



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS**

MARCIO NIRLANDO GOMES LOPES

**ASPECTOS REGIONAIS DA VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO
NO ESTADO DO PARÁ: ESTUDO OBSERVACIONAL E
MODELAGEM CLIMÁTICA EM ALTA RESOLUÇÃO.**

**BELÉM
2009**

MARCIO NIRLANDO GOMES LOPES

**ASPECTOS REGIONAIS DA VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO
NO ESTADO DO PARÁ: ESTUDO OBSERVACIONAL E
MODELAGEM CLIMÁTICA EM ALTA RESOLUÇÃO.**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emílio Goeldi; Embrapa Amazônia Oriental, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Física do Clima.

Orientador: Prof. Dr. Everaldo Barreiros de Souza.

BELÉM
2009

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

- L864a Lopes, Marcio Nirlando Gomes
Aspectos regionais da variabilidade de precipitação no Estado do
Pará: estudo observacional e modelagem climática em alta
resolução. / Marcio Nirlando Gomes Lopes.– 2009
117 f. : il.
Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Programa de
Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emilio Goeldi e
EMBRAPA, Belém, 2009.
Orientador, Everaldo Barreiros de Souza.
1. Precipitação. 2. Climatologia. 3. RegCM3. 4. Pará. (PA). I.
Universidade Federal do Pará. II. Souza, Everaldo Barreiros de,
Orientador III. Título.

CDD 20º ed.: 551.77098115

MARCIO NIRLANDO GOMES LOPES

**ASPECTOS REGIONAIS DA VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO
NO ESTADO DO PARÁ: ESTUDO OBSERVACIONAL E
MODELAGEM CLIMÁTICA EM ALTA RESOLUÇÃO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará; Museu Paraense Emílio Goeldi; Embrapa Amazônia Oriental, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Data da aprovação: / /

Conceito:

Banca Examinadora:

Prof. Everaldo Barreiros de Souza - Orientador
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Alan Cavalcanti da Cunha
Doutor em Engenharia Civil
Universidade Federal do Amapá

Prof. Renato Ramos da Silva
Doutor em Meteorologia
Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais

Prof. José Henrique Cattanio
Doutor em Agronomia
Universidade Federal do Pará

Esta e todas as minhas humildes conquistas
são inteiramente dedicadas a meus adoráveis
filhos, Vinícius e Thiago, e minha
extraordinária esposa, Tatiana, por quem
expresso meu reconhecimento e gratidão.

AGRADECIMENTOS

A dura trajetória para chegar até este ponto jamais alcançaria êxito se não fosse a dedicação, determinação e o interesse pessoal. Entretanto, a valiosa ajuda e o freqüente incentivo de inúmeras pessoas são, no seu conjunto, igualmente responsáveis por esta tão humilde conquista. Sendo assim, agradeço:

A quem me concedeu saúde, permitindo a realização desta tarefa, o Senhor meu Deus;

Ao Projeto Rede Estadual de Previsão Climática e Hidrometeorológica, que me proporcionou maturidade profissional e apoio na execução deste trabalho;

Ao Sistema de Proteção da Amazônia por conceder-me o tempo necessário a minha evolução profissional e científica;

Ao professor Dr. Everaldo B. de Souza, pela orientação durante este trabalho, pelos ensinamentos ao longo do curso, pela confiança depositada e, fundamentalmente, pela amizade gratuitamente dedicada;

Ao professor Dr. Edson José P. da Rocha, pelo apoio irrestrito e incentivo constante em busca do conhecimento e aprimoramento técnico-científico;

Ao amigo Douglas Ferreira pela cumplicidade, cordialidade e paciência desmedida;

Aos colegas de profissão Jorge Luís Machado Lopes, Rodrigo Henrique M. Braga, Júlio César Souza, Bergson Cavalcanti de Moraes e Bernardino Simões Neto, que foram imprescindíveis em sua compreensão inigualável e companheirismo absoluto;

Aos membros da banca, Dr. Alan Cunha, Dr. Renato Silva e Dr. Henrique Cattanio pelas contribuições extremamente valiosas;

A minha família, especialmente minha amada esposa, Tatiana, que transformou as minhas frustrações em esperança, minhas dificuldades em desafios e meus insucessos em vitórias.

A todos sou verdadeiramente grato.

RESUMO

O objetivo do presente trabalho foi agregar diferentes redes de estações meteorológicas de superfície para a criação de um novo banco de dados integrado, a partir do qual foi gerada uma climatologia recente (1978-2007) para a precipitação do estado do Pará em alta resolução espacial – 30 km, permitindo melhor identificar a variabilidade climática regional, sobretudo influenciada pelos aspectos da fisiografia e em função de mecanismos climáticos de grande escala dos oceanos Pacífico e Atlântico. Buscou-se, ainda, estabelecer uma configuração otimizada do modelo climático RegCM3 utilizando duas diferentes parametrizações de cumulus: RegCM3/Grell e RegCM3/MIT. Foram realizadas 26 simulações (1982/83 a 2007/08) durante a estação chuvosa na Amazônia oriental (dezembro a maio) para cada esquema de parametrização convectiva, utilizando 30 km de resolução espacial. O modelo mostrou-se capaz de capturar os sinais de anomalia na presença de forçantes climáticas extremas, como o *El Niño*-Oscilação Sul e o dipolo do Atlântico. O RegCM3/MIT obteve ótimo desempenho na região de Altamira/PA e *performance* razoável nos setores Nordeste (região de Belém), Leste (região de Marabá), Sudeste (região de Conceição do Araguaia), e Noroeste (região de Tiriós). O RegCM3/Grell destacou-se nas regiões Nordeste, Leste, Sudeste e Noroeste, com desempenho razoável. O setor Norte (região de Macapá) foi o mais problemático, com pouca ou nenhuma sensibilidade apresentada pelo modelo. Embora o RegCM3 tenha obtido resultados razoáveis na maior parte do domínio, foram detectados erros sistemáticos nas simulações, com viés seco para o RegCM3/Grell e viés úmido para o RegCM3/MIT na porção Sul e viés seco na porção Norte. Estas características denotam a necessidade de ajustes às condições regionais dos esquemas de convecção.

Palavras-chave: Precipitação. Climatologia. RegCM3. Pará.

ABSTRACT

The objective of the present work was to join different networks of surface weather stations to build a new integrated database, which it was generated a recent precipitation climatology (1978-2007) for the Pará state in high spatial resolution - 30 km, allowing better to identify the regional climatic variability that is influenced by the physiography aspects as well as large-scale climatic mechanisms of the Pacific and Atlantic Oceans. In addition, it was established an optimized configuration of the regional climatic model RegCM3 using two different cumulus parametrizations: RegCM3/Grell and RegCM3/MIT. 26 simulations (1982/83 to 2007/08) during the rainy season in Eastern Amazon (December to May) for each scheme of convective parametrization, using 30 km of space resolution, were generated. The results showed that the model is able to capture anomaly rainfall signs in the presence of extreme climatic forcing, as the El Niño-Southern Oscillation and the Atlantic dipole phases. RegCM3/MIT obtained better skill in the central region (Altamira) and reasonable performance in the Northeast (Belém), East (Marabá), Southeast (Conceição do Araguaia), and Northwest (Tiriós) sections over Pará state. RegCM3/Grell obtained reasonable skill in the Northeast, East, Southeast and Northwest areas. The North section (Macapá) was the most problematic region, with little or no sensibility presented by the model. Although RegCM3 has obtained reasonable results in most of the domain, systematic errors were detected in the regional simulations, overall those related to dry bias for RegCM3/Grell and wet bias for RegCM3/MIT in the South portion and dry bias in the North portion. These founding's denote the need of convection schemes adjustments to the regional conditions in eastern Amazon.

Key-words: Precipitation. Climatology. RegCM3. Pará.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Localização das estações pluviométricas sobre o Pará usadas para gerar a precipitação RPCH.....	24
Figura 2 –	Domínio das simulações usando o RegCM3. Em (a) tem-se a cobertura/uso do solo e em (b) a topografia em metros, ambos com 30 km de resolução espacial	30
Figura 3 –	Precipitação média anual em centenas de milímetros, sobre o estado do Pará a partir de diferentes fontes de dados, com base no período 1978-2007	34
Figura 4 –	Máximos e mínimos da precipitação (mm) climatológica anual. O mínimo leva em consideração o percentil p0,35 (ou 35%) e o máximo p0,65 (ou 65%), com base no período 1978-2007	36
Figura 5 –	Climatologia da precipitação (mm) sazonal para o período de 1978 a 2007	37
Figura 6 –	Climatologia sazonal da circulação em baixos (1000 hPa) [vetores] e altos (200 hPa) [linhas de corrente] níveis, e radiação em ondas longas (ROL) [sombreamento] em $W \cdot s^{-2}$. As iniciais AB representam o núcleo da Alta da Bolívia	39
Figura 7 –	Máximos e mínimos da precipitação climatológica sazonal, em dezenas de milímetros. O mínimo leva em consideração o percentil p0,35 (ou 35%) e o máximo p0,65 (ou 65%)	41
Figura 8a –	Climatologia mensal da precipitação (mm) utilizando dados do GPCP, CMAP, CPC e RPCH no período de 1978-2007	42
Figura 8b –	Climatologia mensal da precipitação (mm) utilizando dados do GPCP, CMAP, CPC e RPCH no período de 1978-2007	43
Figura 9a –	Máximos e mínimos climatológicos mensais que caracterizam a normal ocorrência de chuva (mm) de acordo com os percentis de p0,65 (máximo) e p0,35 (mínimo). Valores de chuva fora dos limites aqui apresentados caracterizam um mês anômalo	45
Figura 9b –	Máximos e mínimos climatológicos mensais que caracterizam a normal ocorrência de chuva (mm) de acordo com os percentis de p0,65 (máximo) e p0,35 (mínimo). Valores de chuva fora dos limites aqui apresentados caracterizam um mês anômalo	46

Figura 9c –	Máximos e mínimos climatológicos mensais que caracterizam a normal ocorrência de chuva (mm) de acordo com os percentis de p0,65 (máximo) e p0,35 (mínimo). Valores de chuva fora dos limites aqui apresentados caracterizam um mês anômalo	47
Figura 9d –	Máximos e mínimos climatológicos mensais que caracterizam a normal ocorrência de chuva (mm) de acordo com os percentis de p0,65 (máximo) e p0,35 (mínimo). Valores de chuva fora dos limites aqui apresentados caracterizam um mês anômalo	48
Figura 10 –	Climatologia da precipitação (mm) sazonal: observada em (a) DJF e (b) MAM; simulada usando Grell para (c) DJF e (d) MAM; e usando MIT para (e) DJF e (f) MAM	50
Figura 11 –	Viés da precipitação (mm) usando o esquema Grell para (a) DJF e (b) MAM e usando o esquema MIT para (c) DJF e (d) MAM	52
Figura 12 –	Erro médio absoluto (EMA) da precipitação (mm) usando o esquema Grell para (a) DJF e (b) MAM e usando o esquema MIT para (c) DJF e (d) MAM	53
Figura 13 –	Correlação entre as anomalias de precipitação observadas e simuladas usando o esquema de Grell para (a) DJF e (b) MAM e o esquema MIT para (c) DJF e (d) MAM. Isolinhas em azul/vermelho indicam correlações positivas/negativas, sendo que as áreas em cinza indicam correlações com significância ao nível de 95%	54
Figura 14 –	Precipitação (mm) climatológica mensal (a) observada e simulada usando (b) Grell e (c) MIT para os meses de dezembro a maio	55
Figura 15 –	Viés da precipitação (mm) mensal simulada usando o esquema (a) Grell e (b) MIT para o período chuvoso	58
Figura 16 –	Erro médio absoluto da precipitação (mm) mensal simulada usando o esquema (a) Grell e (b) MIT para o período chuvoso	60
Figura 17 –	Correlação entre as anomalias de precipitação observadas e simuladas usando (a) Grell e (b) MIT. Áreas em cinza indicam correlações com significância ao nível de 95%	61
Figura 18 –	Variabilidade mensal da precipitação (mm) climatológica ao longo da estação chuvosa, de acordo com as simulações e observações	63
Figura 19 –	Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de dezembro. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma	78

Figura 20 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de dezembro	79
Figura 21 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de dezembro	81
Figura 22 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de janeiro. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma	82
Figura 23 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de janeiro	82
Figura 24 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de janeiro	83
Figura 25 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de fevereiro. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma	84
Figura 26 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de março. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma	85
Figura 27 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de fevereiro	86
Figura 28 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de março	86
Figura 29 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de fevereiro	87
Figura 30 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de março	88
Figura 31 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de abril. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma	89

Figura 32 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de maio. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma	90
Figura 33 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de abril	91
Figura 34 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de maio	91
Figura 35 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de abril	92
Figura 36 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de maio	93
Figura 37 – Composição para eventos de El Niño considerando-se as anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para o verão (a) e outono (b) austral; e anomalias associadas de precipitação (mm/dia), tanto observadas em (c) DJF e (d) MAM; quanto simuladas usando Grell (e) DJF e (f) MAM; e MIT (g) DJF e (h) MAM	96
Figura 38 – Composição para eventos de gradiente de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) dirigido para a bacia do Atlântico tropical Norte no verão (a) e outono (b) austral; e anomalias associadas de precipitação (mm/dia), tanto observadas em (c) DJF e (d) MAM; quanto simuladas usando Grell (e) DJF e (f) MAM; e MIT (g) DJF e (h) MAM	98
Figura 39 – Composição para eventos de La Niña considerando-se as anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para o verão (a) e outono (b) austral; e anomalias associadas de precipitação (mm/dia), tanto observadas em (c) DJF e (d) MAM; quanto simuladas usando Grell (e) DJF e (f) MAM; e MIT (g) DJF e (h) MAM	100
Figura 40 – Composição para eventos de gradiente de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) dirigido para a bacia do Atlântico tropical Sul no verão (a) e outono (b) austral; e anomalias associadas de precipitação (mm/dia), tanto observadas em (c) DJF e (d) MAM; quanto simuladas usando Grell (e) DJF e (f) MAM; e MIT (g) DJF e (h) MAM	102

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Intervalos de classe para categorização da precipitação	27
Tabela 2 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: CENTRO	65
Tabela 3 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NORTE	65
Tabela 4 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NORDESTE	66
Tabela 5 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: LESTE	66
Tabela 6 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: SUDESTE ...	67
Tabela 7 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: SUDOESTE	67
Tabela 8 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: OESTE	68
Tabela 9 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NOROESTE	68
Tabela 10 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: CENTRO	69
Tabela 11 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NORTE	69
Tabela 12 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NORDESTE	70
Tabela 13 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: LESTE	70
Tabela 14 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: SUDESTE ...	71
Tabela 15 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: SUDOESTE	71
Tabela 16 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: OESTE	72
Tabela 17 –	Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NOROESTE	72
Tabela 18 –	Quadro demonstrativo do desempenho por região do modelo RegCM3/MIT	74
Tabela 19 –	Quadro demonstrativo do desempenho por região do modelo RegCM3/Grell	75

ABREVIATURAS

AB – Alta da Bolívia

ANA – Agência Nacional de Águas

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

C – Centro

CMAP – Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation

CPC – Climate Prediction Center

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

CPTEC – Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos

DJF – Dezembro, Janeiro e Fevereiro

E – Leste

ECHAM – European Centre Hamburg Model

ELN – Eletronorte (Centrais Elétricas do Norte do Brasil)

EMA – Erro Médio Absoluto

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

EMS – Estação Meteorológica de Superfície

ENOS – El Niño - Oscilação Sul

ETACLIM – Versão climática do modelo regional ETA

GPCP – Global Precipitation Climatology Project

HN – Hemisfério Norte

HS – Hemisfério Sul

ICTP – International Centre for Theoretical Physics

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

JJA – Junho, Julho e Agosto

MAM – Março, Abril e Maio

MCG – Modelos de Circulação Geral

MIT – Massachusetts Institute of Technology

N – Norte

NCAR – National Center for Atmospheric Research

NCDC – National Climate Data Center

NCEP – National Center for Environmental Prediction

NE – Nordeste

NEB – Nordeste Brasileiro

NW – Noroeste

RegCM3 – Regional Climate Model Versão 3

ROL – Radiação de Onda Longa

RPCH – Rede Estadual de Previsão Climática e Hidrometeorológica do Pará

RSM – Regional Spectral Model

S – Sul

SE – Sudeste

SEMA – Secretaria Estadual de Meio Ambiente do Pará

SON – Setembro, Outubro e Novembro

SUBEX – Subgrid Explicit Moisture Scheme

SW – Sudoeste

USGS – United States Geological Survey

W – Oeste

WCRP – World Climate Research Program

VCAN – Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
2	OBJETIVO	23
2.1	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	23
3	MATERIAIS E MÉTODOS	24
3.1	PRECIPITAÇÃO	24
3.1.1	Precipitação regional	24
3.1.2	Precipitação de outras bases	25
3.2	DADOS OCEÂNICOS E ATMOSFÉRICOS	26
3.3	MÉTODOS DE ANÁLISE OBSERVACIONAL	26
3.3.1	Percentis	26
3.3.2	Composições	27
3.4	DESCRIÇÃO DO MODELO REGCM3 E CONFIGURAÇÃO DAS SIMULAÇÕES	28
3.5	ÍNDICES DE AVALIAÇÃO	31
3.5.1	Erro médio absoluto (EMA)	31
3.5.2	Viés	31
3.5.3	Coefficiente de correlação	32
3.5.4	Análise de dados	32
4	RESULTADOS	33
4.1	ANÁLISE OBSERVACIONAL DA PRECIPITAÇÃO CLIMATOLÓGICA	33
4.1.1	Comportamento Anual	33
4.1.2	Comportamento Sazonal	36
4.1.3	Comportamento mensal	41
4.2	MODELAGEM CLIMÁTICA USANDO O REGCM3	49
4.2.1	Médias climatológicas sazonais do período chuvoso (DJF e MAM)	49
4.2.2	Médias climatológicas mensais do período chuvoso (dezembro a maio)	55

4.3	CARACTERÍSTICAS OBSERVADAS NA DINÂMICA DO MODELO REGCM3	76
4.3.1	Circulação vertical e divergência horizontal	76
4.3.2	Circulação horizontal em baixos e altos níveis	78
4.3.3	Umidade do ar próximo à superfície associada à advecção	79
4.4	ANOMALIAS SAZONAIS ASSOCIADAS AOS PADRÕES CLIMÁTICOS OCEÂNICOS	94
4.4.1	Seleção de modos climáticos oceânicos	94
4.4.2	Comparação entre anomalias de TSM no Pacífico equatorial e Atlântico tropical	95
5	DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	104
	REFERÊNCIAS	108
	APÊNDICE A	114

1 INTRODUÇÃO

Números oficiais recentes apontam o Pará como um dos estados que mais se destacam na região amazônica, não apenas por suas riquezas naturais, mas, sobretudo, pela economia em progressivo crescimento. De todos os estados da região Norte do país, o Pará tem o maior número de municípios, 143, e a maior população, com 7.065.573 habitantes (Censo IBGE, 2007), ocupando assim, posição de destaque na região. Visto que boa parte de seus habitantes exerce atividades que estão intimamente ligadas às condições climáticas e ambientais, conhecer detalhadamente o clima e sua variabilidade em diferentes escalas (anual, sazonal e intra-sazonal) constitui um instrumento extremamente eficaz quando resulta em informações estratégicas que podem ser utilizadas para prover o desenvolvimento, uma vez que permite o planejamento das ações de governo e de instituições privadas.

A relevância de informações e produtos de clima em ambas as escalas, regional e global, e o interesse crescente por dados meteorológicos, sobretudo nos dias atuais, tem criado programas internacionais, alguns de cooperação entre várias nações, de modo a obter informações generalizadas das variáveis meteorológicas ao redor do globo. Projetos e produtos operacionais como o *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) e o *Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation* (CMAP) têm tratado de compilação de bases de dados mundial proveniente de estações meteorológicas de superfície e derivados de satélites orbitais para compor uma climatologia global da precipitação.

Atualmente, o instituto oficial responsável pela meteorologia no Brasil, dispõe de uma climatologia para a região com baixa resolução espacial (Normais Climatológicas 1961-1990), visto que até o início dos anos 1980, o mesmo dispunha de pouquíssimas estações meteorológicas na Amazônia, além de uma distribuição espacial que favorecia grandes áreas sem cobertura e, portanto, com pouca ou nenhuma representatividade. Pontos de difícil acesso e logística complicadíssima, os quais não são raros de encontrar na região, mesmo nos dias atuais, muitas vezes são providos de informações de redes paralelas que não constam na base de dados oficiais, necessitando assim, integrar um banco único para aperfeiçoar, atualizar e melhor informar a sociedade sobre as reais condições climáticas da região. Até então, a representação climatológica de sistemas meteorológicos de grande escala nos mapas climatológicos de precipitação para o estado do Pará era satisfatória, porém, os mecanismos de mesoescala atuantes não eram bem representados. Esta perspectiva deverá mudar a partir de então, estabelecendo-se um novo paradigma no tocante à climatologia de precipitação para o estado do Pará.

Dada a relevância que o clima ocupa no cenário político-técnico-científico, diversos estudos já realizados permitiram que a comunidade científica compreendesse que a característica intrínseca do clima da Amazônia é a presença de um amplo espectro de variações no tempo e espaço da atividade convectiva tropical e da precipitação (SOUZA et al., 2008). Na verdade, esta última variável climática pode ser considerada a mais importante na região. Sabe-se, ainda, que a maior parte da precipitação sobre o estado paraense ocorre entre as estações de verão e outono austral (FIGUEROA; NOBRE, 1990; MARENGO et al., 2001; SOUZA; AMBRIZZI, 2003), em associação, principalmente, aos padrões de circulação atmosférica quase-estacionários de grande escala ligados à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul é um fenômeno meteorológico de escala intra-sazonal que influencia a distribuição de precipitação, sendo em muitos casos, responsável por variabilidades no clima regional (KODAMA, 1992; QUADRO, 1994; NOGUES-PAEGLE; MO, 1997; LIEBMANN et al., 1999). Assim sendo, o Pará também está sujeito aos efeitos da ZCAS, que tem sua maior frequência nos meses de verão, coincidindo com a estação chuvosa e afetando os índices pluviométricos, principalmente na porção Sul do estado. É comum nestes episódios, haver um acoplamento da ZCAS com a ZCIT, em associação com sistemas como a Alta da Bolívia e vórtices ciclônicos em altos níveis, o que pode provocar chuvas generalizadas sobre grande parte do estado (GAN; KOUSKY, 1986; SOUZA; AMBRIZZI, 2003).

