, doi:10.1029/2007JG000640.
- da Rocha HR, Goulden ML, Miller S, Menton MC, Oliveira Pinto LDV, Freitas H, Figueira AMS (2004) Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazônia. *Ecological Applications*, S22-S32.
- da Rocha RP, Morales CA, Cuandra SP, Ambrizzi T (2009) precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: an evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. *J Geophys Res* 114: D10108.
- da Rocha RP, Cuadra SV, Reboita MS, Kruger LF, Ambrizzi T, Krusche N (2012) Effects of RegCM3 Parameterizations on Simulated Rainy Season over South America. *Clim Res* 52:253–265.
- da Rocha RP, Reboita MS, Dutra LMM, Llopart M, Coppola E (2014) Interannual variability associated with ENSO: present and future climate projections of RegCM4 for South America-CORDEX domain. *Submetido no Climatic Change*.
- de Gonçalves LGG et al. (2013) Overview of the Large-Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia Data Model Intercomparison Project (LBA-DMIP). *Agricultural and Forest Meteorology* 182– 183, 1-17p. 111– 127.
- de Souza E, Alves JMB, Xavier T (1999) Distribuição mensal e sazonal da precipitação no semi árido nordestino durante os anos de predominância de aquecimento ou de resfriamento observados em toda a bacia do Atlântico tropical. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.14, n. 1,01-09.
- Deardorff J Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation (1978) *Journal of Geophysical Research*, v.83, p.1889-1903.

- Dee DP et al. (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, v. 137, p. 553–597.
- Dickinson RE (1984) Infrared radiative cooling in the mesosphere and lower thermosphere *Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union* 29, 58.
- Dickinson RE, Sellers PJ, Wilson MF (1986) Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR CCM, NCAR/TN-275-STR. *Nat. For Atmos. Res.*
- Dickinson RE (1988) The force-restore model for surface temperatures and its generalizations. *J Climate* 1: 1086–1097.
- Dickinson RE, Henderson-Sellers A (1988) Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parametrizations *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 114, 439.
- Dickinson RE, Errico RM, Giorgi F, Bates GT (1989) A regional climate model for the 522 western United States. *Climatic Change* 15: 383–422
- Dickinson RE, Henderson-Sellers A, Kennedy P.J (1993) Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as coupled to the NCAR Community Model. NCAR Tech. Note NCAR/TN-3871STR, 72 pp.
- Dirmeyer PA, Schlosser CA, Brubaker KL (2009), Precipitation, recycling and land memory: An integrated analysis, *J. Meteorol.*, 10, 278–288.
- Diro GT, Rauscher SA, Giorgi F, Tompkins A (2012) Sensitivity of seasonal climate and diurnal precipitation over Central America to land and sea surface schemes in RegCM4. *Clim Res* 52:31–48.
- Dirzo R, Raven PH (2003) Global state of biodiversity and loss. *Annu Rev Env Resour* 28: 137–67.

- Dunne JP et al. (2012) GFDL's ESM2 Global Coupled Climate–Carbon Earth System Models. Part I: Physical Formulation and Baseline Simulation Characteristics. *J. Climate*, 25, 6646–6665.
- Elguindi N, BI X, Giorgi F, Nagarajan B, Pal J, Solomon F (2004) RegCM Version 3.0 User's Guide. Trieste: *PWCG Abdus Salam ICTP*, 48 p.
- Eltahir EAB, Bras RL (1994) Precipitation recycling in the Amazon basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120: 861–880.
- Emanuel KA, Zivkovic-Rothman M (1999) Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *J Atmos Sci* 56: 1766–1782.
- Farquhar, G. D. (1980). Carbon isotope discrimination by plants: effects of carbon dioxide concentrations and temperature via the ratio of intercellular and atmospheric CO₂ concentration. In 'Carbon Dioxide and Climate: Australian Research'. (Ed. G. I. Pearman.) pp. 105-10. (Aust. Acad. Sci. Canberra.)
- Fernandez JPR, Franchito SH, Rao VB (2006a) Simulation of summer circulation over South America by two regional climate models. Part I. Mean climatology. *Theor Appl Climatol* 86:247–260.
- Fernandez JPR, Franchito SH, Rao VB (2006b) Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part II: A comparison between 1997/1998 El Niño and 1998/1999 La Niña events. *Theor Appl Climatol* 86:261–270.
- Foley JA, Botta A, Coe MT, Costa MH (2002) El Niño Southern Oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles*, 16:1132.
- Foley JA et al. (2007) Amazonia revealed: forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the Amazon Basin. *Frontiers in Ecology and Environment* 5:25–32.
- Fu R, Zhu B, Dickinson RE (1998) How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon? *J. Climate* 12, 1306–1321.