A ZCIT, por sua vez, exerce um papel preponderante na modulação do regime pluviométrico na região equatorial, podendo ser considerada o sistema meteorológico de grande escala de maior importância no Pará, visto que concorre para o estabelecimento do período chuvoso do estado no decorrer de sua marcha em direção ao Hemisfério Sul, durante o verão e outono austral. Através de sua climatologia, Waliser e Gautier (1993) mostraram a importância deste sistema na definição e análise do clima terrestre em escala global e local. Assim, a sua variabilidade sazonal e interanual em decorrência de interações com as condições oceânicas, principalmente no Atlântico Tropical, têm implicação direta na duração e intensidade da estação chuvosa paraense. Por outro lado, a ocorrência de sistemas de mesoescala, como as linhas de instabilidade, pode ser responsável por até 45% da precipitação na parte Leste do Pará (COHEN; DIAS; NOBRE, 1989).

Pesquisas têm mostrado que as condições oceânicas, sobretudo a temperatura da superfície do mar (TSM), apresentam influência marcante sobre o clima global e regional, cujas evidências observacionais e simulações numéricas podem ratificar esta afirmativa. Um fenômeno climático de interação oceano-atmosfera bastante investigado é o *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS). Esta

variabilidade climática, com periodicidade variando de 3 a 7 anos, pode ser detectada por meio de anomalias persistentes de TSM, com duração igual ou superior a cinco meses consecutivos (TRENBERTH, 1997), ou seja, aquecimento/resfriamento das águas superficiais no Pacífico Equatorial. Tanto a fase quente (*El Niño*), quanto a fase fria (*La Niña*) do ENOS, alteram a circulação em escala global, afetando o clima em diversos pontos do planeta (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; KILADIS; DIAZ, 1989).

A influência dos episódios de ENOS sobre a variabilidade climática interanual da América do Sul, sobretudo na Amazônia e Nordeste Brasileiro (NEB) tem sido objeto de estudo por muitos pesquisadores, principalmente no tocante às áreas afetadas por excessos e deficiências de precipitação (KOUSKY; KAYANO; CAVALCANTI, 1984; KAYANO; RAO; MOURA., 1988; SOUZA et al., 2000; SOUZA; KAYANO; AMBRIZZI, 2005). Em particular, no estado do Pará, o El Niño pode representar uma estação chuvosa com índice pluviométrico abaixo do normal, visto que a circulação zonal de Walker é perturbada, resultando, de certo modo, subsidência sobre grande parte do estado (RICKEY; NOBRE; DESER, 1989; SOUZA; KAYANO; AMBRIZZI, 2005; RAMOS DA SILVA; WERTH; AVISSAR, 2008). Por outro lado, o La Niña responde pelo padrão inverso de circulação observado na fase quente (SOUZA; KAYANO; AMBRIZZI, 2005).

A Amazônia é uma região grandemente afetada pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico Tropical (MOLION, 1987; MOLION, 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996; SOUZA; NOBRE, 1998). Estudos realizados por Uvo (1989) e Souza et al. (2000) mostraram que a variabilidade interanual da circulação de grande escala sobre o oceano Atlântico Tropical, inerente às alterações na pluviometria local, está intimamente relacionada às anomalias de TSM, que podem dar origem a um gradiente inter-hemisférico entre o Atlântico Tropical Norte e Sul. Este gradiente surge em situações em que a bacia do Atlântico Norte está aquecida (resfriada) e a bacia do Atlântico Sul está resfriada (aquecida), e afeta de forma direta o posicionamento da ZCIT, contribuindo para a modulação das anomalias de precipitação sobre o Pará.

Como mencionado anteriormente, inúmeras atividades, particularmente, aquelas ligadas à agricultura, turismo, transporte, recursos hídricos, geração e distribuição de energia elétrica, indústria, etc., são dependentes da variabilidade pluviométrica regional, em especial nas regiões situadas nos trópicos, como é o caso do Pará que representa a maior parte da Amazônia Oriental, tornando a população vulnerável ao comportamento e variabilidade do sistema climático. Portanto, estudos que visam o entendimento científico das causas e consequências da variabilidade de chuva são imprescindíveis para gerar informações e produtos climatológicos úteis ao benefício da sociedade.

Diversos trabalhos têm mostrado ao longo dos últimos anos a relevância da modelagem numérica para simular o clima presente e, principalmente, o futuro. Entretanto, modelos de circulação geral (MCG) não são capazes de resolver satisfatoriamente os detalhes da fisiografia, assim como aqueles da circulação local. Todavia, visto que os MCG apresentam resolução espacial em torno de uma centena de quilômetros ou até mais, aqueles não são plenamente capazes de perceber forçantes de pequena ou mesoescala, da mesma forma como determinados aspectos da cobertura do solo, a presença de corpos d'água e, ainda, processos físicos dinâmicos de subgrade, dentre eles radiação, convecção, processos turbulentos, etc. (SETH et al., 2007). Estas limitações certamente prejudicam o prognóstico de variáveis meteorológicas em escala regional, especialmente a precipitação.

Naturalmente que o aumento da resolução espacial de um MCG deveria conduzir a um melhor prognóstico, todavia, o custo computacional para realizar tal processamento, além de um aumento exagerado na capacidade de armazenamento exige outras alternativas. Não obstante, o ajuste adequado das parametrizações convectivas em escala global não seria tarefa das mais triviais, podendo levar a resultados extremamente equivocados em determinadas regiões (ALVES, 2007).

Nesse sentido, os modelos climáticos globais e regionais são reconhecidamente ferramentas chave, uma vez que os mesmos buscam equacionar o sistema climático e assim investigar com maior detalhamento os mecanismos ou processos reguladores do clima e sua variabilidade espaço-temporal. Desta forma, representar os mecanismos dinâmicos gerados pelos fenômenos e sistemas anteriormente descritos, com o máximo de realismo por meio da modelagem computacional é fundamental para o avanço nas investigações sobre a variabilidade climática regional da Amazônia.

Estudos anteriores que abordaram o uso de modelagem climática sobre a América do Sul (NOBRE; MOURA; SUN, 2001; CAVALCANTI et al., 2002; CHOU et al., 2002; DRUYAN; FULAKEZA; LONERGAN, 2002; MISRA; DIRMEYE; KIRTMAN, 2003; ROJAS; SETH, 2003; CUADRA; ROCHA, 2006; OYAMA, 2006), enfatizaram os aspectos da circulação atmosférica e variabilidade da precipitação em escala global e regional. Recentemente, vários trabalhos avaliaram a *performance* de modelos regionais em simular o clima regional de dados retrospectivos para algumas regiões específicas. Cuadra e Rocha (2006) usaram simulações com o modelo RegCM3 considerando a resolução de 50 km em duas situações de verão (1990 e 1998). Os mesmos obtiveram resultados da precipitação simulada para a região Sudeste do Brasil bastante consistente com as observações do NCDC (*National Climatic Data Center*), tanto em termos de média e anomalia sazonal, como em termos das variações intra-sazonais.

Sun et al. (2006) aplicaram *downscaling* sazonal para o NEB usando o modelo regional RSM (modelo espectral do NCEP) com resolução de 60 km aninhado com o modelo global ECHAM4.5. Simulações climatológicas sazonais de 30 anos (1971-2000), validadas com dados de precipitação de 95 estações pluviométricas, demonstraram que o RSM consegue resolver aspectos regionais do regime chuvoso sazonal do NEB, porém apresenta um viés seco sistemático, coincidindo com os resultados obtidos por Nobre, Moura e Sun (2001).

Fernandez, Franchito e Rao (2006) utilizaram dois modelos climáticos regionais, o ETACLIM e o RegCM3, ambos com resolução de 80 km numa integração para 10 verões (1991 a 2000). Validações da chuva simulada com os dados do GPCP revelaram que a *performance* dos dois modelos varia regionalmente, mas não foram detectadas mudanças muito significativas de um modelo para o outro. Em geral, o ETACLIM e o RegCM3 apresentam viés seco em grande parte da América do Sul, especialmente para a região central da Amazônia. Seth et al. (2007) examinaram integrações climatológicas (1982-2003) de precipitação geradas pelo RegCM3 para uma resolução de 80 km e concluíram que o ciclo semi-anual é bem simulado, ou seja, o padrão é capturado, mas durante o verão sobre a Amazônia nota-se um viés seco com referência aos dados de chuva do CMAP. Esses resultados foram consistentes com os obtidos por Seth e Rojas (2003) usando o RegCM2.

No contexto dos estudos de modelagem regional supracitados, há praticamente um consenso de que os processos ou mecanismos dinâmicos são relativamente bem representados nas simulações. Porém, a grande maioria desses estudos abordou análises sazonais e resolução espacial variando de 50 a 80 km, sendo que as validações de precipitação sazonal são enfatizadas para a região Sudeste e Nordeste do Brasil, ficando a região da Amazônia em segundo plano. Até o presente, portanto, os resultados obtidos na modelagem abordaram aspectos da chuva numa escala de baixa resolução e considerando análises sazonais. Poucos estudos na escala mensal foram realizados, sobretudo para a região Amazônica, tampouco para o estado paraense.

O presente trabalho apresenta, portanto, uma contribuição inédita aos estudos de modelagem climática específica para a região do estado do Pará através de simulações climatológicas usando o modelo RegCM3 para um período de 26 anos (1982 a 2008) durante a estação chuvosa e considerando análises mensais numa grade em alta resolução espacial (30 km). Análises de validação ou desempenho da precipitação climatológica simulada foram realizadas de forma qualitativa e quantitativa com referência a um recente conjunto de dados observacionais que contém aspectos regionais extraído de informações provenientes de uma ampla rede integrada de estações pluviométricas da Amazônia Oriental.

2 OBJETIVO

O objetivo geral deste trabalho é investigar os aspectos regionais da climatologia e variabilidade espacial e temporal da precipitação do Estado do Pará, através de análises observacionais e simulações climáticas regionais.

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Montar a nova base de dados de precipitação regional proveniente da integração das informações registradas pela rede de estações meteorológicas do Pará e vizinhanças;
- Estabelecer a climatologia de 30 anos (1978-2007) da precipitação mensal, sazonal e anual, e investigar a consistência da chuva regional com outras bases de precipitação;
- Estabelecer uma configuração otimizada do modelo climático RegCM3 para a região do Pará;
- Gerar as rodadas de longo prazo do modelo RegCM3 com base em integrações para um período de 26 anos, considerando um domínio em alta resolução e diferentes parametrizações;
- Investigar os resultados do modelo e sua consistência em simular os aspectos regionais da precipitação climatológica nas escalas de variabilidade mensal e sazonal;
- Investigar os aspectos da variabilidade pluviométrica sazonal em função dos mecanismos climáticos de grande escala dos Oceanos Pacífico e Atlântico.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 PRECIPITAÇÃO

3.1.1 Precipitação regional

Este trabalho abordou os totais mensais de precipitação para um conjunto de 150 estações meteorológicas de superfície (EMS) distribuídas sobre a Amazônia Oriental (Figura 1). Com ênfase naquelas estações instaladas no estado do Pará e sua vizinhança, foram analisados trinta anos de registros, compreendendo o período de 1978 a 2007. As estações e localizações exatas são apresentadas no Apêndice A. Os registros meteorológicos considerados envolveram dados da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), da Secretaria Estadual de Meio Ambiente (SEMA-PA) que trabalha em parceria com o Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e da Agência Nacional de Águas (ANA), sendo que as EMS da ANA são operadas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e Centrais Elétricas do Norte do Brasil (Eletronorte). Esta base de dados, devidamente integrada, passou a constituir o novo banco climatológico do projeto Rede Estadual de Previsão Climática e Hidrometeorológica do Pará (RPCH).

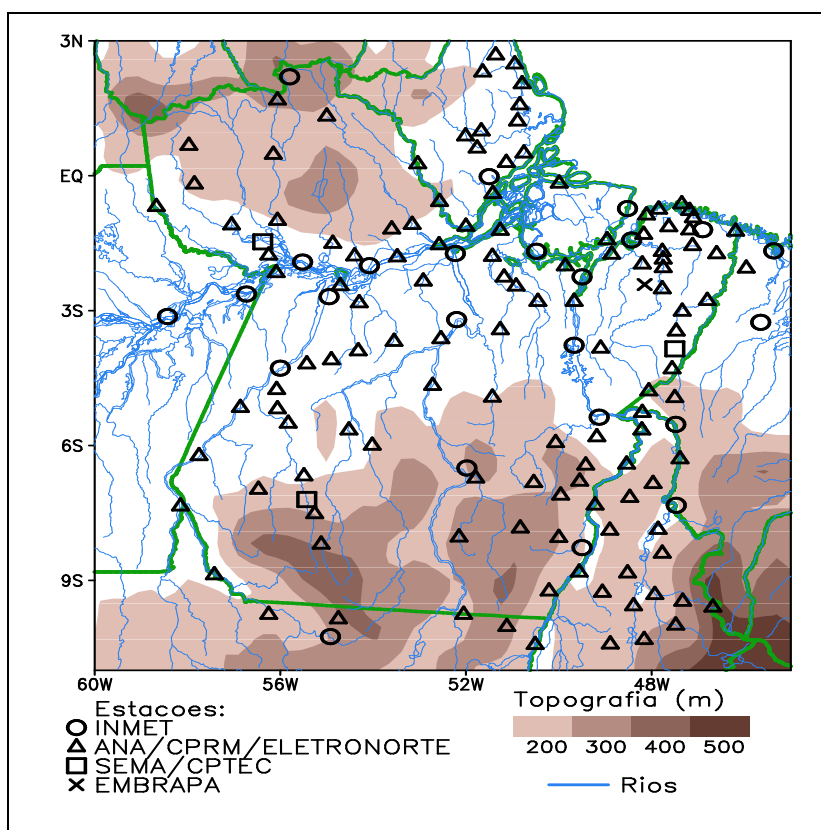


Figura 1 – Localização das estações pluviométricas sobre o estado do Pará usadas para gerar a climatologia da precipitação da Rede de Previsão Climática e Hidrometeorológica (RPCH).

Este novo conjunto de dados foi submetido a um rigoroso controle de qualidade, de acordo com os critérios apresentados em Higgins et al. (2000), aplicando-se técnicas que permitiram excluir as informações duvidosas, errôneas e omissas, levando-se em consideração o desvio padrão superior a três vezes o valor médio. Assim, selecionou-se apenas as EMS cujos registros continham índice inferior a 5% de dados faltantes. As falhas, por sua vez, foram interpoladas, utilizando-se para tal os dados de estações próximas.

A fim de obter um conjunto de dados de precipitação regional em pontos de grade no domínio do Pará, foi empregada a interpolação espacial (utilizando o método do inverso das distâncias ao quadrado) dos dados coletados de estações meteorológicas/hidrometeorológicas para uma grade regular com resolução de 0.27° latitude $\times$ 0.27° longitude. Este novo conjunto de dados foi denominado de precipitação RPCH, sendo comparado *a posteriori* com outras bases de dados de precipitação, a saber: o GPCP (ADLER et al., 2003), o CMAP (XIE; ARKIN, 1997; 1998) e o CPC-NCEP (SILVA et al., 2007) que possuem resoluções mais baixas.

3.1.2 Precipitação de outras bases

Outras fontes de dados de precipitação, descritas a seguir, foram utilizadas como análise comparativa e qualitativa sobre consistência da integração dos dados pluviométricos da RPCH e a geração da nova climatologia regional com maior detalhamento.

O *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) foi estabelecido pelo *World Climate Research Program* (WCRP) com o objetivo de prover informações cruciais sobre a distribuição temporal e espacial da precipitação sobre o globo. Disponíveis desde 1979, estes dados são públicos, encontram-se, atualmente, disponíveis na internet, e são gerados incorporando dados de estimativas por satélites, particularmente, no canal de microondas e infravermelho, combinados com dados de pluviômetros. Sobre o continente, os vieses de análises de multi-satélites são ajustados por análises de pluviômetros, enquanto que o ajuste sobre o oceano não é realizado. A disponibilização dos dados é diária, existindo também uma climatologia mensal, com informações distribuídas em uma grade de 2.5° latitude $\times$ 2.5° longitude (HUFFMAN et al., 1997; ADLER et al., 2003).

O *Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation* (CMAP) surgiu em 1997, com o objetivo de gerar uma climatologia global de precipitação baseada tanto em dados observacionais de pluviômetros, quanto em estimativas por satélite, disponibilizados abertamente ao público. A metodologia empregada assemelha-se bastante a do GPCP, porém não fornece dados

diários, apenas mensais. A resolução também refere-se a uma grade de 2.5° latitude $\times$ 2.5° longitude (XIE; ARKIN, 1997; 1998).

Os dados originários do Climate Prediction Center (CPC) são diários, provenientes apenas de pluviômetros, para uma grade sobre o Brasil com resolução de 1.0° latitude $\times$ 1.0° longitude, utilizando o esquema de Cressman modificado para a interpolação dos dados (SILVA et al., 2007). Estes dados também são disponibilizados publicamente.

3.2 DADOS ATMOSFÉRICOS E OCEÂNICOS

Os dados mensais de radiação de onda longa (ROL) derivados dos satélites meteorológicos de órbita polar (LIEBMANN et al., 1996), abrangendo o período de 1974 a 2008, totalizando aproximadamente 35 anos de dados, foram utilizados neste trabalho para gerar a caracterização da atividade convectiva tropical. Os dados de ROL encontram-se dispostos numa grade regular com resolução de 2.5° latitude $\times$ 2.5° longitude.

Utilizou-se também os dados mensais das componentes zonal e meridional do vento, velocidade vertical, temperatura do ar, altura geopotencial, umidade relativa e pressão ao nível médio do mar do NCEP/NCAR (KALNAY et al., 1996) gerados através de um consistente sistema de assimilação de dados empregado no modelo de circulação geral (MCG) do NCEP com resolução T62L28 (aproximadamente 210 km em latitude/longitude e 28 níveis verticais).

Os dados de TSM mensal e semanal, descritos em Reynolds et al. (2002), foram adquiridos junto ao *Climate Prediction Center/National Centers for Environmental Prediction* (CPC/NCEP) com o propósito de se investigar os padrões observados sobre a superfície oceânica do Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial. Encontram-se dispostos numa grade regular com resolução horizontal de 1.0° latitude $\times$ 1.0° longitude.

3.3 MÉTODOS DE ANÁLISE OBSERVACIONAL

3.3.1 Percentis

Os dados de precipitação sofreram neste trabalho um tratamento estatístico simples, porém apropriado, visando distribuir em classes as variáveis em estudo, de modo a caracterizar os períodos de anomalia de acordo com a intensidade do evento. A técnica dos quantis aqui empregada é uma metodologia que consiste estritamente na distribuição em ordenamento crescente de uma série

amostral contínua, neste caso, o conjunto de dados mensais de chuva para um período de trinta anos, para a qual atribui-se uma probabilidade p univocamente para cada valor amostral (XAVIER, 1999; XAVIER et al., 2002). Assim, a série temporal pode ser distribuída da seguinte forma: $\{x_1, x_2, x_3, \dots, x_n\}$, onde x_1 representa o menor valor e x_n o maior valor da série. O índice n , portanto, constitui o tamanho da amostra. Por fim, calcula-se os quantis, particularmente aqui, percentis, visto que a divisão considera cem partes.

A partir de então, obtém-se as ordens quantílicas e a classificação em grupos propriamente dita. Este trabalho reservou algumas ordens quantílicas chave, a saber $q_{0,15}$; $q_{0,35}$; $q_{0,65}$ e $q_{0,85}$ para estabelecer as seguintes classes com relação aos valores mensais observados (x_i) de precipitação:

Tabela 1 – Intervalos de classe para categorização da precipitação.

Classes de Precipitação		
MUITO ABAIXO DO NORMAL	quando	$x_i \leq q_{0,15}$
ABAIXO DO NORMAL	quando	$q_{0,15} < x_i \leq q_{0,35}$
NORMAL	quando	$q_{0,35} < x_i < q_{0,65}$
ACIMA DO NORMAL	quando	$q_{0,65} \leq x_i < q_{0,85}$
MUITO ACIMA DO NORMAL	quando	$x_i \geq q_{0,85}$

As classes acima permitem, portanto, selecionar de forma objetiva e rápida os eventos climáticos anômalos e de interesse para estudo em um determinado mês i , tais como episódios de extremos secos e chuvosos, bem como o padrão normal.

3.3.2 Composições

Foram realizadas algumas composições de eventos anômalos especialmente selecionados com base na metodologia de percentis aplicada aos dados de TSM nas regiões de monitoramento sobre o oceano Pacífico Equatorial e oceano Atlântico Tropical, contendo cenários favoráveis e desfavoráveis à ocorrência de precipitação sobre o Pará. Esta ferramenta objetiva facilitar a identificação de padrões médios e as características mais relevantes observadas decorrentes da atuação de um determinado fenômeno climático.

Um tratamento estatístico se fez necessário às composições para garantir um nível de significância de 95%, segundo o teste-T de *Student* (HARRISON; LARKIN, 1998; SOUZA;

KAYANO; AMBRIZZI, 2005). Esta técnica permite excluir as anomalias que são não significantes do ponto de vista exclusivamente estatístico.

3.4 DESCRIÇÃO DO MODELO REGCM3 E CONFIGURAÇÃO DAS SIMULAÇÕES

Neste trabalho utiliza-se a última versão do *Regional Climate Model version 3* - RegCM3 (PAL et al., 2007) desenvolvido pelo *International Centre for Theoretical Physics* (ICTP). O RegCM3 é a terceira geração de um modelo climático regional originalmente desenvolvido no NCAR (DICKINSON et al., 1989; GIORGI; BATES, 1989) – o RegCM1, o qual foi sistematicamente aprimorado por Giorgi et al. (1993a, 1993b) – o RegCM2, e Giorgi e Mearns (1999) – o RegCM2.5. Atualmente, o ICTP RegCM3 é um modelo de área limitada, em coordenada vertical sigma e grade horizontal de Arakawa-Lamb B, com as equações primitivas para fluido compressível e hidrostático.

O RegCM3 usa o esquema de superfície *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* (DICKINSON; HENDERSON-SELLERS; KENNEDY, 1993) para resolver, em cada ponto da grade, os processos de interação da superfície (tipos de vegetação e solo) com a atmosfera, levando-se em consideração os processos de trocas turbulentas de momentum, energia e vapor de água. O transporte turbulento dessas grandezas resulta do produto entre o respectivo gradiente vertical e o coeficiente de difusão vertical turbulenta segundo as correções propostas por Holtslag, De Bruijn e Pan (1990). Para a transferência radiativa utiliza-se o esquema do *Community Climate Model 3* (KIEHL et al., 1996), no qual as taxas de aquecimento e fluxos na superfície para a radiação solar e infravermelho sob condições de céu claro e nublado são calculadas separadamente.

Os cálculos de transferência radiativa consideram os efeitos dos gases CO₂, O₃ e, ainda, do vapor d'água no infravermelho, além dos gases CO₂, O₃ e O₂, mais o vapor d'água para radiação solar. O esquema inclui também os efeitos dos gases de efeito estufa (NO₂, CH₄, CFCs), aerossóis atmosféricos e água de nuvem.

Neste trabalho, utilizaram-se dois tipos de esquemas de parametrização convectiva, comentados a seguir.

A primeira, a parametrização de Grell (GRELL, 1993) consiste em um esquema de fluxo de massa incluindo os efeitos de umedecimento e aquecimento de correntes ascendentes e correspondentes correntes descendentes. Devido à simplicidade do esquema de fluxo de massa, torna-se necessário adotar um fechamento para completá-lo. O esquema estima as propriedades da

convecção e o fechamento especifica a quantidade da convecção que ocorre, de forma a encontrar a taxa de estabilização desejada. Neste trabalho, utilizou-se o fechamento Fritsch-Chappell (FRITSCH; CHAPPELL, 1980) no qual a energia de flutuabilidade ocorre numa escala de tempo de 30 minutos.

A segunda opção utilizada foi MIT-Emanuel, que é uma parametrização de convecção de cumulus recente para o modelo RegCM3. Este esquema considera que a mistura nas nuvens é altamente episódica e não homogênea, cujos fluxos convectivos são baseados em um modelo de correntes ascendente e descendentes de escalas de sub-nuvem (EMANUEL, 1991). A convecção é, então, iniciada quando o nível de empuxo neutro é maior que o nível de condensação por levantamento na base da nuvem. Entre estes dois níveis, o ar se eleva e uma parte da fração de umidade condensada forma precipitação, enquanto a outra parte restante forma nuvem (EMANUEL; ZIVKOVIC-ROTHMAN, 1999). A nuvem, por sua vez, mistura-se com o ar ambiente de acordo com um espectro uniforme de misturas que conduz a parcela para cima ou para baixo, atingindo, assim, o nível de empuxo neutro. As taxas de entranhamento e desentranhamento são calculadas através dos gradientes verticais de flutuabilidade na nuvem.

Além disso, dispõe-se também do *SUB-grid EXplicit moisture scheme* (SUBEX) (PAL; SMALL; ELTAHIR, 2000) para representar a precipitação de grande escala resolvida pelo modelo. O SUBEX considera a variabilidade das nuvens na escala de subgrade e inclui formulações para a auto-conversão de água de nuvem em água de chuva.

A dimensão da grade do RegCM3 adotada na configuração para o estado do Pará foi de 118 pontos em latitude $\times$ 78 pontos em longitude (resolução horizontal em torno de 30 km), centrado em 02°S/049°W (Figura 2) com 18 níveis na vertical (sendo 7 níveis abaixo de 800 hPa) e usando projeção mercator normal. Foram realizadas 26 simulações sazonais para cada um dos esquemas, Grell com fechamento Fritsch-Chappell e MIT-Emanuel, para o período de 1982 a 2008. Essas integrações climatológicas representam a climatologia do modelo. Uma vez que o foco das simulações concentra-se no período chuvoso da Amazônia, as mesmas foram iniciadas em 15 de novembro e finalizadas em 1º de junho do ano seguinte, considerando o tempo de *spin-up* o intervalo de 15 a 30 de novembro. As rodadas foram atualizadas a cada 6 horas com as condições iniciais e de contorno da reanálise do NCEP/NCAR (KALNAY et al., 1996) e usando os dados mensais observados de TSM descritos em Reynolds et al. (2002).

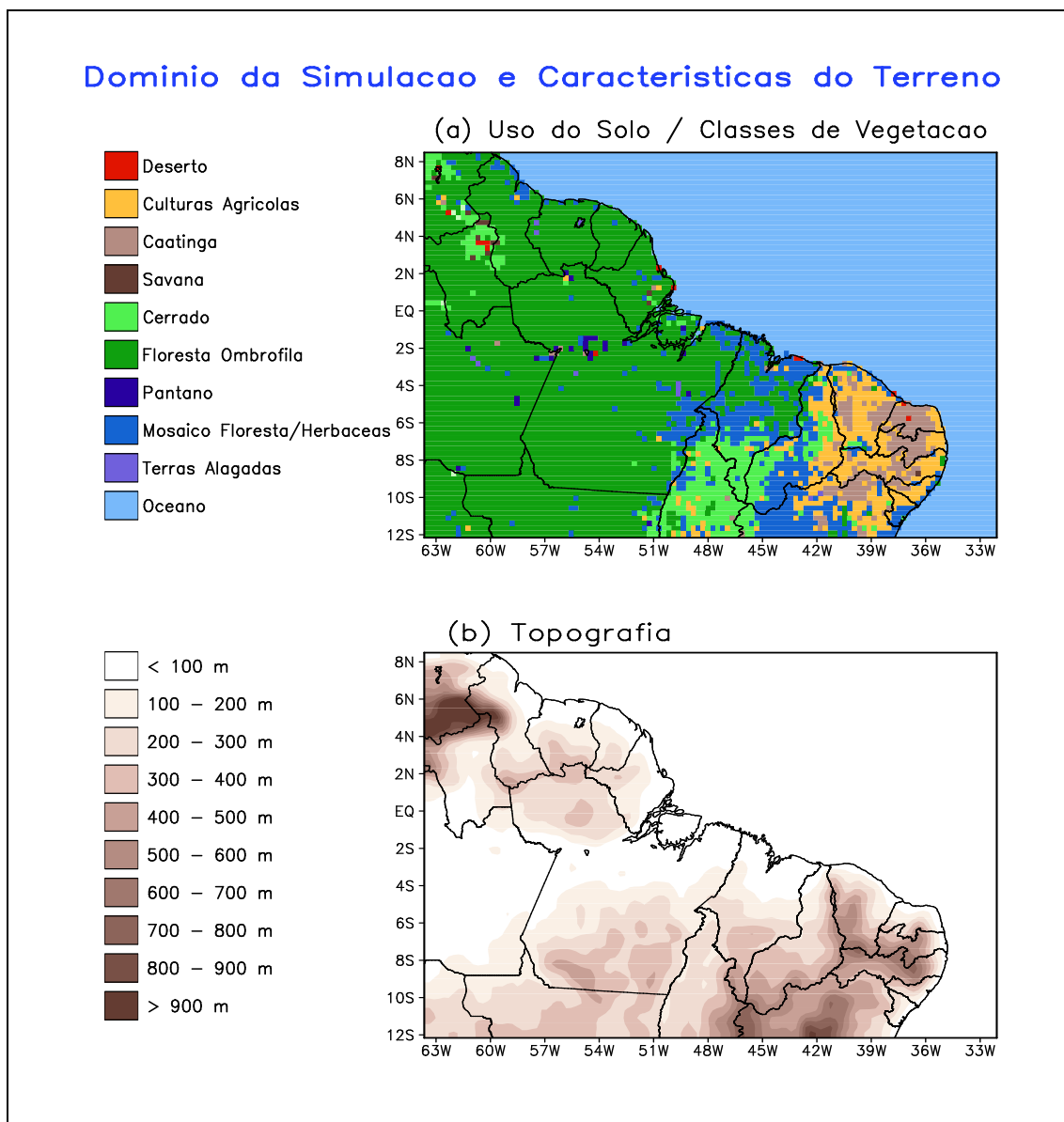


Figura 2 – Domínio das simulações usando o RegCM3. Em (a) tem-se a cobertura/uso do solo e em (b) a topografia em metros, ambos com 30 km de resolução espacial.
 Fonte: *United States Geological Survey (USGS)*.

O modelo RegCM3 foi processado em uma *Workstation* HP Proliant com dois processadores de 4 núcleos, Intel *QuadCore*, com 8 Gb de memória RAM e um disco rígido de armazenamento interno de 1,5 Tb. O sistema operacional utilizado foi o *Linux Debian*, recomendado por técnicos em virtude de manter a máquina estável. Cada simulação consumiu cerca de 2 horas de *CPU*.

3.5 ÍNDICES DE AVALIAÇÃO

Quando trabalha-se com modelagem ou previsão numérica, neste caso especial de condições climáticas, surge a necessidade premente de se verificar a qualidade da previsão. Invariavelmente, a verificação da previsão constitui um método que envolve medidas de relação entre a previsão ou conjunto de previsões e as observações correspondentes do(s) preditando(s) (WILKS, 2006).

A seguir, são descritos três métodos objetivos adotados neste trabalho objetivando a validação quantitativa das simulações: (a) erro médio absoluto; (b) viés; e (c) coeficiente de correlação. Esses índices foram aplicados calculando-se os respectivos valores para cada ponto de grade, permitindo, assim, realizar uma avaliação quantitativa/qualitativa da *performance* do modelo RegCM3 na simulação sazonal e mensal da precipitação regional no período chuvoso.

3.5.1 Erro médio absoluto (EMA)

O erro médio absoluto, aqui representado pelas suas iniciais, *EMA*, é uma função definida por

$$EMA = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n |s_k - o_k|$$

onde $|s_k - o_k|$ é o k -ésimo par de n pares de simulações (s) e observações (o). O *EMA* é, portanto, a média aritmética dos valores absolutos das diferenças entre os membros de cada par (WILKS, 2006). A interpretação apropriada para este índice pode ser tomada considerando-se que uma previsão é perfeita quando $EMA = \text{zero}$, ou seja, quando cada par $s_k = o_k$. Na medida em que aumentam as discrepâncias entre o previsto e o observado, torna-se maior o *EMA*, o que certamente não é desejável. Em outras palavras, o *EMA* pode ser entendido como a magnitude típica para o erro da previsão em um determinado conjunto de dados de verificação.

3.5.2 Viés

O viés ou *bias*, como encontrado freqüentemente na literatura, é uma metodologia estatística utilizada para expressar o erro sistemático ou tendenciosidade no prognóstico de determinada variável. Este índice mede a correspondência entre a previsão média e o valor médio observado de

um determinado preditando (WILKS, 2006). Abaixo, segue a expressão matemática simples destinada à obtenção do viés.

$$Vies = \frac{1}{n}(\bar{s} - \bar{o})$$

onde $\bar{s}$ é a média das simulações, $\bar{o}$ é a média das observações e n o número de pares de simulações (s) e observações (o).

3.5.3 Coeficiente de correlação

O coeficiente de correlação (r) é uma medida da intensidade ou grau de associação entre duas variáveis analisadas, neste caso, a precipitação simulada e a observada. Este índice não é sensível aos vieses que, eventualmente, podem estar presentes nas simulações (WILKS, 2006). Pode ser calculado pela seguinte expressão:

$$r = \frac{\sum_{k=1}^n (s_k - \bar{s})(o_k - \bar{o})}{\sqrt{\sum_{k=1}^n (s_k - \bar{s})^2 \sum_{k=1}^n (o_k - \bar{o})^2}}$$

As variáveis na expressão acima são as mesmas das equações anteriores.

3.5.4 Análise de dados

O aplicativo *Excel* do *software Microsoft Office* 2007 foi utilizado para algumas análises estatísticas de dados, utilizando a ferramenta “Análise de Dados Teste-t”, a qual permitiu calcular diversos parâmetros estatísticos entre os dados das simulações e o controle (observação), sendo eles: variância, média, correlação de *Pearson*, graus de liberdade, estatística t e valor p .

O objetivo principal do uso desta ferramenta foi proceder uma análise de variância entre as simulações e a observação e avaliar se a variabilidade entre elas foi ou não significativa. Em outras palavras, detectar se a fonte de variabilidade entre os dados era decorrente apenas de variação amostral, ou não.

4 RESULTADOS

4.1 ANÁLISE OBSERVACIONAL DA PRECIPITAÇÃO CLIMATOLÓGICA

4.1.1 Comportamento anual

A distribuição espacial e temporal da precipitação na Amazônia já foi objeto de diversos estudos pretéritos (FIGUEROA; NOBRE, 1990; MARENGO, 1995; PAIVA; CLARK, 1995), denotando o caráter relevante deste elemento climático. Na região tropical, em face à pequena variação anual na radiação solar média incidente à superfície atmosférica (SALATI; MARQUES, 1984), as chuvas podem, eventualmente, influenciar o comportamento de outras variáveis, como temperatura, umidade relativa do ar, ventos, etc. (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998). Para avançar no conhecimento sobre a climatologia da precipitação no estado do Pará foi necessário obter um conjunto de dados com uma série temporal razoável, consistente e com o mínimo possível de falhas, além de boa distribuição sobre a região.

Ao longo dos anos, foram criadas na Amazônia, principalmente pelos órgãos de governo, algumas redes de estações meteorológicas e hidrológicas, dotadas de pessoal, ou completamente automatizadas, para atender a objetivos específicos de cada instituição. Entretanto, nenhuma destas redes isoladamente pode oferecer uma cobertura apropriada para o Pará, com a densidade de dados suficiente para gerar informações mais precisas e representativas da região de modo a permitir melhor compreensão dos fenômenos atmosféricos precipitantes.

Visto que o Pará apresenta uma dimensão territorial expressiva, com 1.246.833 km², o tempo atmosférico sobre o estado, além dos efeitos locais, é também influenciado por sistemas de mesoescala, como aglomerados convectivos e linhas de instabilidade, e sistemas meteorológicos de grande escala transientes como as zonas frontais, e quase-estacionários, sobretudo, a Zona de Convergência Intertropical-ZCIT e a Zona de Convergência do Atlântico Sul-ZCAS (COHEN, 1989; COHEN; DIAS; NOBRE, 1989; FIGUEROA; NOBRE, 1990; QUADRO et al., 1996; COELHO; DRUMOND; AMBRIZZI, 1999). Assim sendo, a atuação dos diferentes sistemas meteorológicos resulta em uma distribuição pluviométrica elevada (Figura 3), porém não homogênea. Desta forma, integrar as redes de pluviômetros existentes e distribuídas na Amazônia Oriental, até então, representa um avanço para a climatologia da precipitação no estado, obtendo um detalhamento jamais alcançado, mesmo nos projetos que levam em consideração a associação de dados de satélites com aqueles de estações hidrometeorológicas. Isto é claramente observado na Figura 3 quando comparamos os quatro bancos de dados anteriormente descritos: GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*), CMAP (*Climate Prediction Center Merged Analysis of*

Precipitation), CPC (Climate Prediction Center) e RPCH (Rede Estadual de Previsão Climática e Hidrometeorológica).

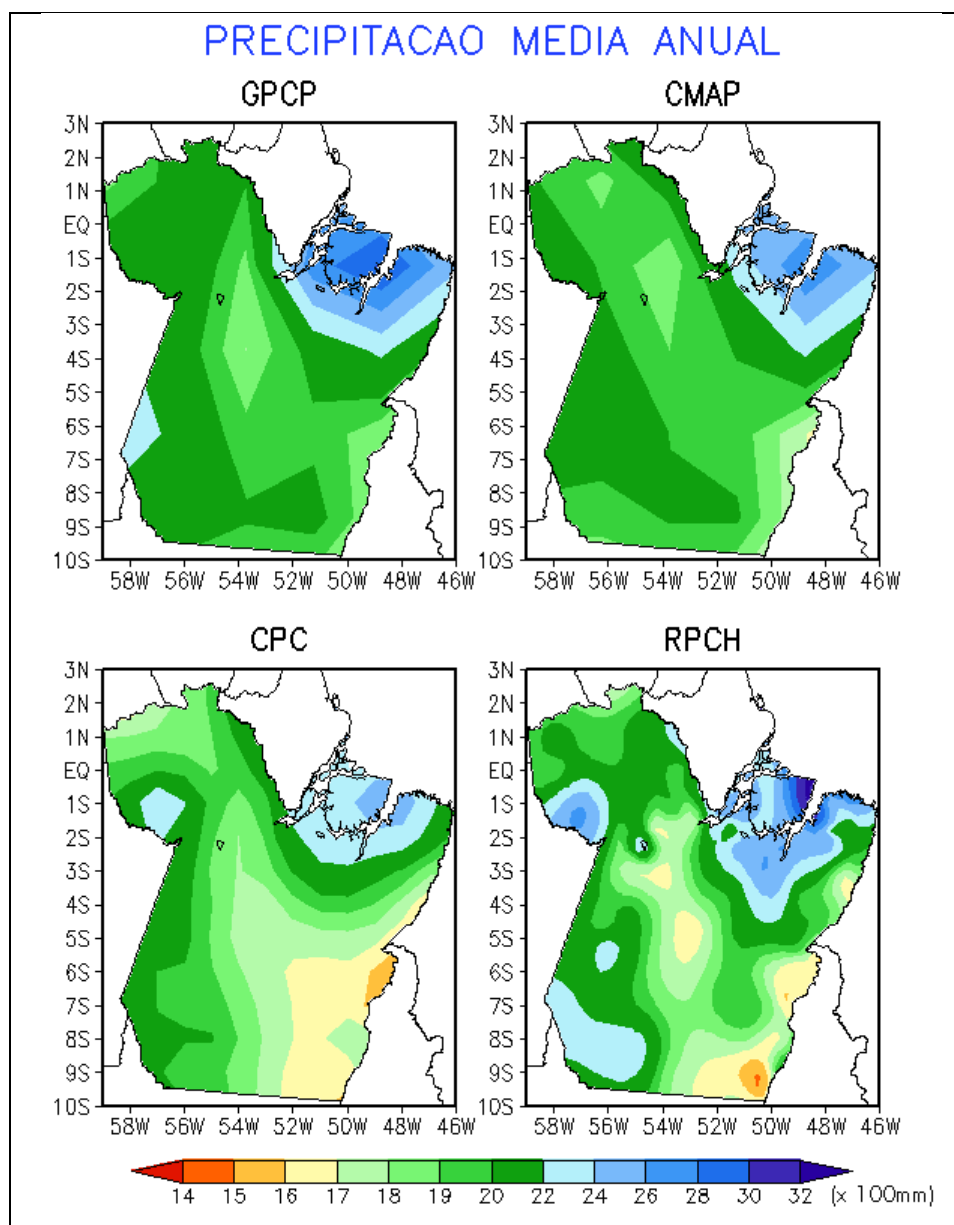


Figura 3 – Precipitação média anual em centenas de milímetros, sobre o estado do Pará a partir de diferentes fontes de dados, com base no período 1978-2007.

Fonte: Global Precipitation Climatology Project (GPCP), Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP), Climate Prediction Center (CPC) e Rede Estadual de Previsão Climática e Hidrometeorológica (RPCH).

Uma análise qualitativa mais geral permite observar a boa consistência entre as diferentes fontes de dados, GPCP, CMAP, CPC-NCEP e RPCH, evidentemente resguardando as limitações inerentes a cada uma delas. A baixa resolução espacial do GPCP e CMAP, por exemplo, produz

mapas de pluviometria com regiões geométricas e formas pontiagudas que não são compatíveis com as ocorrências naturais. O CPC minimiza este problema, mas ainda denota certa carência especialmente na região central do estado, a qual não é tão bem representada. Destaca-se, neste contexto, a precipitação obtida pela RPCH, a qual consegue claramente capturar vários aspectos regionais intrínsecos da distribuição pluviométrica sobre o Pará não percebidos por outras bases. Nota-se, ainda, que os maiores índices de precipitação durante o ano concentram-se no Nordeste do estado, com valores superiores a 2.000 mm. Entretanto, regiões do Noroeste e Sudoeste também apontam para tal característica chuvosa. As razões para os elevados índices nas regiões aqui destacadas serão melhores discutidas adiante. Por outro lado, os volumes mais baixos, relativamente, ficam reservados ao Sudeste paraense, variando de 1.400 a 1.800 mm.

Normalmente, a precipitação exibe uma certa variabilidade natural de ano para ano em torno destes valores médios aqui apresentados, e, conseqüentemente, uma tolerância com relação aos volumes de chuva acumulados para classificar a sua ocorrência em um intervalo de classe dito “NORMAL”. Esta tolerância está diretamente relacionada com a técnica de percentis descrita anteriormente, a qual define os respectivos intervalos.

A Figura 4 mostra os valores máximos e mínimos de chuva que se espera ocorrer durante um ano sem fenômenos climáticos intensos atuando sobre a região. Isto significa dizer que, por exemplo, no extremo Sudeste paraense, se em um determinado ano chover apenas 1.150 mm, e no ano seguinte chover 1.650 mm, portanto uma diferença interanual de 500 mm, em ambos os casos, as chuvas são caracterizadas como dentro do NORMAL e, por conseguinte, a diferença observada é resultado apenas de variabilidade climática natural. Todavia, na hipótese das chuvas ficarem acima ou abaixo dos valores apresentados na Figura 4, caracteriza-se, então, um ano anômalo, provocado por eventos climáticos decorrentes de distúrbios oceânicos e/ou atmosféricos.