- Gandu AD, Silva Dias PL (1998) Impact of tropical heat sources on the South America tropospheric upper circulation and subsidence. *Journal of Geophysical Research*, 103, 6001-6015.
- Giorgetta MA et al (2013) Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the coupled model intercomparison project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*.
- Giorgi F, Marinucci MR, Bates G (1993a) Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary layer and radiative transfer processes. *Mon Wea Rev* 121: 2794–2813.
- Giorgi F, Marinucci MR, Bates G, DeCanio G (1993b) Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part II. Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon Wea Rev* 121:2814–2832
- Giorgi F, Mearns L (1999) Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *J Geophys Res* 104: 6335–6352.
- Giorgi F, Francisco R, Pal JS (2003) Effects of a sub-grid scale topography and landuse scheme on surface climate and hydrology. I. Effects of temperature and water vapor disaggregation. *J Hydrometeorol* 4:317–333
- Giorgi F, Bi X (2005) Updated regional precipitation and temperature changes for the 21st century from ensembles of recent AOGCM simulations. *Geophysical Research Letters*, 32, L21715.
- Giorgi F, Jones C, Asrar G (2009) Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bull* 58: 175–183.
- Giorgi F, Coppola E, Solomon F et al (2012) RegCM4: Model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains, *Clim. Res.*, 52, 7–29.

- Giorgi F (2014) The CREMA experiment, Introduction to the special issue. Submetido no Climatic Change.
- Giorgi F, Coppola E, Raffaele F, Diro GT, Fuentes-Franco R, Giuliani G, Mamgain A, Llopart M, Mariotti L, Torma C (2014) Changes in extremes and hydroclimatic regimes in the CREMA ensemble projections. Submetido no Climatic Change.
- Goulden ML, Miller SD, Menton MC, da Rocha HR, de Freitas HC (2004) Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. *Ecological Applications* 14: S42–S54.
- Grell GA (1993) Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon Weather Rev* 121:764–787.
- Grell G, Dudhia, J., Stauffer, D.R. (1994). A description of the Fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech Note TN-398 + STR, 122p.
- Grimm AM, Ferraz SET, Gomes J (1998) Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, 11, 2863-2880.
- Grimm AM, Barros VR, Doyle ME (2000) Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate*, 13, 35–58.
- Grimm AM (2003) The El Niño impact on the summer monsoon system in Brazil: regional process versus remote influences. *Journal of Climate*, v.16, p.263-280.
- Grimm AM, Ambrizzi T (2009) Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. In: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene*, Developments in Paleoenvironmental Research, Vimeux F, Sylvestre F, Khodri M, (eds). Springer: Netherlands, 159–191.
- Grimm AM (2009) Variabilidade interanual do clima no Brasil. In: Cavalcanti IFA, Ferreira NJ, Justi da Silva MG, Silva Dias MAF(eds) *Tempo e Clima no Brasil*, chap 22, pp. 353–374. Editora Oficina de Textos, São Paulo.

- Hastenrath S (1991) *Climate Dynamics of the Tropics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 488 p.
- Henderson-Sellers A, Pitman PK, Irannejad P, Chen TH (1995) The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS): Phases 2 and 3. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 489–503.
- Holtzlag A, de Bruijn E, Pan HL (1990) A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Mon Wea Rev* 118:1561–1575.
- Hostetler SW, Bates GT, Giorgi F (1993) Interactive nesting of a lake thermal model within a regional climate model for climate change studies. *J Geophys Res* 98:5045–5057
- IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Jarvis, PG The interpretations of the variation in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field (1976) *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. B* 273, p. 593–610.
- Kiehl J, Hack J, Bonan G, Boville B, Breigleb B, Williamson D, Rasch P (1996) Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). National Center for Atmospheric Research Tech Note NCAR/TN-420+STR, NCAR, Boulder, CO.
- Kodama YM (1992) Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 70, p. 813–835.
- Koster RD, Suarez MJ (1992) Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands. *J. Geophys. Res.*, 97, 2697–2715.