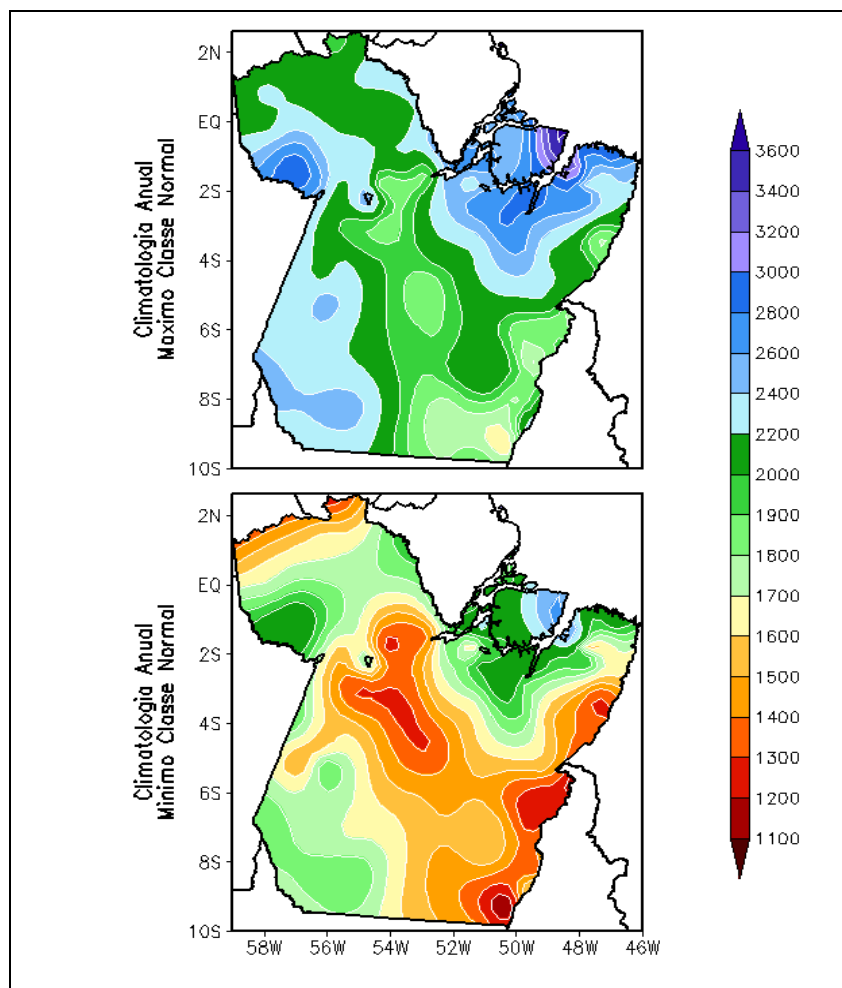


Figura 4 – Máximos e mínimos da precipitação (mm) climatológica anual. O mínimo leva em consideração o percentil $p_{0,35}$ (ou 35%) e o máximo $p_{0,65}$ (ou 65%), com base no período 1978-2007.
Fonte: RPCH.

4.1.2 Comportamento sazonal

Em alguns casos, porém, um fenômeno climático ou a combinação de fenômenos climáticos em diferentes escalas pode estar presente apenas durante alguns meses do ano, provocando variações, exclusivamente, em determinados momentos, e que podem ser atenuadas no decorrer do período, de maneira que o acumulado no ano não evidencia, necessariamente, o comportamento anômalo durante um determinado mês(es) ou estação(ões). Assim, convém analisar também a climatologia e o comportamento sazonal das chuvas (Figura 5).

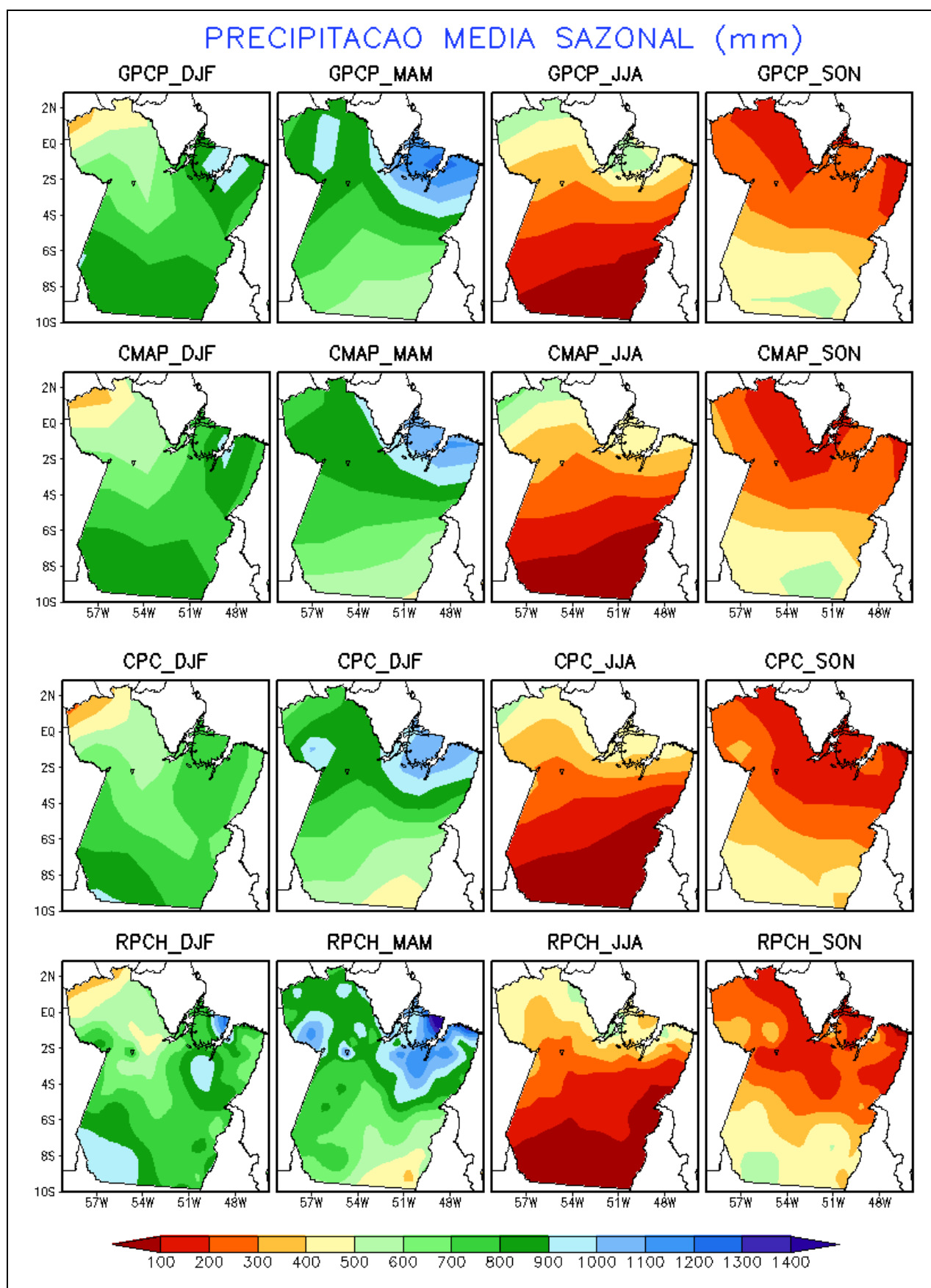


Figura 5 – Climatologia da precipitação (mm) sazonal para o período de 1978 a 2007.
Fonte: GPCP, CMAP, CPC e RPCH.

Tal qual denota a climatologia para a precipitação anual sobre o Pará, a precipitação sazonal (Figura 5) mantém um padrão semelhante para os quatro conjuntos de dados aqui apresentados, porém, salientando mais uma vez que o produto RPDH apresenta isolinhas suavizadas e um maior detalhamento em relação aos demais. Evidencia-se, a partir da Figura 5 que o verão e outono austral, seguramente, abrigam os meses mais chuvosos no Pará, coincidindo com o ápice da atividade convectiva na Amazônia Oriental (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998; SOUZA; AMBRIZZI, 2003; SOUZA; KAYANO; AMBRIZZI, 2004).

Durante os meses de verão (DJF), o Sul do estado sofre a influência das incursões de sistemas frontais ou mesmo de ZCAS, provocando elevados níveis pluviométricos, especialmente, no Sudoeste em razão da orientação Noroeste/Sudeste da ZCAS e, também, pela convecção organizada pela Alta da Bolívia (AB), que surge em decorrência do forte aquecimento no altiplano boliviano (FIGUEROA; NOBRE, 1990; COELHO; DRUMOND; AMBRIZZI, 1999; SOUSA, 2003). Outro importante sistema gerador de precipitação na região, a ZCIT, muito embora do ponto de vista climatológico ainda não se encontre na posição mais ao Sul, mesmo nesta época já favorece o aumento da ocorrência de aglomerados convectivos no Nordeste, concorrendo para a elevação dos níveis pluviométricos. Ainda no verão, a AB favorece a formação de um cavado em altos níveis da troposfera sobre o NEB (Figura 6), que pode fechar-se, constituindo um vórtice ciclônico (VCAN) com circulação direta, ou seja, ar frio e subsidente no centro, e quente e ascendente nas bordas. Este sistema, de acordo com o seu posicionamento, pode provocar chuvas no Nordeste do Pará, quando desloca-se de Leste para Oeste, visto que a borda do vórtice adquire grande vortacidade, causando instabilidade em baixos níveis (GAN; KOUSKY, 1986).

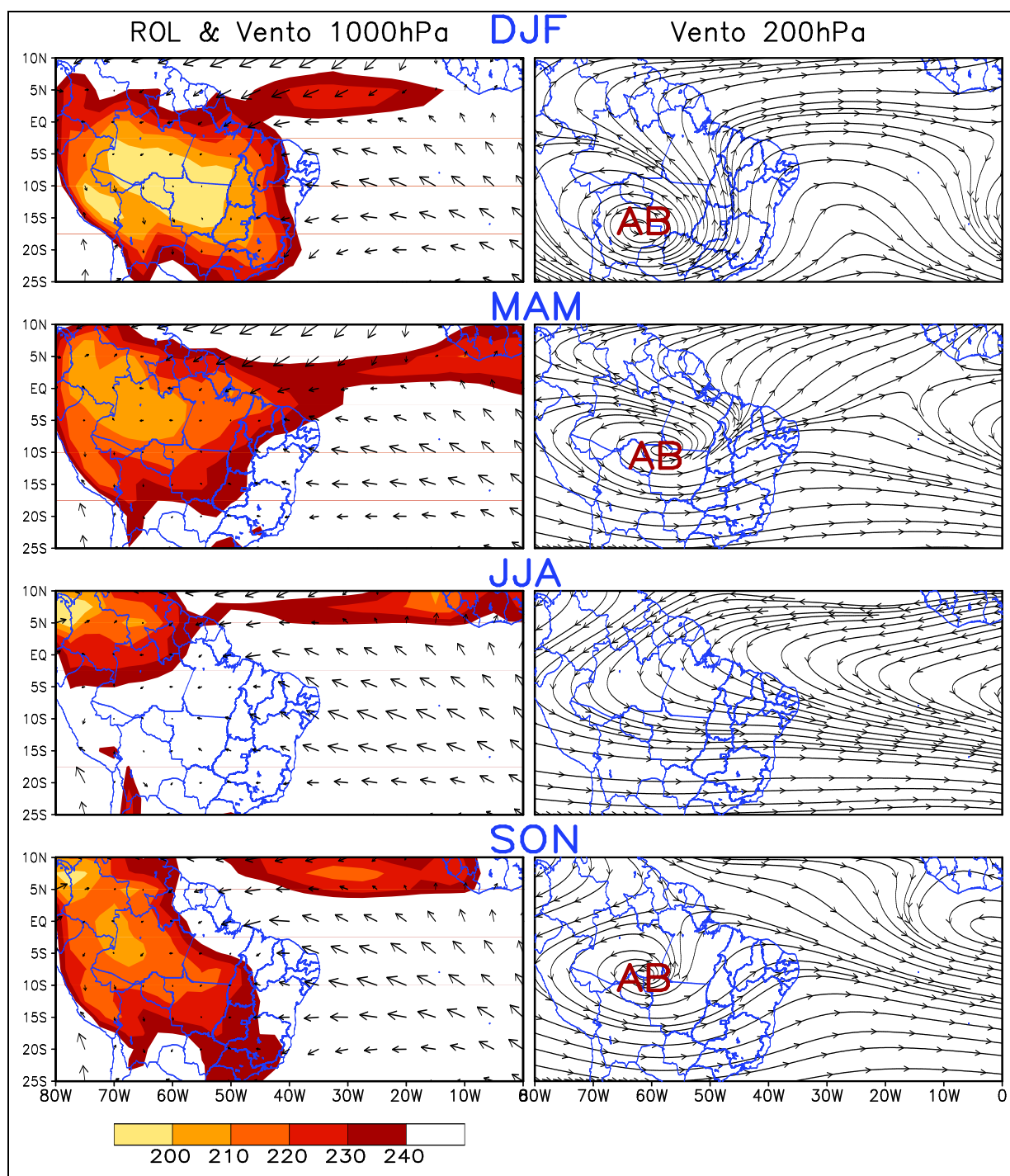


Figura 6 – Climatologia sazonal da circulação em baixos (1000 hPa) [vetores] e altos (200 hPa) [linhas de corrente] níveis, e radiação em ondas longas (ROL) [sombreamento] em $W \cdot s^{-2}$. As iniciais AB representam o núcleo da Alta da Bolívia.

Fonte: *National Center for Environmental Prediction (NCEP)*.

O máximo de precipitação ocorre no Nordeste paraense, mais precisamente durante o trimestre MAM (outono no Hemisfério Sul), quando a ZCIT penetra mais intensamente no continente, situando-se na sua posição mais ao Sul durante o ano, fortalecida pelas circulações monçônicas de Nordeste, ou alísios (ZHOU; LAU, 1998). Esta constitui uma forçante dinâmica que

favorece em grande parte a formação de aglomerados convectivos que originam precipitação abundante sobre a região. Além disso, a AB desloca-se para o Norte (Figura 6), aproximando-se do estado e, organizando e intensificando a convecção em todo o Pará.

No outono austral, na região acima do paralelo de 05°S, encontra-se os maiores índices pluviométricos. Entretanto, percebe-se que o Oeste desta região apresenta certa irregularidade na distribuição das chuvas, com a presença de pequenos núcleos. Esta condição é favorecida principalmente por dois fatores: a convecção tropical e a atuação de linhas de instabilidade. A convecção tropical é responsável pela formação de aglomerados convectivos de mesoescala que resultam em grande variabilidade espacial das chuvas, ocasionando o surgimento de vários núcleos de elevada precipitação. E as linhas de instabilidade que, freqüentemente, se formam na região costeira, preferencialmente, no período da tarde, devido à circulação de brisa, deslocando-se, basicamente, de Leste para Oeste. Todavia, durante a noite, com a ausência de radiação solar, a perturbação perde força, tornando a se intensificar novamente no dia seguinte (MOLION, 1987; COHEN; DIAS; NOBRE, 1989; FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998). Assim, há uma região entre o Nordeste e o Noroeste paraense com menor pluviosidade. Esta característica regional é claramente evidenciada na precipitação RPCH (Figuras 3, 4 e 5).

O inverno austral é caracterizado por forte redução nas chuvas, sobretudo na porção Centro-Sul do Pará. Neste período, passa a atuar o ramo descendente da circulação de Hadley, inibindo a formação de nebulosidade no setor Sul do estado (ROCHA; NOBRE; BARROS, 1989; FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998), ocasionando índices pluviométricos sazonais inferiores a 100 mm em média, proporcionando, portanto, um período mais seco. Esta condição dinâmica, não raro, conduz os municípios localizados nas proximidades de Conceição do Araguaia, Santana do Araguaia e Redenção, no Sudeste paraense, a um mês ou mais absolutamente secos, ou seja, sem qualquer registro de precipitação.

O deslocamento aparente do sol rumo ao HN conduz a ZCIT à sua marcha sazonal em direção àquele hemisfério, privando o HS da sua atuação decisiva durante o trimestre JJA para produção de chuvas abundantes sobre o Pará. A porção mais ao Norte do estado inicia, então, neste momento um período de transição da estação chuvosa para a menos chuvosa. Percebe-se ainda, uma mudança drástica no padrão da circulação de ar superior, em razão do resfriamento da superfície sobre o Brasil Central e, conseqüente, descaracterização da AB.

A primavera no Pará é caracterizada pelo deslocamento do máximo de precipitação para o Sul do estado, o qual passa a sofrer incursões mais freqüentes de sistemas frontais e eventuais episódios de ZCAS. Neste período, a ZCIT encontra-se entre 05°N e 10°N, tornando a região

Centro-Norte sujeita, basicamente, à ação única de forçantes termodinâmicas, que provocam apenas pancadas de chuva de curta duração e não proporcionam grandes volumes de chuva. Durante o trimestre SON, ocorre o surgimento da AB, mas ainda não tão intensa quanto no verão, porém suficientemente forte para organizar a convecção no Sudoeste/Sul, onde aparece um núcleo de precipitação máxima.

A seguir, é apresentada a variabilidade sazonal da precipitação sobre o Pará (Figura 7) de acordo com os limites considerados normais para cada período, segundo os dados da RPCH. Tal exposição permite observar que a região Sul do estado é a que apresenta a maior variação sazonal e o Noroeste a que experimenta menor variabilidade sazonal.

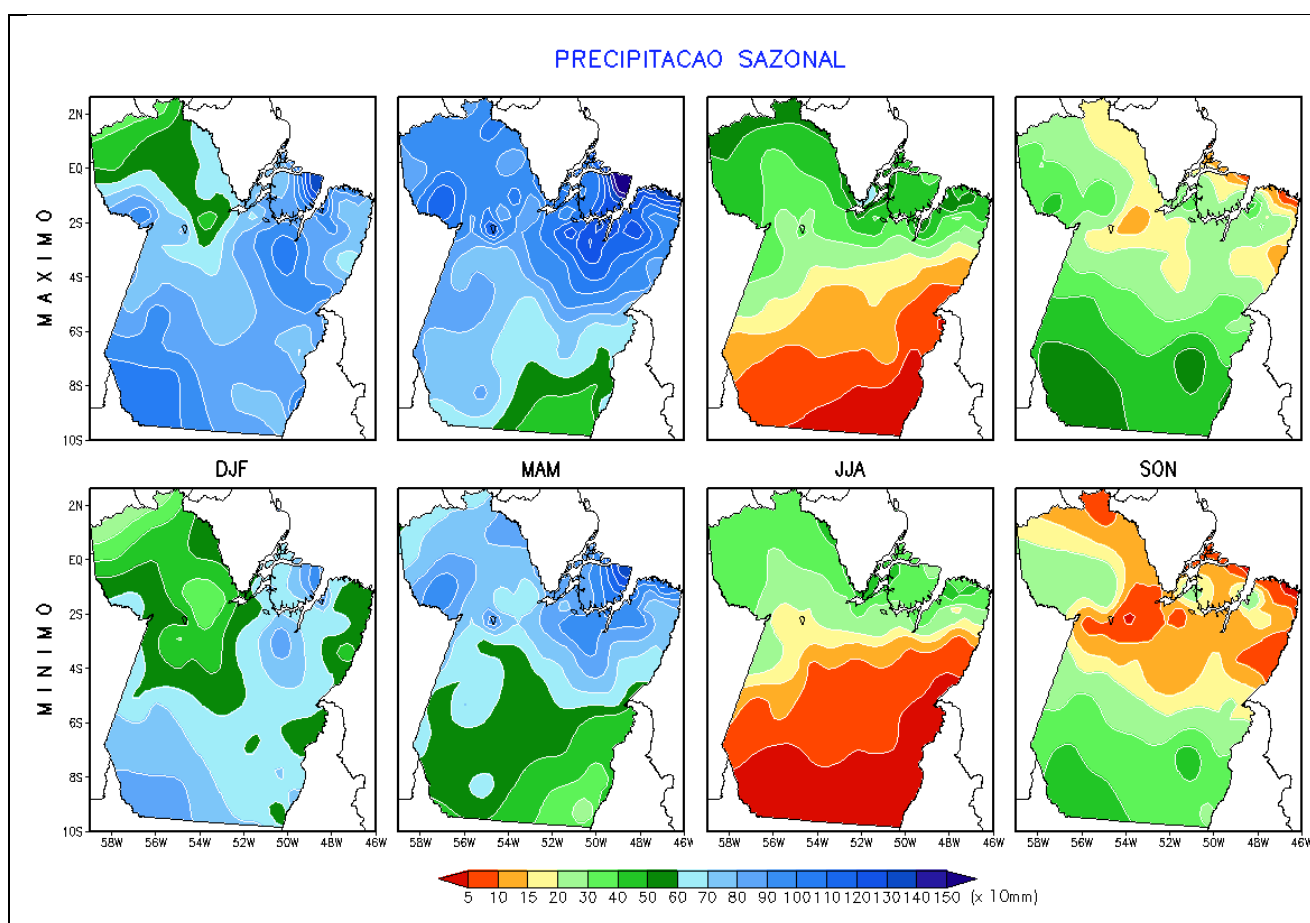


Figura 7 – Máximos e mínimos da precipitação climatológica sazonal, em dezenas de milímetros. O mínimo leva em consideração o percentil $p_{0,35}$ (ou 35%) e o máximo $p_{0,65}$ (ou 65%).
Fonte: RPCH.

4.1.3 Comportamento mensal

A análise da precipitação compartmentada mês a mês é apresentada a seguir (Figura 8).

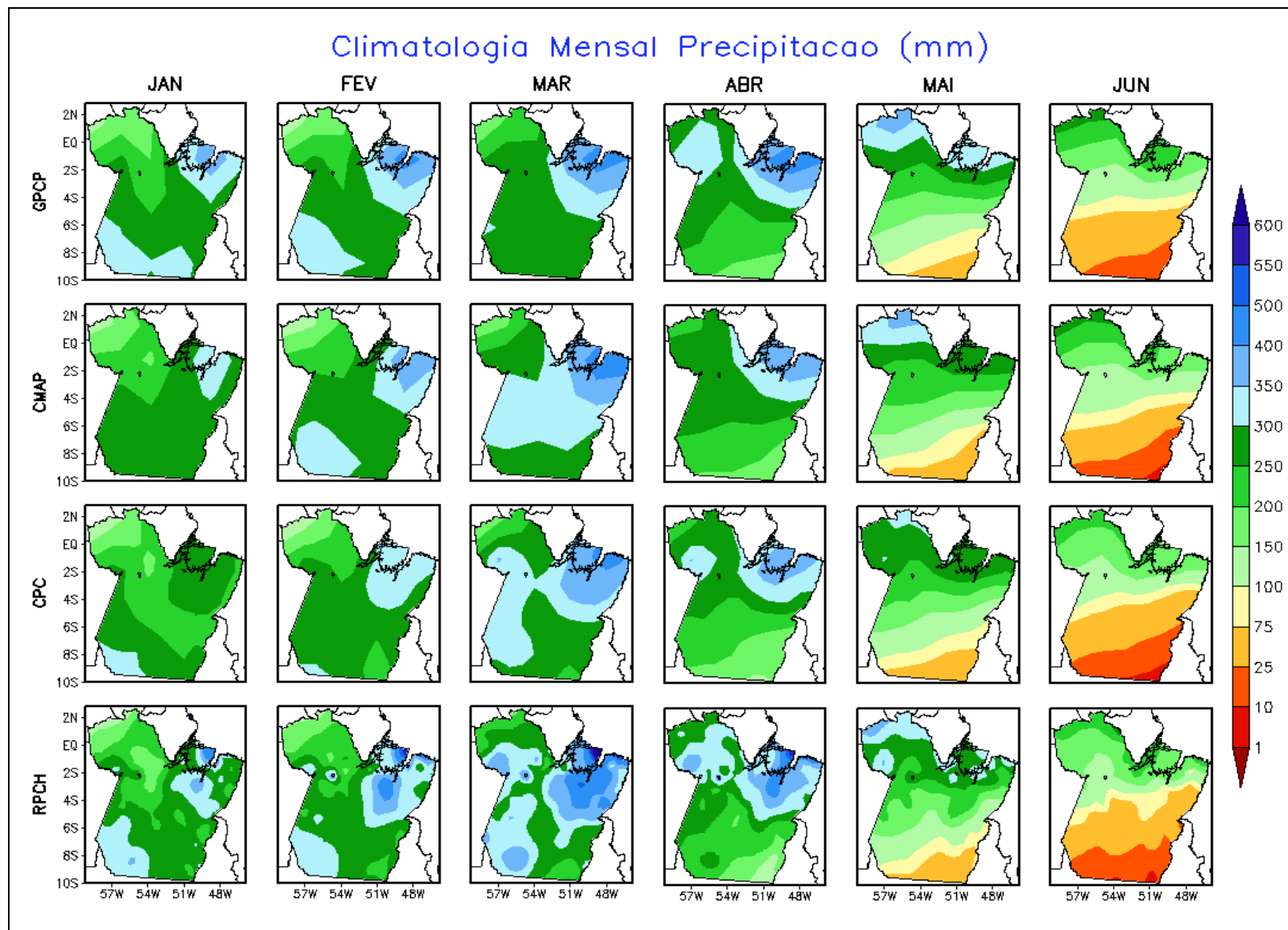


Figura 8a – Climatologia mensal da precipitação (mm) utilizando dados do GPCP, CMAP, CPC e RPCH no período de 1978-2007.
 Fonte: GPCP, CMAP, CPC e RPCH.

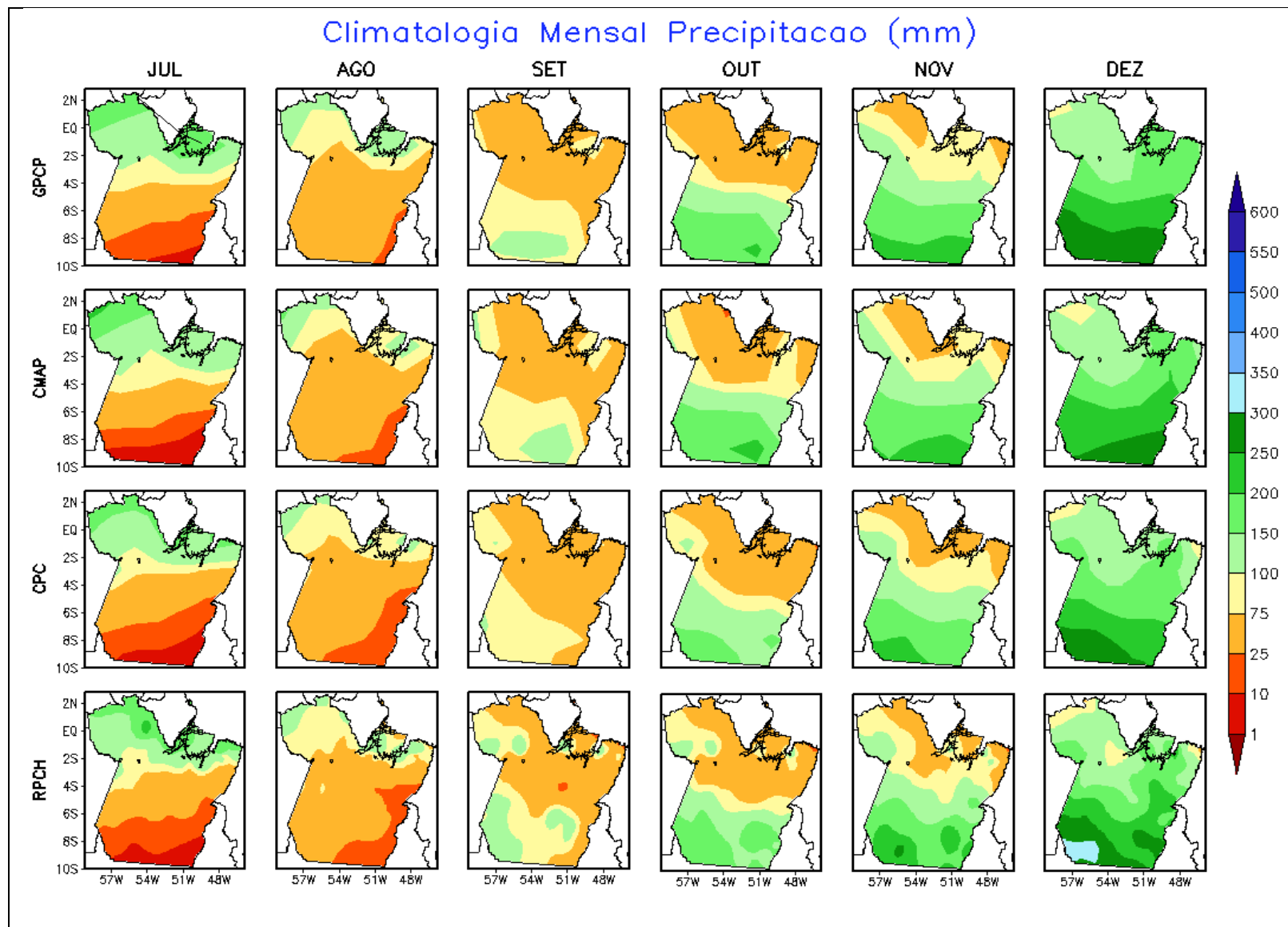


Figura 8b – Climatologia mensal da precipitação (mm) utilizando dados do GPCP, CMAP, CPC e RPCH no período de 1978-2007.
 Fonte: GPCP, CMAP, CPC e RPCH.

Ao se comparar a climatologia mensal da precipitação para cada diferente base, torna-se mais aparente o ganho obtido através da integração de diversas redes. O mês de janeiro, por exemplo, apresenta máximos no Nordeste paraense que não são observados pelo CPC, cuja resolução espacial, 1.0° latitude $\times$ 1.0° longitude, supera o GPCP e CMAP. Ainda no mesmo mês, O CMAP homogeneíza a precipitação no Centro-Sul do estado, não mostrando qualquer variabilidade espacial; enquanto que o GPCP, embora consiga perceber o padrão das chuvas na região, não é capaz de mostrar detalhadamente a variabilidade regional.

Essas características são mantidas, principalmente, na estação chuvosa, com grandes áreas homogêneas de precipitação, especialmente nos dados do GPCP e CMAP, e em menor grau no CPC. Diferentemente, a RPCH destaca os pequenos núcleos característicos de padrões climáticos tropicais, da regionalização e dos efeitos da fisiografia local, típicos da intensa convecção resultando em uma espacialização irregular das chuvas. No período menos chuvoso ou seco, as diferenças tornam-se menos acentuadas, sobretudo no trimestre que inicia em julho e vai até setembro, em razão da redução significativa nos volumes de chuvas.

Apresenta-se a seguir os máximos e mínimos climatológicos mensais, de acordo com a base do RPCH e a metodologia de percentil:

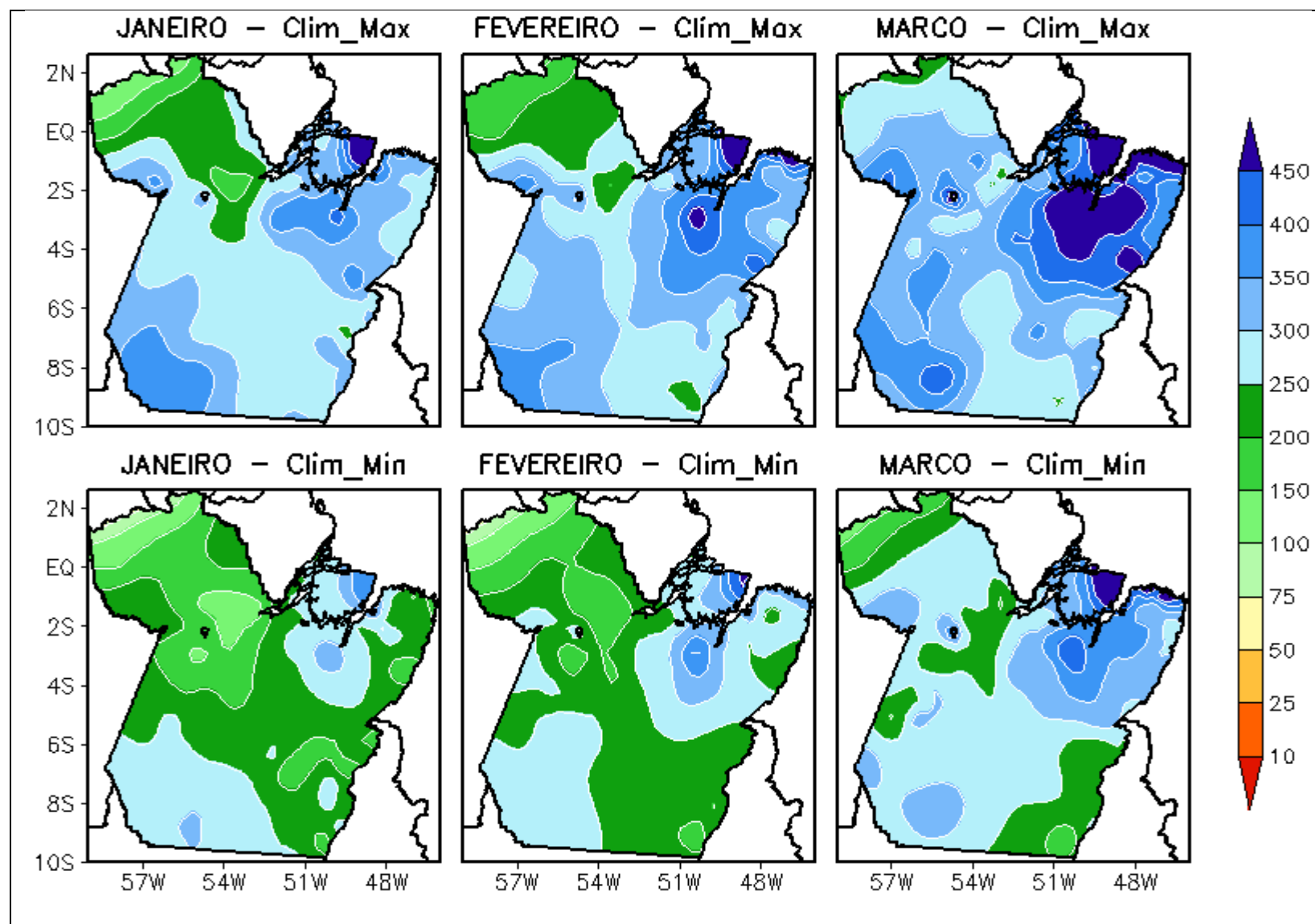


Figura 9a – Máximos e mínimos climatológicos mensais que caracterizam a normal ocorrência de chuva (mm) de acordo com os percentis de $p_{0,65}$ (máximo) e $p_{0,35}$ (mínimo). Valores de chuva fora dos limites aqui apresentados caracterizam um mês anômalo.
Fonte: RPCH.

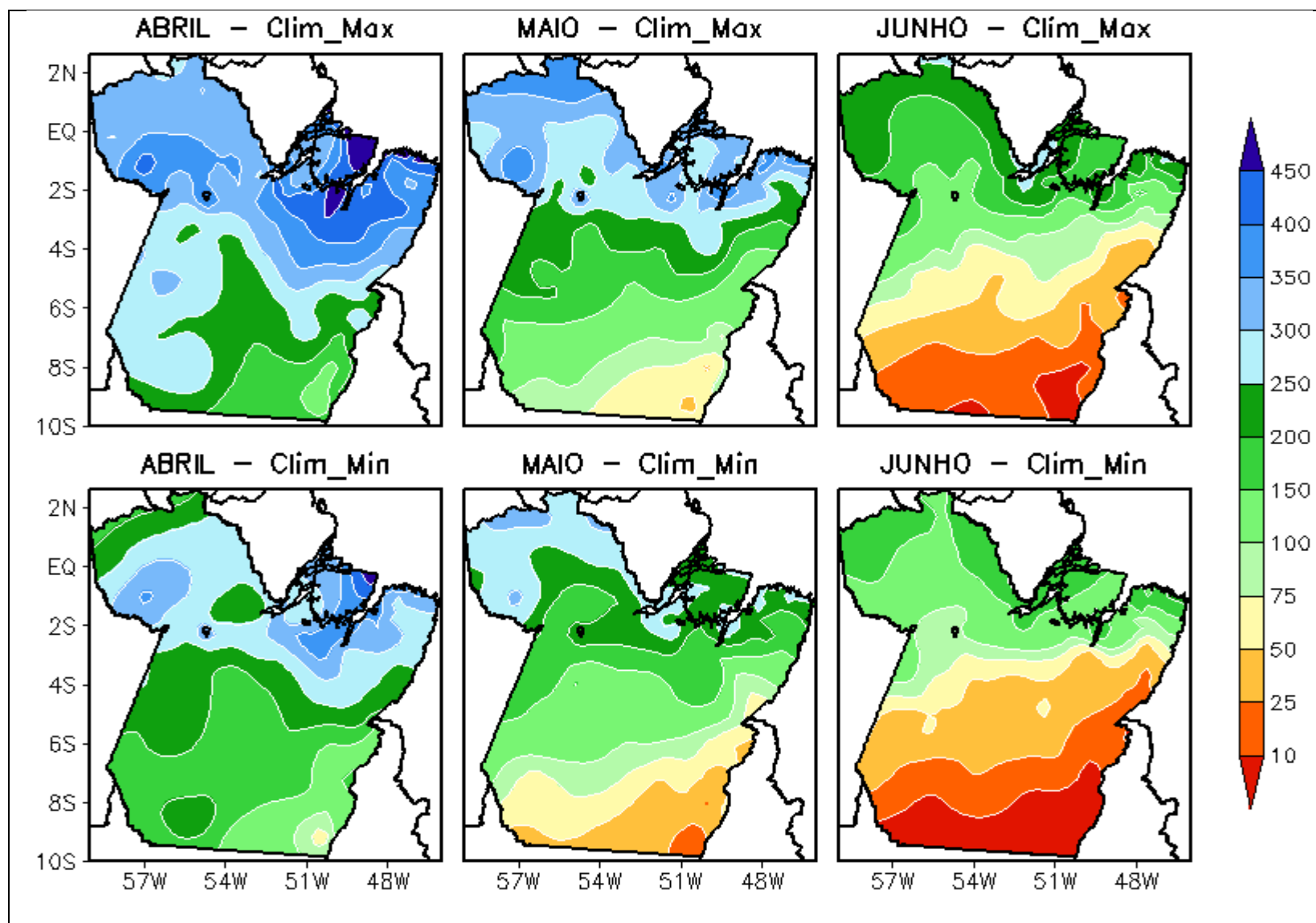


Figura 9b – Máximos e mínimos climatológicos mensais que caracterizam a normal ocorrência de chuva (mm) de acordo com os percentis de $p_{0,65}$ (máximo) e $p_{0,35}$ (mínimo). Valores de chuva fora dos limites aqui apresentados caracterizam um mês anômalo.
Fonte: RPCH.

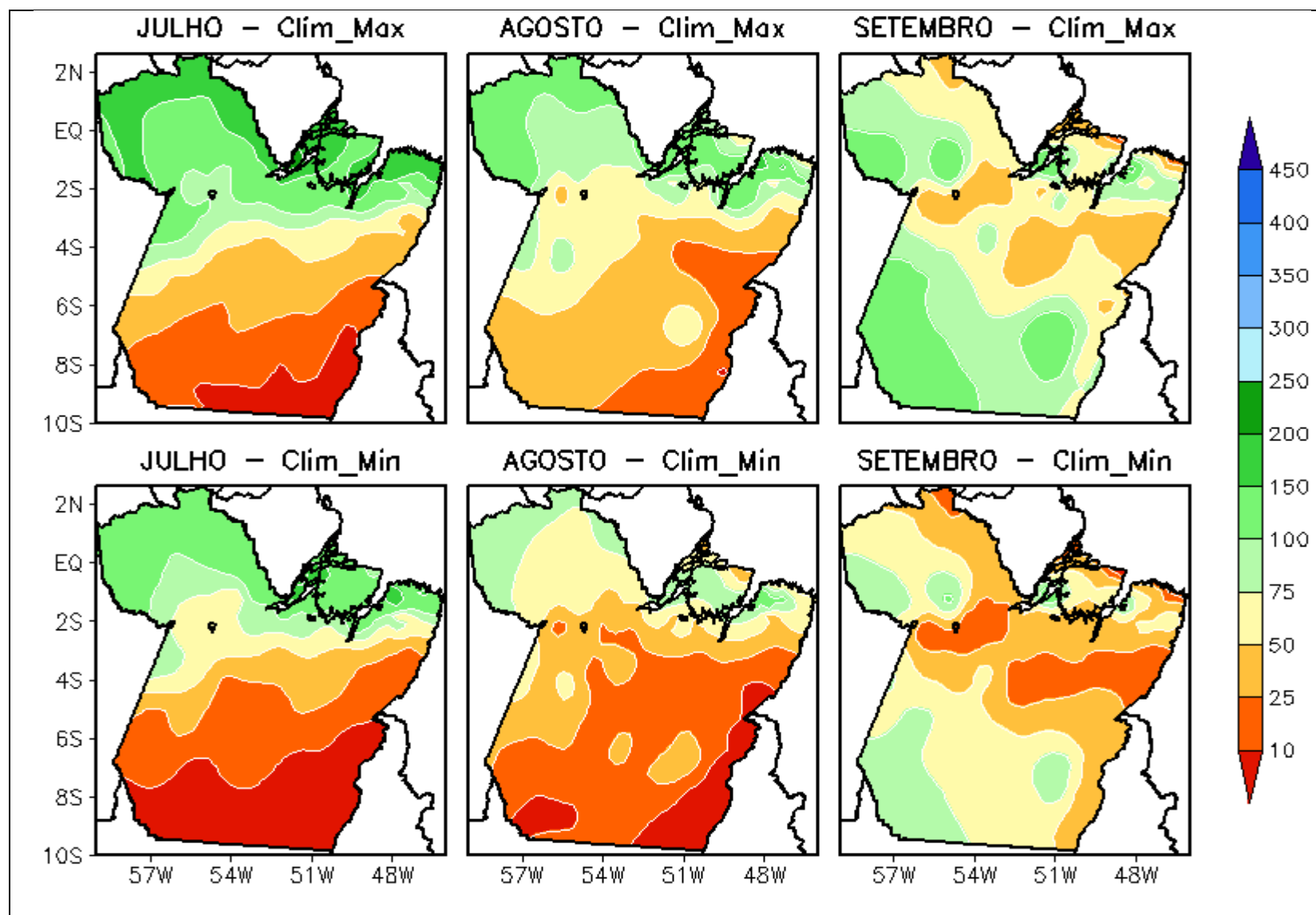


Figura 9c – Máximos e mínimos climatológicos mensais que caracterizam a normal ocorrência de chuva (mm) de acordo com os percentis de $p_{0,65}$ (máximo) e $p_{0,35}$ (mínimo). Valores de chuva fora dos limites aqui apresentados caracterizam um mês anômalo.
Fonte: RPCH.

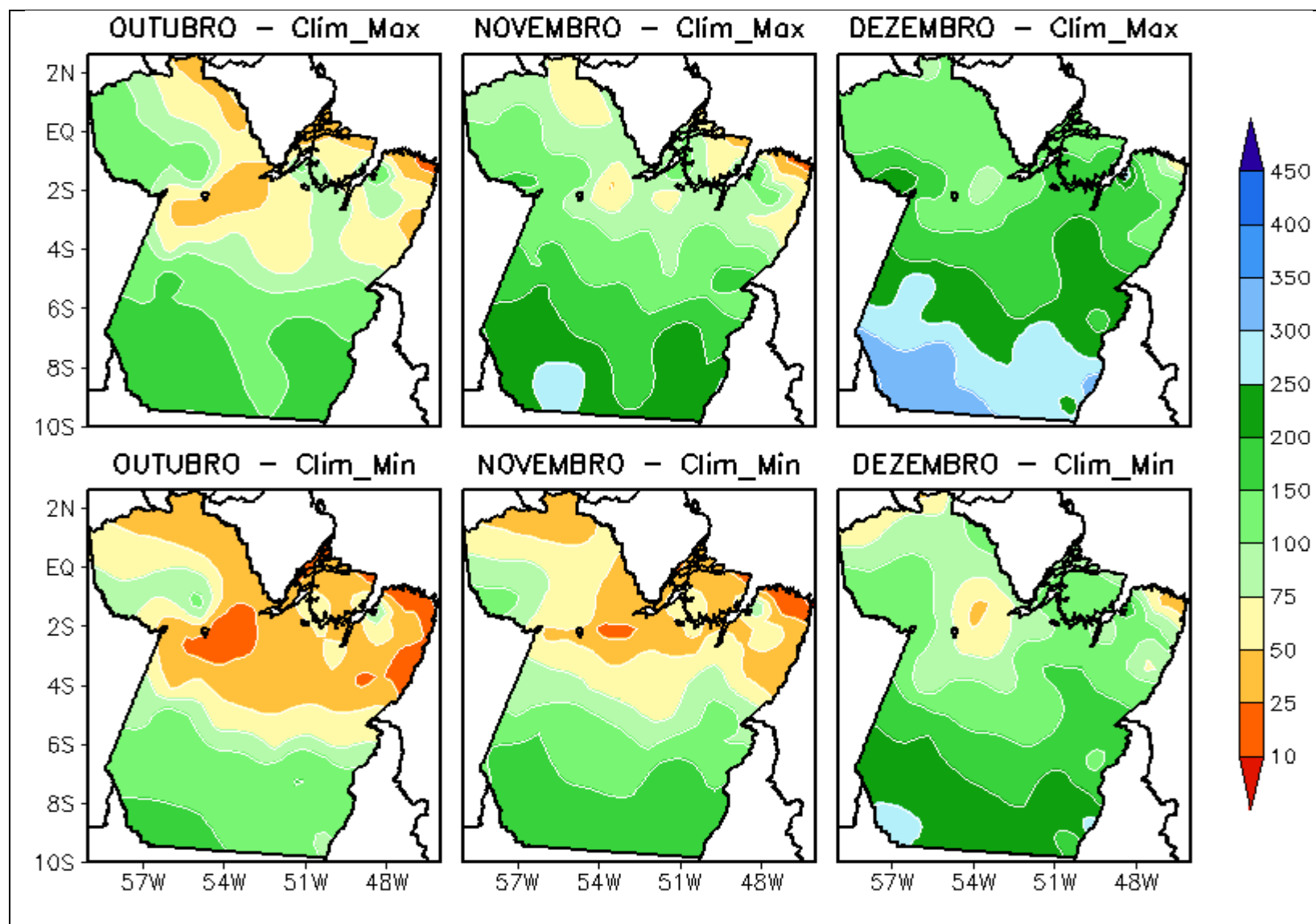


Figura 9d – Máximos e mínimos climatológicos mensais que caracterizam a normal ocorrência de chuva (mm) de acordo com os percentis de $p_{0,65}$ (máximo) e $p_{0,35}$ (mínimo). Valores de chuva fora dos limites aqui apresentados caracterizam um mês anômalo.
Fonte: RPCH.