- Koster RD, Suarez MJ (2001) Soil moisture memory in climate models. *J Hydrometeor* 2:558–570.
- Koster RD, et al (2004) Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation, *Science*, 305(5687), 1138–1140.
- Krüger F, da Rocha R, Reboita M, Ambrizzi T (2012) RegCM3 nested in HadAM3 scenarios A2 and B2: projected changes in extratropical cyclogenesis, temperature and precipitation over the South Atlantic Ocean *Climatic Change* 113:599–621.
- Legates DR, Willmott CJ (1990) Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected, global precipitation. *Int J Climatology* 10, 111-127
- Lenters J, Cook K (1995) Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. *J. Climate*, 8, 2298–3005.
- Llopart M, Coppola E, Giorgi F, da Rocha RP, Cuadra S (2013) Climate change impact on precipitation for the Amazon and La Plata basin. *Submetido no Climatic Change*.
- Malhi Y, et al. (2008) Climate change, deforestation and the fate of the Amazon. *Science* 319:169-172.
- Manabe, S Climate and the ocean circulation. Part 1 (1969) The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 739–774.
- Marengo J (1992) Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *Int. J. Climatol.*, 12, 853–863.
- Marengo J, Tomasella J, Uvo C (1998) Long-term streamflow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazonia, Eastern Brazil and Northwest Peru. *J. Geophys. Res.*, 103, 1775–1783.

- Marengo JA, Soares WR, Saulo C, Nicolini M (2004) Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *Journal of Climate*, v. 17, n. 12, p. 2261-2280.
- Marengo J, Nobre C (2009) Clima da região amazônica. In: Cavalcanti IFA. (Org.). *Tempo e Clima do Brasil* São Paulo: Oficina de Textos, p.198-212.
- Marengo JA, Ambrizzi T, da Rocha RP, Alves LM, Cuadra SV, ValverdeMC, Torres RR, Santos DC, Ferraz SET (2010) Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. *Clim Dyn* 35:1073–1097.
- Mariotti L, Coppola E, Sylla MB, Giorgi F, Piani C (2011) Regional climate model simulation of projected 21st century climate change over an all-Africa domain: comparison analysis of nested and driving model results. *J Geophys Res.*116:D15111.
- Mariotti et al. (2014) Seasonal and intraseasonal changes of African monsoon climates in 21st century CORDEX projections. Submetido no *Climatic Change*.
- Martin GM et al. (2011) The HadGEM2 family of Met Office Unified Model Climate configurations, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, 4, 765–841.
- Meehl GA, Stocker TF, Collins WD, Friedlingstein P, Gaye AT, Gregory JM, Kitoh A, Knutti R, Murphy JM, Noda A, Raper SCB, Watterson IG, Weaver AJ, Zhao Z-C (2007) 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*, Solomon S, et al., Eds., Cambridge University Press, Cambridge, 847-940.
- Meehl GA, Bony S (2011) Introduction to CMIP5 Clivar Exchanges, 16(2) : 4-5.
- Menendez CG, et al. (2010) CLARIS Project: Towards climate downscaling in South America. *Meteorologische Zeitschrift* 19:357-362.

- Miller SD, Goulden ML, Menton MC, da Rocha HR, de Freitas HC, Silva Figueira AM, Dias de Sousa CA (2004) Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. *Ecological Applications* 14:S114–S126.
- Misra V, Dirmeyer PA, Kirtman B (2002) Regional simulation of interannual variability over South America. *J Geophys Res* 107, LBA 3.1–3.16
- Mitchell TD, Jones PD (2005) An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int J Climatology* 25: 693-712.
- Moss RH, et al. (2010) The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature* 463:747–756.
- Moron V, Bigot S and Roucou P (1995) Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951–1990) *Int. J. Climatol.*
- Negrón-Juarez RIN (2004) Variabilidade Climática Regional e controle da vegetação no Sudeste: Um Estudo de Observações sobre Cerrado e cana-de-açúcar e Modelagem Atmosférica. Tese de Doutorado, 159p. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo.
- Nobre P (1996) Variabilidade interanual do Atlântico tropical e sua influência no clima da América do Sul. *Climanálise - Edição Comemorativa.*
- Nobre P, Shukla J (1996) Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Climate*, in press.
- Nobre, P et al. (2013) Climate Simulation and Change in the Brazilian Climate Model. *J. Climate*, 26, 6716–6732.
- Notaro M, Liu Z (2008), Statistical and dynamical assessment of vegetation feedbacks on climate over the boreal forest, *Clim. Dyn.*, 31, 691–712.

- Nuñez MN, Solman S, Cabré MF (2009) Regional climate change experiments over Southern South America. II: Climate change scenarios in the late twenty first century. *Clim Dyn* 32:1081–1095.
- Oleson KW, Niu G, Yang ZL, Lawrence DM et al (2008) Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrologic cycle. *J Geophys Res* 113:G01021. doi:10.1029/2007JD000563.
- Oleson KW, Dai Y et al. (2013) Technical description of version 4.5 of the Community Land Model (CLM). NCAR Technical Note NCAR/TN-503+STR. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado. 420 pp.
- Orlowsky B, Seneviratne SI (2010) Statistical analyses of land atmosphere feedbacks and their possible pitfalls. *J. Clim.*, 23, 3918–3932.
- Pal JS, et al. (2007) Regional climate modeling for the developing world: the ICTP RegCM3 and RegCNET. *Bull Am Meteorol Soc* 88: 1395–1409.
- Pal JS, Small E, Eltahir E (2000) Simulation of regional-scale water and energy budgets: representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *J Geophys Res* 636 105: 29579–29594.
- Pessag N et al. (2013) The surface radiation budget over South America in a set of regional climate models from the CLARIS-LPB project. *Clim Dyn* 1432-0894.
- Philip JR The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci* 83 (1957), p. 345–357.
- Philander SG (1990) *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillations*. Academic Press. p. 293.
- Pitman AJ, Henderson-Sellers A (1998). Recent progress and results from the project for intercomparison of land surface parameterization schemes. Special Issue of *The Journal of Hydrology on Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle* 212–213 1–4, p. 128–135.

- Rao G, Hada K (1990) Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theor. Appl. Climatol.*, 42, 81–91.
- Rauscher SA, Seth A, Liebmann B, Qian J-H, Camargo SJ (2007) Regional Climate Model–Simulated Timing and Character of Seasonal Rains in South America. *Mon Wea Rev* 135:2642-2657.
- Ratnam JV, Giorgi F, Kaginalkar A, Cozzini S (2009) Simulation of the Indian monsoon using the RegCM3-ROMS regional coupled model. *Clim Dyn* 33:119–139.
- Reboita MS, Gan MA, da Rocha RP, Ambrizzi T (2009) Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Rev. bras. meteorol.* vol.25 no.2.
- Reboita MS, Fernandez JPR, Llopart M, da Rocha RP, Pampuch L, Cruz FT (2014) Assessment of RegCM4.3 over the CORDEX South America Domain: Sensitivity Analysis to Physical Parameterization Scheme. Submetido no Climate Research.
- Restrepo-Coupe N et al. (2013) What drives the seasonality of photosynthesis across the Amazon basin? A cross-site analysis of eddy flux tower measurements from the Brasil flux network. *Agricultural and Forest Meteorology* 182– 183, 1-17p. 128– 144.
- Ropelewski CF, Halpert MS (1987) Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606–1626.
- Ropelewski CF, Halpert MS (1989) Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation, *J. Clim.*, 2, 268-284.
- Saleska, SR, et al. (2003). Carbon in Amazon forests: Unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses, *Science*, 302, 1554– 1557.
- Saleska SR, Didan K, Huete A, da Rocha HR (2007). Amazon Forests Green-Up During 2005 Drought. *Science*. Vol. 318. no. 5850, p. 612.

- Satyamurty P, Nobre CA, SilvaDias PL (1998) South America. In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Eds. Karoly D. J.; Vicent, D. G. American Meteorological Society, *Meteorological Monographs*, v. 27, n. 49, p. 119-139.
- Sellers P (1985) Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *Int J Remote Sens* 6: 1335–1372.
- Sellers PJ, Mintz YC, Sud, Dalcher (1986) A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 43(6):505-531.
- Sellers PJ, Shuttleworth WJ, Dorman J (1989) Calibrating the Simple Biosphere Model for Amazonian Tropical Forest using field and remote sensing data. Part I: Average calibration with field data. *Journal of Applied Meteorology*, 28: 727-759.
- Sellers PJ, Randall DA, Collatz CJ, Berry JA, Field CB, Dazlich DA, Zhang C, Collelo GD (1996a) A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part I: Model formulation. *J. Climate*, 9, 676-705.
- Sellers PJ, Dickinson RE, Randall DA, Betts AK, Hall FG, Berry JA, Collatz GJ, Denning AS, Mooney HA, Nobre CA, Sato N, Field CB, Henderson-Sellers A (1997) Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science* 275 (5299):502-509.
- Seth A, Rojas M (2003) Simulation and sensitivity in a nested modeling system for tropical South America. Part I: Reanalyses boundary forcing. *J Climate* 16: 2437-2453.
- Seth A, Rauscher SA, Carmago SJ, Qian JH, Pal JS (2007): RegCM3 regional climatologies using reanalysis and ECHAM global model driving fields. *Climate Dyn.*, 28, 461–480.
- Seth A, Rojas M, Rauscher SA (2010) CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American Monsoon. *Clim Change* 98:331–357.
- Seneviratne SI, Lüthi D, Litschi M, Schär C (2006) Land atmosphere coupling and climate change in Europe, *Nature*, 443, 205–209.