4.2 MODELAGEM CLIMÁTICA USANDO O REGCM3

4.2.1 Médias climatológicas sazonais do período chuvoso (DJF e MAM)

As climatologias sazonais exclusivamente para a estação chuvosa (verão/outono austral) no estado do Pará são exibidas a seguir na Figura 10, com relação ao período de 1982/83 a 2007/08, totalizando 26 anos. As referidas médias contemplam tanto os dados de precipitação observados pela RPDH e discutidos no capítulo anterior, quanto aqueles simulados pelo modelo RegCM3, utilizando dois esquemas de parametrização convectiva: Grell, com fechamento Fritsch-Chappell; e MIT-Emanuel.

Analisando a precipitação observada durante o trimestre DJF (Figura 10a), evidencia-se um máximo pluviométrico, com valores sazonais entre 700 e 900 mm, o qual engloba os setores Oeste e Sudoeste do Pará e Centro-Sul do Tocantins. Este máximo é primariamente associado à manifestação da ZCAS (SOUZA; AMBRIZZI, 2003) que apresenta frequência máxima de ocorrência nos meses de dezembro e janeiro (QUADRO, 1994; FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998). Ainda no verão, observa-se outro máximo de precipitação situado na faixa litorânea do Amapá e Pará, incluindo a ilha do Marajó, com valores acima de 1000 mm. Este máximo no Nordeste da Amazônia oriental é devido à influência direta da ZCIT, cuja posição central da banda de nebulosidade tropical posiciona-se em latitudes equatoriais nestes meses (SOUZA; KAYANO; AMBRIZZI, 2004).

Durante o trimestre MAM (Figura 10b), ocorre uma diminuição significativa da precipitação na parte Sul/Sudeste da Amazônia oriental, devido à retração dos episódios de ZCAS ou mesmo de sistemas frontais (SOUZA; AMBRIZZI, 2003). Em compensação, deflagra-se a intensificação e generalização do máximo pluviométrico sazonal na porção setentrional da Amazônia, com destaque para o máximo entre 1000 e 1100 mm no Oeste do Pará (região de Santarém) e principalmente o máximo entre 1000 e 1400 mm ocorrendo na maior parte do Amapá e Nordeste do Pará. Essa intensificação da precipitação deve-se à atuação direta da ZCIT que atinge a sua posição climatológica mais austral em março (NOBRE; SHUKLA, 1996), sendo, portanto, o principal sistema meteorológico indutor de chuva na Amazônia (SOUZA; KAYANO; AMBRIZZI, 2004), durante o pico da estação chuvosa.

Visto que todas as plotagens na Figura 10 concorrem a uma escala padronizada de cores, uma comparação visual, estritamente qualitativa, é permitida entre os valores observados e aqueles simulados. Assim, percebe-se claramente que algumas regiões apresentam distorções com relação aos índices previstos, notadamente nas regiões situadas no Norte/Nordeste (divisa dos estados do

Amapá e Pará) para a precipitação RegCM3/Grell (Figuras 10c, 10d), e, ainda, nas áreas situadas a Sudoeste, Sul e Sudeste do Pará e Norte de Tocantins com relação à precipitação simulada pelo RegCM3/MIT (Figuras 10e, 10f). Apesar das diferenças no volume de chuva, ressalta-se que o padrão espacial dos máximos e mínimos climatológicos, em ambos os períodos do verão e outono, são claramente capturados nas simulações do modelo RegCM3.

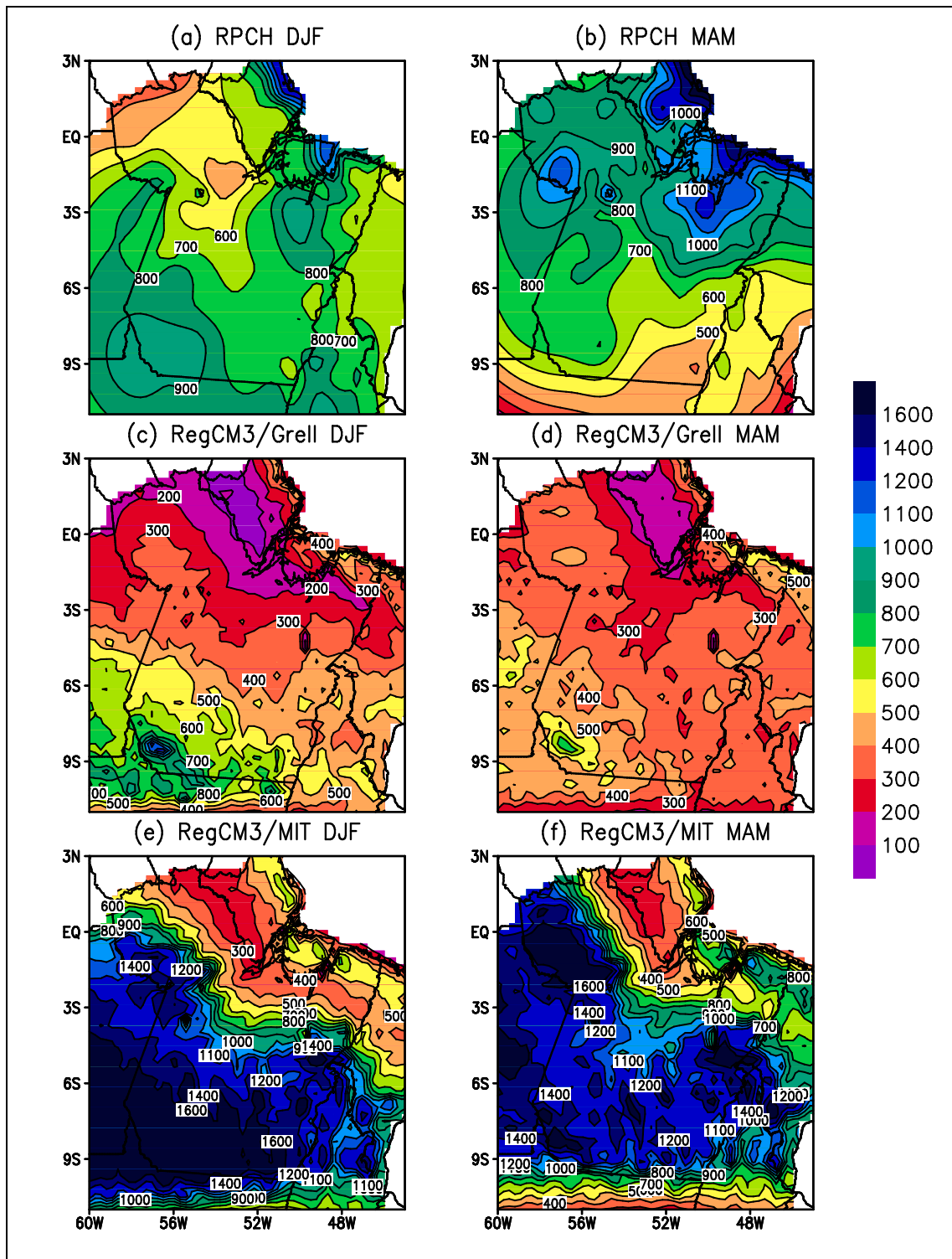


Figura 10 – Climatologia da precipitação (mm) sazonal: observada em (a) DJF e (b) MAM; simulada usando Grell para (c) DJF e (d) MAM; e usando MIT para (e) DJF e (f) MAM.

A análise mais detalhada, em termos quantitativos, com o *skill* do RegCM3 na simulação regional com referência à precipitação observada pela RPCH, foi realizada com base no viés, erro médio absoluto (*EMA*) e correlação, os quais foram calculados para cada ponto de grade da Amazônia oriental.

A precipitação simulada usando a parametrização Grell apresenta valores subestimados, ou seja viés seco (valores negativos), principalmente na porção Nordeste da Amazônia oriental (grande parte do Amapá e Nordeste do Pará, incluindo a ilha de Marajó) no período de DJF (Figura 11a), sendo que essa subestimativa é maior na estação de MAM (Figura 11b). Não obstante, as áreas situadas ao Sul e Noroeste do Pará e, ainda, no extremo Norte do Tocantins são as regiões onde a precipitação RegCM3/Grell apresenta os melhores resultados simulados (regiões em branco com viés entre -10 e 10 mm) para DJF. No Sul/Sudeste do Pará e grande parte do Tocantins, verifica-se viés reduzido, indicando as áreas onde a precipitação RegCM3/Grell apresenta melhor desempenho.

Por outro lado, a precipitação modelada utilizando o esquema de convecção MIT exhibe alternância de valores superestimados (viés úmido ou valores positivos) notadamente na porção Oeste, Sudoeste, Sul e Sudeste do Pará, Norte do Tocantins; e de valores subestimados (viés seco ou valores negativos) especialmente no Amapá e Nordeste do Pará, durante ambas as estações de DJF (Figura 11c) e MAM (Figura 11d). Na porção Sul do Pará, o viés úmido é maior em DJF quando comparado a MAM. Da mesma forma, no Oeste do Pará, o viés úmido é maior em MAM do que em DJF. Inversamente, na região do Nordeste do Pará, o viés seco é maior em MAM quando comparado a DJF. Todavia, nas regiões com viés entre -10 e 10 mm (áreas brancas), particularmente numa faixa localizada no Nordeste paraense que engloba a região metropolitana de Belém, a precipitação simulada pelo RegCM3 apresenta melhor desempenho.

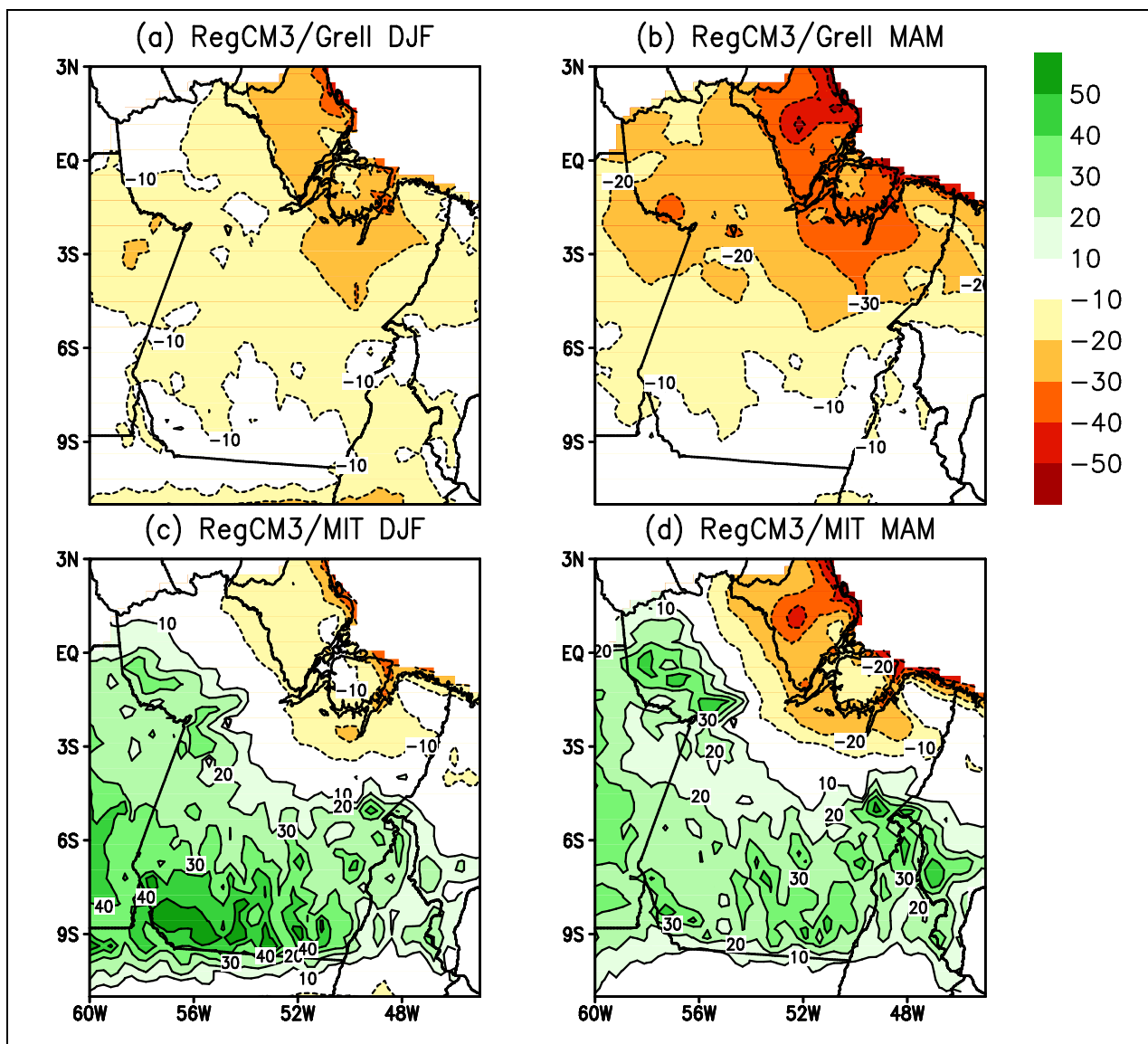


Figura 11 – Viés da precipitação (mm) usando o esquema Grell para (a) DJF e (b) MAM e usando o esquema MIT para (c) DJF e (d) MAM.

Ao analisar-se o erro médio absoluto (*EMA*) para a precipitação sazonal (Figuras 12a e 12b), produzida pelo RegCM3/Grell, verifica-se que no verão (Figura 12a) os erros mais expressivos são encontrados no Nordeste paraense e em todo o estado do Amapá, com valores acima de 600 mm, em concordância com o viés seco anteriormente observado. Na medida em que a estação chuvosa se intensifica, entrando no outono (MAM), o *EMA* máximo eleva-se e estende-se para o Noroeste/Oeste do Pará (Figura 12b). O melhor desempenho do RegCM3/Grell, tanto no verão quanto no outono, ocorre no Sul paraense.

A simulação usando o RegCM3/MIT apresenta os maiores erros durante o verão (Figura 12c) nos setores Sudeste, Sul, Sudoeste e Oeste paraense, onde os valores do *EMA* podem

ultrapassar os 800 mm. No período MAM, os padrões do *EMA* tendem a se manter, exceto no Amapá, cujo valor aumenta significativamente.

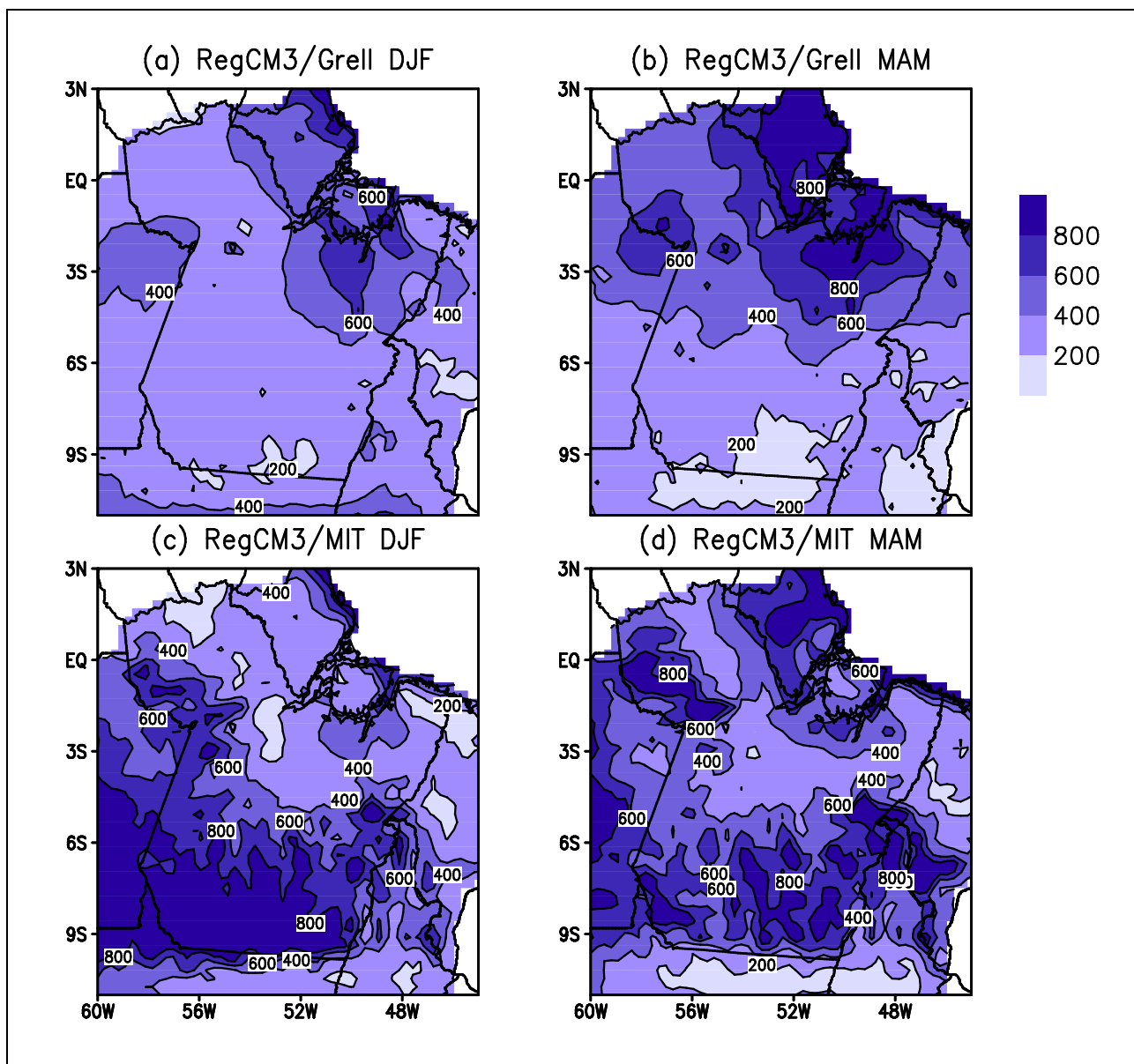


Figura 12 – Erro médio absoluto (EMA) da precipitação (mm) usando o esquema Grell para (a) DJF e (b) MAM e usando o esquema MIT para (c) DJF e (d) MAM.

Para verificar a capacidade do modelo em representar as anomalias regionais de precipitação, são plotadas na Figura 13 as correlações sazonais entre a simulação do RegCM3 e os dados observados de precipitação pela RPCH, ao nível de 95% de significância. Observa-se na Figura 13a que o Centro-Norte, Noroeste e Oeste do Pará apresentam melhor correlação, muito embora o valor máximo do coeficiente seja $r = 0,4$ para RegCM3/Grell. Quando se analisa o outono (MAM) para a mesma parametrização (Figura 13b), tem-se melhor correlação no Leste, Nordeste e

Noroeste, mas mantendo-se o valor máximo de $r = 0,4$. Nota-se a ocorrência de várias regiões de significância estatística, porém com áreas bastante fragmentadas.

Considerando-se a simulação RegCM3/MIT, para o período de DJF, verão austral, portanto, há predominância de correlações positivas (Figura 13c), com valores de até $r = 0,6$, exceto no Sudeste e parte do Leste paraense, Norte e Leste do Amapá, além do Centro-Sul do Tocantins, onde a significância estatística é baixa. Durante o outono (Figura 13d), a correlação positiva se mantém, sendo que há baixa significância no Sul, Centro-Norte e litoral do Nordeste paraense.