- Silva VBS, Kousky VE, Shi W, Higgins RW (2007) An improved historical daily precipitation analysis for Brazil, *J. Hydrometeorol.*, 8, 847– 861.
- Solmon F, Giorgi F, Liousse C (2006) Aerosol modeling for regional climate studies: application to anthropogenic particles and evaluation over a European/African domain. *Tellus Ser B Chem Phys Meteorol* 58: 51–72
- Solman SA et al. (2013) Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: model performance and uncertainties. *Clim Dyn*, 1-19.
- Solman SA (2013) Regional climate modeling over South America: A review. *Hindawi* 2013, article ID 504357, 13 pp.
- Sörensson AA, Menéndez CG, Samuelsson P, Willén U, Hansson U (2010) Soil-precipitation feedbacks during the South American Monsoon as simulated by a regional climate model. *Climatic Change*, 98, 429-447.
- Sörensson AA et al. (2010) Projected precipitation changes in South America. A dynamical downscaling within CLARIS. *Meteorologische Zeitschrift* 19:347-355.
- Sörensson AA, Menéndez CG (2011) Summer soil-precipitation coupling in South America. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63, 56-68.
- Steiner AL, Pal JS, Giorgi F, Dickinson RE, Chameides WL (2005) Coupling of the Common Land Model (CLM0) to a regional climate model (RegCM). *Theor Appl Climatol* 82(3–4):225–243.
- Steiner AL, Pal JS, Rauscher SA, Bell JL et al (2009) Land surface coupling in regional climate simulations of the West Africa monsoon. *Clim Dyn* 33(6):869-892.

- Stieglitz M, Rind D, Famiglietti J, Rosenzweig C (1997) An efficient approach to modeling the topographic control surface hydrology for regional and global climate modeling. *J. Clim.*, 10, 118-137.
- Tawfik AB, Steiner AL (2011) The role of soil ice in land–atmosphere coupling over the United States: a soil moisture precipitation winter feedback mechanism. *J Geophys Res* 116: D02113.
- Tiedtke M (1989) A comprehensive mass-flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon Weather Rev* 117: 1779–1800.
- Uvo CRB, Repelli CA, Zebiak S, Kushnir Y (1998) The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. *J. Climate*, 11, 551–562.
- Van Vuuren DP et al. (2011) The representative concentration pathways: an overview. *Climate Change*, v. 109, p. 5–31.
- Vera, C., et al. 2006: Toward a unified view of the American monsoon systems. *J. Climate*, 19:4977-5000.
- Virji H (1981) A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 596–610.
- von Randow C et al. (2013) Inter-annual variability of carbon and water fluxes in Amazonian forest, Cerrado and pasture sites, as simulated by terrestrial biosphere models. *Agricultural and Forest Meteorology* 182– 183, 1-11p.145– 155.
- von Randow C, Manzi AO, Kruijt B, Oliveira PJC, Zanchi FB, Silva RL, Hodnett MG, Gash JHC, Elbers JA, Waterloo MJ, Cardoso FL, Kabat P (2004) Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theor. Appl. Climatol.* 78, 5–26.

- Vourlitis GL, Priante Filho N, Hayashi MMS, Sousa Nogueira J, Caseiro FT, Campelo Jr HJ (2002) Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil. *Water Resources Research*, 38(6): 30-42.
- Xie P, Arkin PA (1997) Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Amer Meteor Soc* 78:2539 – 2558
- Zakey AS, Solmon F, Giorgi F (2006) Implementation and testing of a desert dust module in a regional climate model. *Atmos Chem Phys* 6: 4687–4704 698
- Zakey AS, Giorgi F, Bi X (2008) Modeling of sea salt in a regional climate model: fluxes and radiative forcing. *J Geophys Res* 113: D14221.
- Zeng X, Zhao M, Dickinson RE (1998) Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. *J Climate* 708 11: 2628–2644
- Zeng N, Yoon JH, Marengo JA, Subramaniam A, Nobre CA, Mariotti A, Neelin JD, 2008: Causes and impacts of the 2005 Amazon drought, *Environ. Res. Lett.*, 3:014002.
- Zilitinkevich, S.S (1970) *Dynamics of Atmospheric Boundary Layer*, Gidrometeoizdat, Leningrad, 192 p.