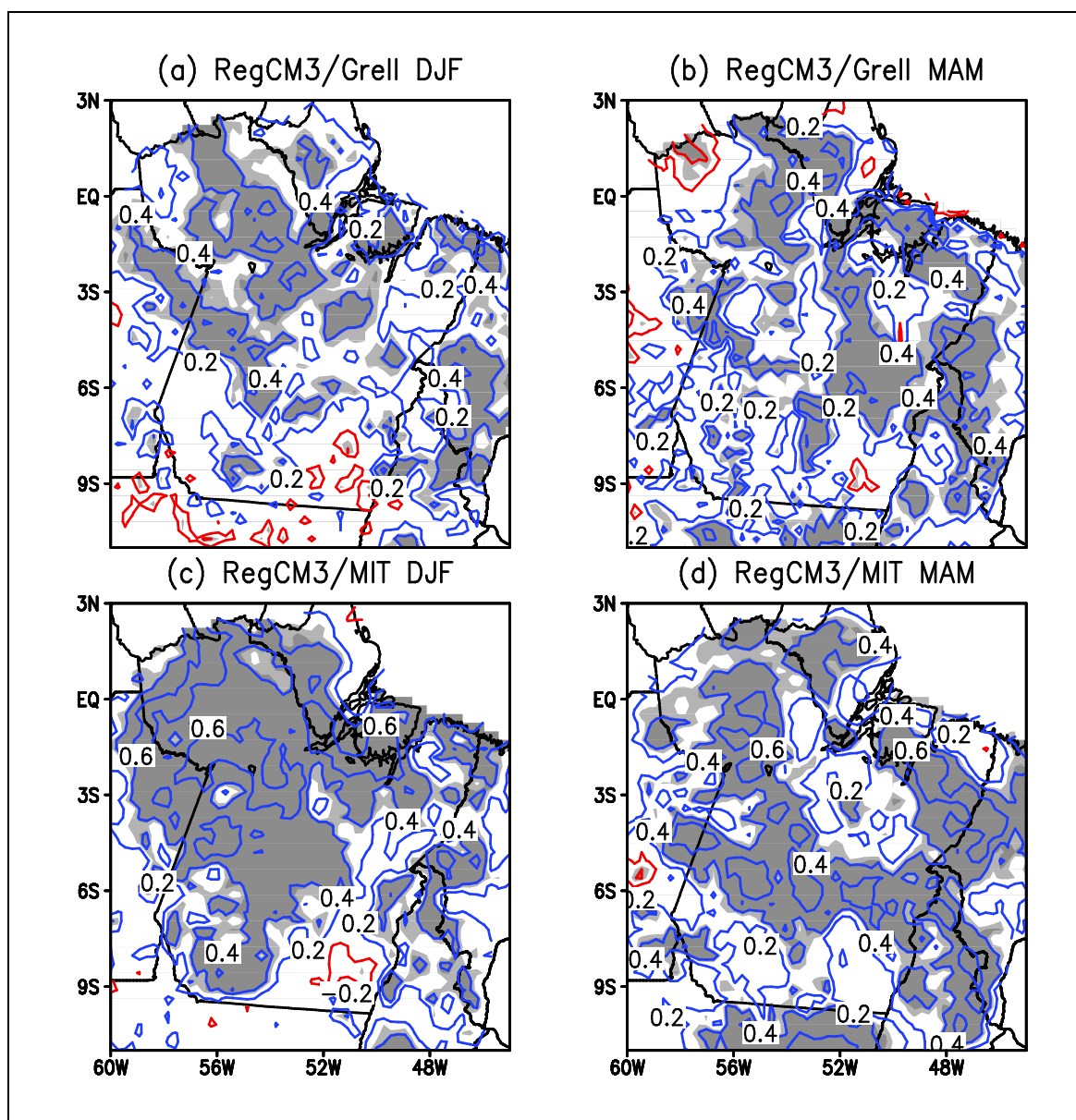


Figura 13 – Correlação entre as anomalias de precipitação observadas e simuladas usando o esquema de Grell para (a) DJF e (b) MAM e o esquema MIT para (c) DJF e (d) MAM. Isolinhas em azul/vermelho indicam correlações positivas/negativas, sendo que as áreas em cinza indicam correlações com significância ao nível de 95%.

4.2.2 Médias climatológicas mensais do período chuvoso (dezembro a maio)

Para avaliar o comportamento do modelo durante cada mês do período chuvoso, são confrontados na Figura 14 as climatológicas mensais produzidas pela RPCH e também com os dois diferentes esquemas de parametrização para a chuva convectiva, RegCM3/Grell e RegCM3/MIT.

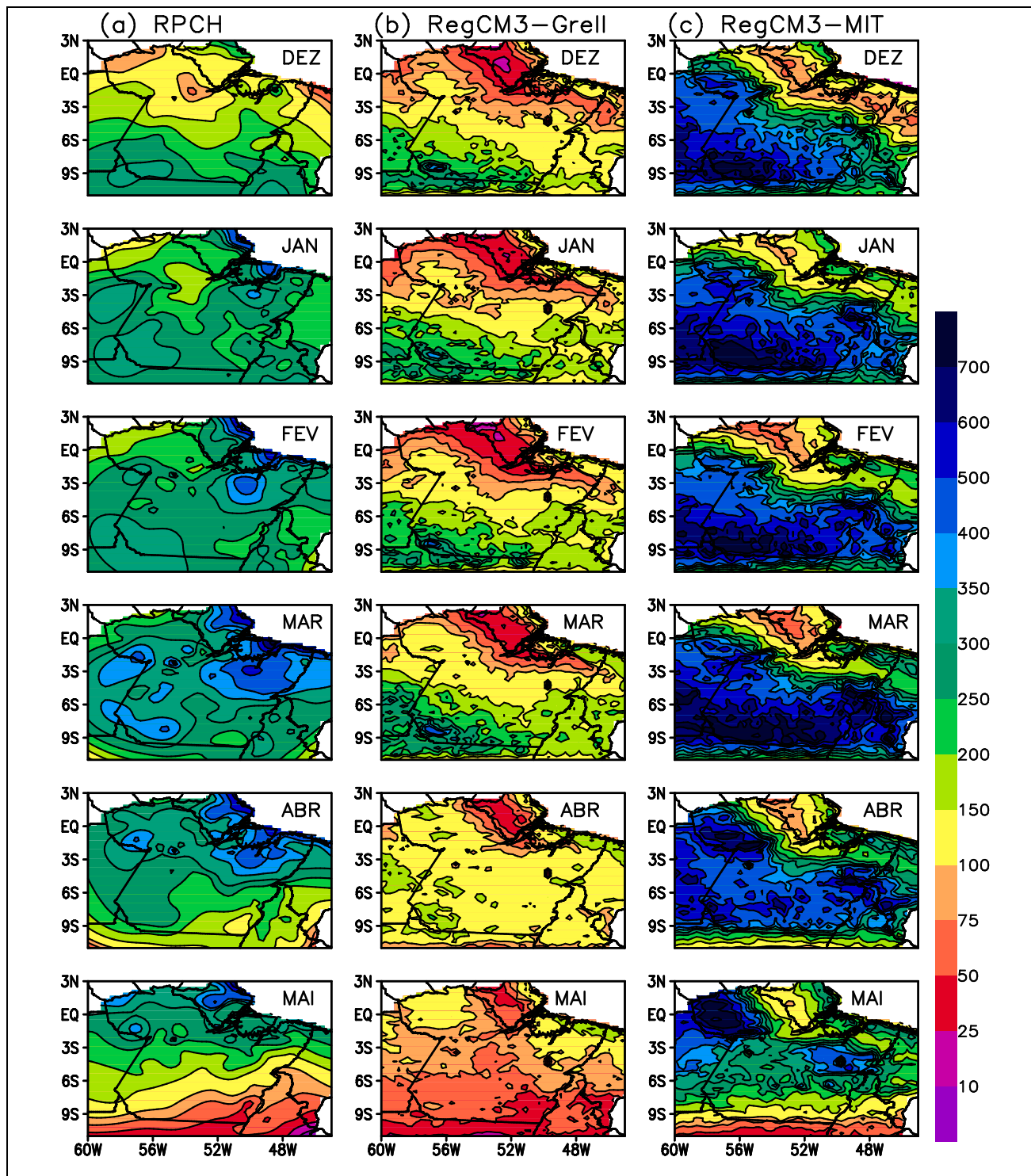


Figura 14 – Precipitação (mm) climatológica mensal (a) observada e simulada usando (b) Grell e (c) MIT para os meses de dezembro a maio.

O mês de dezembro, o qual caracteriza o início da estação chuvosa (Figura 14a), apresenta sobre o estado do Tocantins e em toda a porção Sul do Pará, os máximos de precipitação em razão dos efeitos das incursões de sistemas frontais e das ocorrências de ZCAS, como discutidos anteriormente. O RegCM3/Grell capta claramente estes máximos sobre o Pará (Figura 14b), com destaque para os valores que aproximam-se muito daqueles observados. O mínimo no Noroeste e Centro-Sul do Amapá também é percebido, muito embora neste último, os índices pluviométricos sejam subestimados pelo modelo.

Durante os meses de janeiro até março, a climatologia do modelo mantém o mesmo padrão ocorrido em dezembro, distanciando-se do observado pela RPCH, o que denota a dificuldade na percepção dos máximos pluviométricos ocasionados pela atuação da ZCIT, sobretudo no Nordeste paraense e litoral do Amapá. Em contrapartida, o padrão sobre o Tocantins que responde por um aumento progressivo no volume de chuvas é bem representado, porém com ligeira subestimativa.

No mês de abril ocorre uma redução marcante no volume de chuvas em toda a porção Sul do Pará de acordo com simulação do RegCM3/Grell comparada aos meses anteriores. Com relação à observação, há um aumento das áreas cuja precipitação é subestimada sobre o Pará. E com relação ao Tocantins, o padrão de redução nas chuvas se mantém conforme o observado, mesmo que ligeiramente subestimado.

Ao chegar o último mês do período chuvoso, maio, quando a climatologia observacional aponta o início da estação seca no Sudeste paraense e sobre o Tocantins, o modelo RegCM3/Grell consegue capturar muito bem tais sinais, embora na região Central do Pará ocorra uma intensificação da subestimativa. Nas demais regiões, sobretudo naquelas onde ocorrem os máximos de precipitação, como Amapá e Noroeste paraense, não é alterado o padrão de simulação abaixo do observado.

Quando se estabelece um comparativo do modelo RegCM3/MIT com a observação climatológica mensal da RPCH (Figura 14c), nota-se que no início da estação chuvosa, ou seja, no mês de dezembro, apresenta-se pelo modelo os máximos de chuva no Sudoeste paraense, tal qual a climatologia, mas com valores extremamente superestimados. O padrão climatológico, entretanto, é capturado pelo modelo na região Sul e Oeste paraense. Do setor Nordeste do Pará até o Noroeste, e o estado do Amapá, ajustam-se muito bem aos valores observados. O mesmo ocorre com o Tocantins.

De janeiro a abril, o modelo mantém um padrão semelhante de precipitação, com máximos sistemáticos no Sudoeste/Sul paraense, não acompanhando a migração do máximo pluviométrico

para o Nordeste do Pará e Norte/Leste do Amapá. Esta deficiência, provoca superestimativa de chuvas no Sul e Oeste paraense, e subestimativa no Nordeste do Pará e estado do Amapá. Durante este período, o Tocantins percebe um aumento e posterior declínio da precipitação, de acordo com o padrão climatológico, porém, com valores superestimados pela simulação RegCM3/MIT.

Finalmente, o último mês da estação chuvosa, maio, onde aparecem pequenos núcleos de máxima precipitação no Noroeste paraense e núcleos mais robustos no Centro-Norte do Amapá de acordo com a observação, apenas o máximo sobre o Pará é simulado pelo modelo, embora com superestimativa. Já aquele sobre o Amapá, não é bem simulado. Aparece ainda, um máximo no Nordeste/Leste paraense colocado pelo modelo, mas não verificado pela climatologia observacional. O padrão no Sul/ Sudeste paraense e Tocantins é relativamente bem representado pela simulação, que capta a redução nos índices pluviométricos.

Após a análise dos volumes mensais totais previstos e observados, convém, então, avaliar a tendenciosidade sistemática para cada mês de simulação (Figura 15), ou seja, o viés. Inicialmente, o mês de dezembro obteve uma excelente *performance* do modelo segundo a parametrização RegCM3/Grell (Figura 15a), onde a maior discrepância, porém bastante sutil, ocorreu sobre parte do Tocantins, apresentando um viés seco, ou seja, com previsão pouco abaixo do observado, com valores de 5 a 10 mm a menos.

Nos meses subseqüentes, de janeiro a maio, mantêm-se um viés seco sistemático sempre localizado nas regiões de ocorrência dos máximos de precipitação. À medida que os máximos tornam-se mais intensos, os vieses igualmente se intensificam. Assim, o viés seco mais forte, variando de 15 a 20 mm, ocorre no mês de março, o qual é marcado climatologicamente por índices mais elevados de precipitação no Nordeste do Pará e Centro-Leste do Amapá.

Com relação ao comportamento do RegCM3/MIT, como de se esperar em virtude dos totais mensais observados e anteriormente discutidos, esta parametrização apresenta de dezembro até abril (Figura 16b) forte viés úmido, com valores acima do observado variando de 5 a 25 mm. Para o mês de dezembro, o RegCM3/MIT apresenta melhor *skill* para o Amapá, Tocantins e no Nordeste, Centro-Norte e parte do Noroeste paraense.

Durante o mês de janeiro, surge um viés úmido sobre o Tocantins, além daquele sistemático observado no Sul do Pará. A partir de então, aparece também um viés seco no Nordeste paraense e em grande parte o Amapá. À medida que se avança na estação chuvosa, as regiões de vieses marcadamente secos se intensificam no Nordeste paraense e Amapá, muito embora não tão acentuadamente quanto na parametrização RegCM3/Grell. O padrão muda somente em maio,

quando o viés úmido fica restrito ao Noroeste e Leste do Pará, e o viés seco predomina sobre o Amapá.

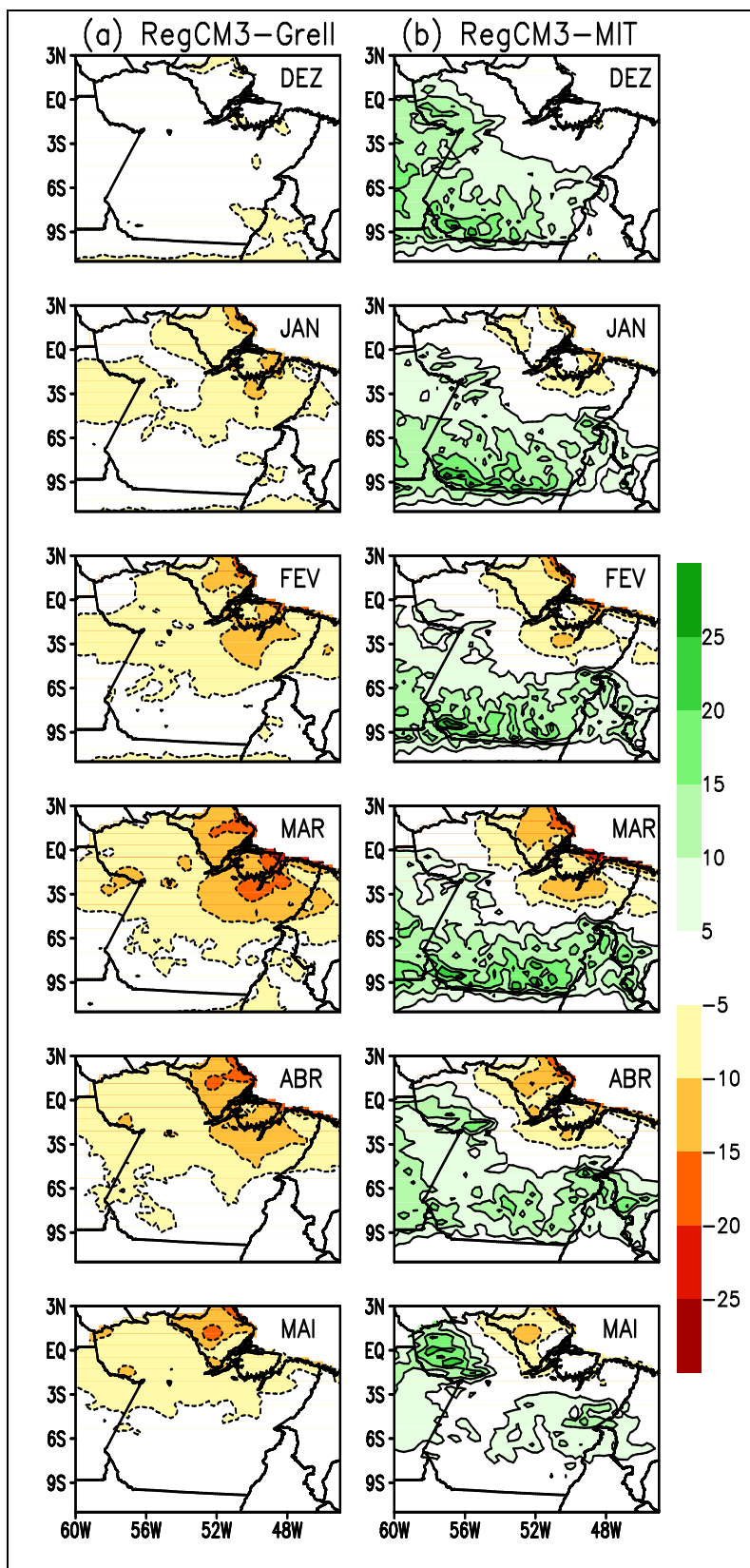


Figura 15 – Viés da precipitação (mm) mensal simulada usando o esquema (a) Grell e (b) MIT para o período chuvoso.

A Figura 16 mostra o *EMA* para cada mês da estação chuvosa. Nota-se que a parametrização RegCM3/Grell (Figura 16a) apresentou os menores valores do *EMA* nos meses de início e fim da estação chuvosa, são eles dezembro e maio. Ao início do período chuvoso (DEZ), foram registrados *EMA* abaixo de 100 mm no Sul, Centro-Oeste, Noroeste e parte do Nordeste paraense, ficando as demais regiões com erro entre 100 e 200 mm. A partir de janeiro, o *EMA* aumenta, especialmente nas regiões de máximo de precipitação, onde o erro pode chegar a 400 mm. Assim como também há uma diminuição nos valores de *EMA* ao final da estação chuvosa no Sudeste paraense e parte do Tocantins em abril; e no Leste e Sul do Pará, além do Tocantins durante o mês de maio, com *EMA* de até 100 mm.

Com relação à parametrização RegCM3/MIT, a qual denotou forte viés úmido no Centro-Sul paraense e no Tocantins, o *EMA* atingiu valores bastante elevados, muitas vezes acima de 400 mm. O destaque mais expressivo para valores mínimos de *EMA* ficou restrito ao mês de dezembro, concentrado nas regiões Nordeste, Norte e Noroeste do Pará e ao estado do Amapá, cujos valores ficaram menores que 100 mm.

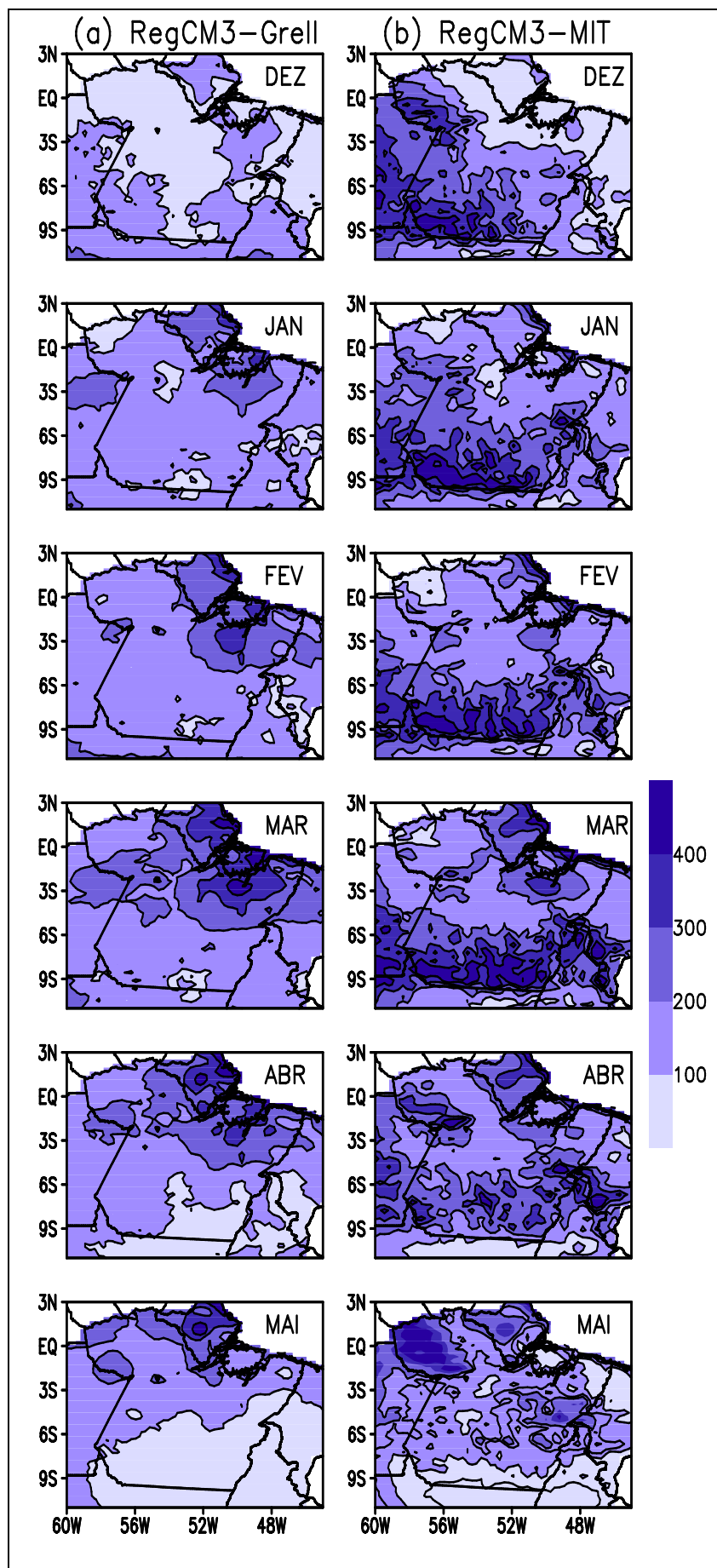


Figura 16 – Erro médio absoluto da precipitação (mm) mensal simulada usando o esquema (a) Grell e (b) MIT para o período chuvoso.

A seguir (Figura 17) são exibidas as correlações obtidas mês a mês entre as anomalias de precipitação observada e as anomalias simuladas, levando-se em conta as duas parametrizações convectivas do modelo: RegCM/Grell e RegCM3/MIT.

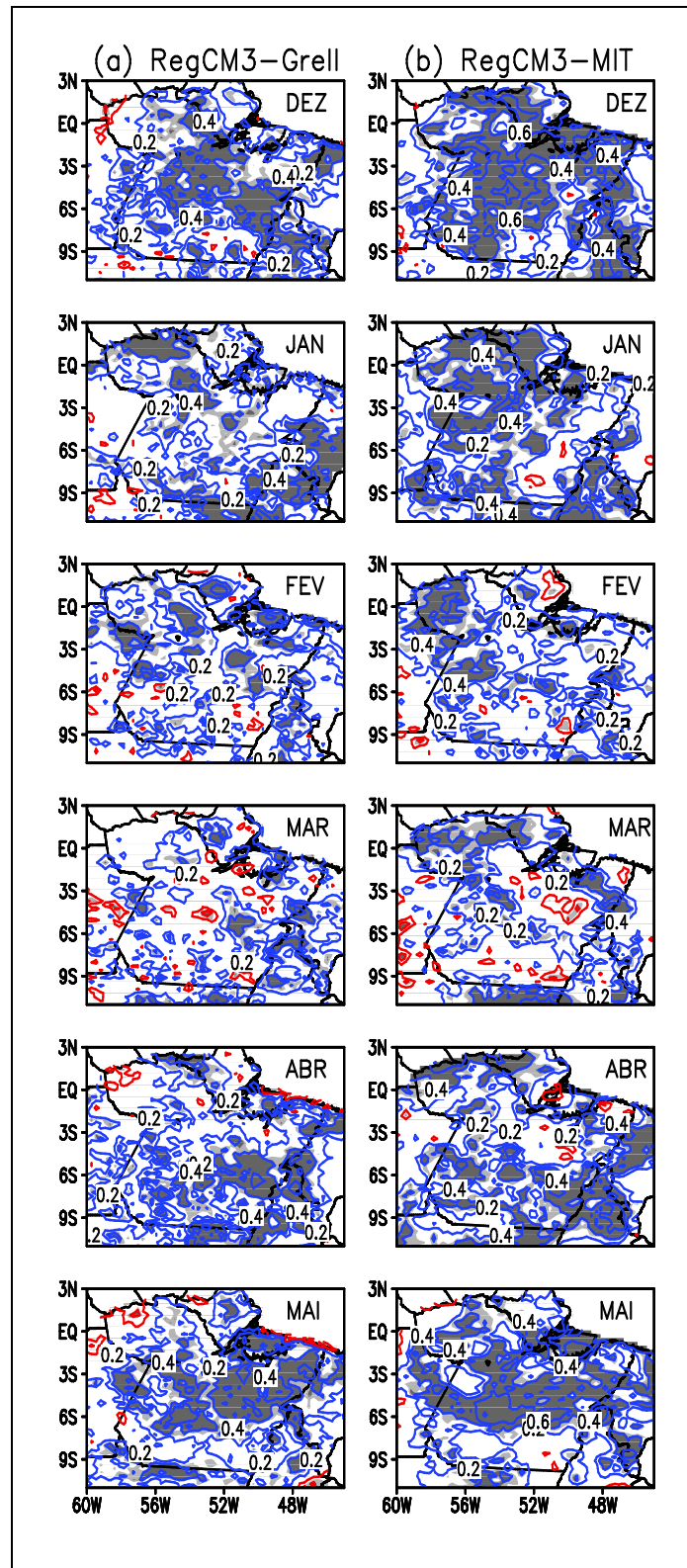


Figura 17 – Correlação entre as anomalias de precipitação observadas e simuladas usando (a) Grell e (b) MIT. Áreas em cinza indicam correlações com significância ao nível de 95%.

Na Figura 17a, verifica-se que o mês de dezembro apresentou boa correlação, com 95% de significância na maior parte do Pará e Tocantins, utilizando o RegCM3/Grell, com valores máximos de $r = 0,40$. A partir de janeiro, quando intensifica a estação chuvosa, até março há uma diminuição progressiva nas áreas de correlação, com resultados menos significativos neste último mês. Em abril, as áreas de maior correlação voltam a se expandir sobre o Leste do Pará e Norte do Tocantins, principalmente. E em maio, o Nordeste e o Centro-Oeste paraense respondem pela correlação mais alta.

Para a simulação realizada com o RegCM3/MIT (Figura 17b), obtém-se o melhor resultado no mês de dezembro, onde o r alcança o valor de até 0,6. Neste mês, praticamente todo o Pará apresenta correlação com alto índice de confiança. As exceções ficam restritas ao Sudeste e Noroeste do Pará, Oeste do Tocantins e litoral do Amapá. No mês seguinte, janeiro, as áreas de correlação ainda predominam, porém com a máxima correlação $r = 0,40$, com baixa ou nenhuma correlação no Nordeste, Leste e Sudeste do Pará. No período de fevereiro a março, os coeficientes de correlação diminuem sensivelmente, tal qual ocorre com a parametrização RegCM3/Grell. A partir de abril até maio, as áreas de alta correlação tornam a aumentar, com melhor performance para o Tocantins em abril e para o Pará em maio, quando o r chega a 0,60.

A seguir, apresenta-se algumas regiões dentro do estado do Pará, cuja densidade de estações meteorológicas de superfície é bastante satisfatória (Figura 18), o que permite uma análise temporal da precipitação segundo o modelo RegCM3 no período chuvoso confrontando-se com a precipitação observada pela RPCH.

O procedimento adotado foi separar oito áreas retangulares com dimensões de 2.0° longitude $\times$ 1.5° latitude, onde havia pelo menos três estações meteorológicas/hidrometeorológicas, de modo a obter uma boa representatividade da área. A partir de então, obteve-se uma média da precipitação para cada área situada em diferentes pontos do domínio, representando os setores Centro, Norte, Nordeste, Leste, Sudeste, Sudoeste, Oeste e Noroeste. As médias para cada mês da estação chuvosa foram plotadas em um gráfico (Figura 18) e analisadas em seguida.

No Noroeste do estado, ambas as parametrizações apresentam comportamento semelhante durante a estação chuvosa, simulando bem a chuva no início da estação (dezembro), mas subestimando a precipitação no decorrer do período, embora o padrão seja capturado, com ligeira vantagem para RegCM3/MIT.

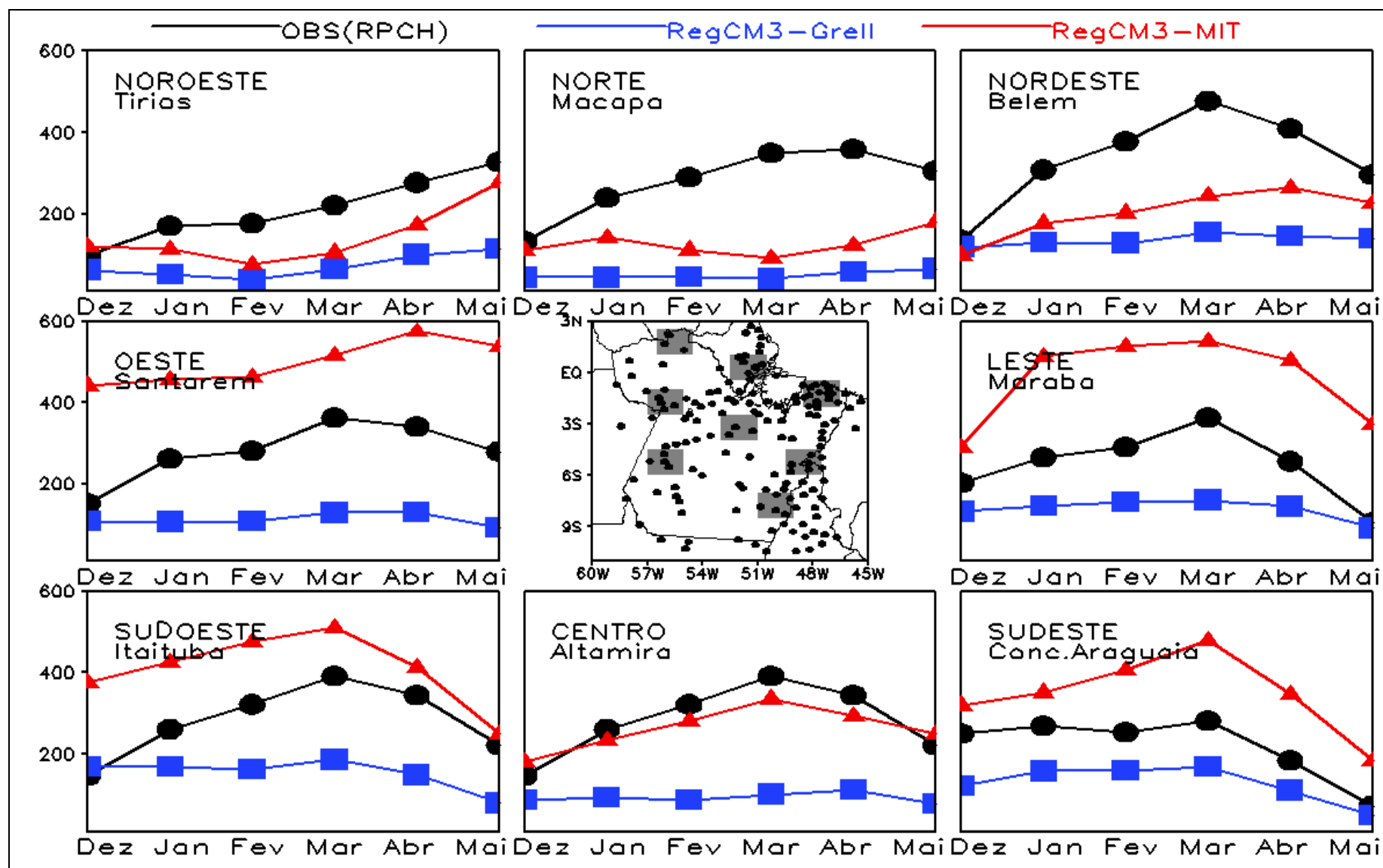


Figura 18 – Variabilidade mensal da precipitação (mm) climatológica ao longo da estação chuvosa, de acordo com as simulações e observações.

Com relação à área situada mais ao Norte, houve subestimativa do RegCM3/Grell durante todo o período. O RegCM3/MIT, por sua vez, embora tenha representado muito bem o início da estação chuvosa, mês de dezembro, não acompanhou o padrão observado no decorrer do período, adotando um comportamento semelhante ao RegCM3/Grell.

Para o Nordeste paraense, houve boa simulação em dezembro, com subestimativa de ambas as parametrizações ao longo do período. Embora as duas parametrizações convectivas tenham capturado o padrão da precipitação, o RegCM3/MIT apresentou melhor desempenho nesta região, aproximando-se mais dos valores observados.

No setor Leste, ocorreu maior variabilidade entre os modelos, com subestimativa do RegCM3/Grell e superestimativa do RegCM3/MIT, o qual melhor representou o padrão de chuvas.

A região Sudeste teve padrão muito bem capturado por ambas as simulações, entretanto com superestimativa por RegCM3/MIT e subestimativa por RegCM3/Grell.

Quanto à região central do Pará, o RegCM3/Grell não foi capaz de perceber o comportamento das chuvas ao longo da estação chuvosa. Em contrapartida, RegCM3/MIT capturou muito bem este padrão, com valores muito próximos do observado, configurando-se um excelente prognóstico para a região.

Para o Sudoeste do estado, mais uma vez o RegCM3/MIT apresentou melhor desempenho, com superestimativa ao início da estação, ajustando-se aos valores observados no decorrer da estação. O padrão das chuvas foi efetivamente capturado. O RegCM3, entretanto, representou timidamente o padrão apenas a partir do mês de fevereiro.

E, finalmente, o Oeste do Pará, que apresentou comportamento distinto entre as duas simulações. O RegCM3/Grell aproximou-se bastante dos valores observados em dezembro, mas não foi capaz de manter a mesma percepção ao longo dos meses, resultando em subestimativa da precipitação. O RegCM3/MIT superestimou a precipitação, porém foi capaz de simular bem o padrão das chuvas durante toda a estação chuvosa.

De modo a permitir uma análise mais objetiva da Figura 18, foram calculados diversos parâmetros estatísticos, inclusive com teste de significância, teste-t, ao nível de 95%, para as caixinhas situadas no Centro, Norte, Nordeste, Leste, Sudeste, Sudoeste, Oeste e Noroeste. Assim, foi aplicada uma análise de variância para comparar as médias de cada par observação-simulação, testando os dois esquemas de parametrização de convecção, RegCM3/Grell e RegCM3/MIT, com o objetivo de avaliar se as diferenças observadas entre as médias RPCH & MIT, e RPCH & Grell são

estatisticamente significativas. Este teste admitiu como premissa que as médias são iguais, podendo a hipótese ser aceita ou rejeitada. Esta condição pode ser determinada de duas formas. A primeira consiste em comparar o t calculado (Stat t) com o t crítico, da seguinte maneira: se o primeiro for menor, a hipótese é aceita. A outra alternativa é comparar o valor P com o α (nível de significância do teste), neste caso $\alpha = 0,05$ e, caso P seja maior do que o α , a hipótese é aceita.

Tabela 2 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: CENTRO.

	<i>RPCH</i>	<i>MIT</i>
Média	281,47	263,33
Variância	8042,97	2886,56
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,967679046	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	1,108948047	
P(T<=t) uni-caudal	0,158960875	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,31792175	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: ACEITA		

Tabela 3 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NORTE.

	<i>RPCH</i>	<i>MIT</i>
Média	279,33	127,10
Variância	7046,24	974,68
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,028988175	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	4,203644466	
P(T<=t) uni-caudal	0,004229908	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,008459815	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 4 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NORDESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>MIT</i>
Média	333,97	202,62
Variância	13967,88	3449,44
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,890050023	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	4,522525819	
P(T<=t) uni-caudal	0,003134165	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,00626833	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 5 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: LESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>MIT</i>
Média	247,15	456,95
Variância	7639,79	12126,11
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,810801575	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	-7,969696649	
P(T<=t) uni-caudal	0,000250877	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,000501754	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 6 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: SUDESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>MIT</i>
Média	219,00	348,78
Variância	6271,48	9753,75
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,868004851	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	-6,425718491	
P(T<=t) uni-caudal	0,000677789	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,001355577	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 7 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: SUDOESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>MIT</i>
Média	281,47	409,07
Variância	8042,97	8274,91
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,683542587	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	-4,349000474	
P(T<=t) uni-caudal	0,003683068	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,007366135	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 8 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: OESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>MIT</i>
Média	279,60	489,57
Variância	5463,80	2891,64
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,476610994	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	-7,610840129	
P(T<=t) uni-caudal	0,000311141	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,000622283	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 9 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NOROESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>MIT</i>
Média	212,13	144,53
Variância	6681,87	5359,92
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,790605978	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	3,260580794	
P(T<=t) uni-caudal	0,011215616	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,022431231	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 10 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: CENTRO.

	<i>RPCH</i>	<i>GRELL</i>
Média	281,47	93,37
Variância	8042,97	140,91
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,654050935	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	5,590975373	
P(T<=t) uni-caudal	0,00126305	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,002526099	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 11 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NORTE.

	<i>RPCH</i>	<i>GRELL</i>
Média	279,33	49,17
Variância	7046,24	91,73
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,360413363	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	6,961736123	
P(T<=t) uni-caudal	0,000470078	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,000940156	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 12 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NORDESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>GRELL</i>
Média	333,97	135,80
Variância	13967,88	171,11
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,854339911	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	4,526952164	
P(T<=t) uni-caudal	0,003121458	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,006242916	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 13 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: LESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>GRELL</i>
Média	247,15	138,47
Variância	7639,79	620,27
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,954905956	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	4,156284808	
P(T<=t) uni-caudal	0,004427959	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,008855918	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 14 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: SUDESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>GRELL</i>
Média	219,00	128,02
Variância	6271,48	2001,19
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,961990471	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	5,839264171	
P(T<=t) uni-caudal	0,001041982	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,002083964	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 15 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: SUDOESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>GRELL</i>
Média	281,47	152,26
Variância	8042,97	1410,00
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,344505654	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	3,747491312	
P(T<=t) uni-caudal	0,006664072	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,013328144	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 16 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: OESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>GRELL</i>
Média	279,60	112,47
Variância	5463,80	218,94
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,584890777	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	6,169489561	
P(T<=t) uni-caudal	0,000814592	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,001629183	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

Tabela 17 – Parâmetros estatísticos. “gl” é o grau de liberdade. Região: NOROESTE.

	<i>RPCH</i>	<i>GRELL</i>
Média	212,13	71,72
Variância	6681,87	860,37
Observações	6	6
Correlação de Pearson	0,82035671	
Hipótese da diferença de média	0	
gl	5	
Stat t	5,725862822	
P(T<=t) uni-caudal	0,001136779	
t crítico uni-caudal	2,015048372	
P(T<=t) bi-caudal	0,002273558	
t crítico bi-caudal	2,570581835	
Hipótese: REJEITADA		

As informações matemáticas apresentadas nas Tabelas 2 a 17 podem ser resumidas e interpretadas mais claramente através das Tabelas 18 e 19. Entretanto, deve-se admitir alguns conceitos prévios, os quais seguem abaixo:

- i. A hipótese nula H_0 aceita no teste-t significa que o modelo está apto para estimar a precipitação com boa aproximação;
- ii. Quando a correlação obtida entre a observação (RPCH) e o modelo (RegCM3) for igual ou superior a 75%, admite-se que embora não consiga estimar com precisão o quantitativo de chuva, o modelo é capaz de capturar a evolução da precipitação durante a estação chuvosa e, conseqüentemente, pode ser utilizado de forma qualitativa para prognosticar anomalias de precipitação;
- iii. A *performance* do modelo será qualificada como: **ótima**, quando atender ambos os itens, i e ii; **razoável**, quando atender apenas o item ii; e **deficiente**, quando não atender qualquer um dos quesitos.

A seguir são apresentadas as Tabelas 18 e 19 descrevendo o desempenho dos modelos RegCM3/MIT e RegCM3/Grell, respectivamente. A coluna ‘Região’ caracteriza as áreas apresentadas na Figura 19, sendo C (Centro), N (Norte), NE (Nordeste), E (Leste), SE (Sudeste), SW (Sudoeste), W (Oeste) e NW (Noroeste). A coluna ‘Prp’ diz respeito à capacidade do modelo em simular a precipitação com boa aproximação. A coluna ‘Corr’ apresenta a correlação entre a precipitação observada e a simulação. A coluna ‘Anom’ refere-se à capacidade do modelo em representar a anomalia de precipitação. A coluna ‘Performance’ apresenta o desempenho propriamente do modelo na respectiva região. E, por fim, a coluna ‘Característica’ traz as principais limitações do modelo em uma dada região.

Tabela 18 – Quadro demonstrativo do desempenho por região do modelo RegCM3/MIT.

RegCM3/MIT					
Região	Prp	Corr	Anom	Performance	Característica
C	Sim	97%	Sim	Ótima	-
N	Não	3%	Não	Deficiente	Subestima a precipitação e não é capaz de simular a evolução da chuva ao longo da estação.
NE	Não	89%	Sim	Razoável	Subestima a precipitação. Consegue simular a evolução da chuva, porém o período de máximo é apresentado com um mês de atraso.
E	Não	81%	Sim	Razoável	Superestima demasiadamente a precipitação, entretanto acompanha a evolução das chuvas ao longo da estação.
SE	Não	87%	Sim	Razoável	Superestima a precipitação, entretanto acompanha a evolução das chuvas ao longo da estação.
SW	Não	68%	Não	Deficiente	Superestima a precipitação no início da estação, aproximando-se dos valores observados ao final da estação. Acompanha a evolução da chuva e consegue perceber o período de máximo.
W	Não	48%	Não	Deficiente	Superestima a precipitação e não consegue reproduzir o padrão das chuvas durante a estação.
NW	Não	79%	Sim	Razoável	Subestima a precipitação ao longo da estação, mas simula bem o padrão a partir de fevereiro.

Tabela 19 – Quadro demonstrativo do desempenho por região do modelo RegCM3/Grell.

RegCM3/Grell					
Região	Prp	Corr	Anom	Performance	Característica
C	Não	65%	Não	Deficiente	Subestima a precipitação, demonstrando-se pouco sensível e incapaz de simular o padrão das chuvas ao longo da estação.
N	Não	36%	Não	Deficiente	Subestima a precipitação, demonstrando-se pouco sensível e incapaz de simular o padrão das chuvas ao longo da estação.
NE	Não	85%	Sim	Razoável	Subestima a precipitação demonstrando-se pouco sensível, mas consegue simular discretamente a evolução da chuva, inclusive o período de máximo.
E	Não	95%	Sim	Razoável	Subestima demasiadamente a precipitação, entretanto acompanha a evolução das chuvas ao longo da estação.
SE	Não	96%	Sim	Razoável	Subestima a precipitação, entretanto consegue perceber todas as nuances da evolução das chuvas ao longo da estação.
SW	Não	34%	Não	Deficiente	Subestima a precipitação na maior parte da estação, embora consiga perceber o período de máximo. Melhora o desempenho a partir de fevereiro.
W	Não	58%	Não	Deficiente	Subestima a precipitação e não consegue reproduzir o padrão das chuvas durante a estação, mostrando-se pouco sensível.
NW	Não	82%	Sim	Razoável	Subestima a precipitação ao longo da estação, mas melhora o desempenho a partir de fevereiro.

4.3 CARACTERÍSTICAS OBSERVADAS NA DINÂMICA DO MODELO REGCM3

No capítulo 4, especialmente no tópico 4.2, notou-se que as simulações utilizando as parametrizações de cumulus, Grell e MIT, apresentaram comportamentos distintos com relação à variável meteorológica em estudo. Sob este aspecto, convém investigar mais cautelosamente as razões pelas quais um determinado tipo de esquema de precipitação convectiva resulta em um viés seco, enquanto que outro esquema resulta, preferencialmente, em um viés úmido, sistematicamente. Assim, serão apresentados a seguir algumas características médias mensais da dinâmica atmosférica obtidas por meio das simulações do RegCM3, denotando as dificuldades/facilidades de percepção do modelo, as quais serão confrontadas com as reanálises do NCEP (KALNAY et al., 1996). Sob esta ótica, três campos principais serão analisados: (1) circulação atmosférica: horizontal e vertical; (2) convergência/divergência horizontal de massa; e (3) umidade do ar próximo à superfície associada à advecção.

4.3.1 Circulação vertical e divergência horizontal

O movimento vertical reflete uma condição da atmosfera que pode ser favorável ou desfavorável à formação de nuvens. As nuvens, por sua vez, constituem um fator absolutamente necessário à produção de chuvas. A meteorologia trata muito particularmente o movimento vertical ascendente do ar como convecção e o movimento descendente do ar como subsidência. Quando há convecção tem-se, portanto, uma condição dinâmica favorável à formação de nuvens, as quais poderão produzir chuvas. A recíproca é verdadeira, de modo que, em termos gerais, em um ambiente onde ocorre subsidência, a formação de nebulosidade pode ser inibida e, conseqüentemente, não haverá chuva.

Normalmente, quando há convergência em baixos níveis, ocorre movimento ascendente do ar e conseqüente divergência de massa em altos níveis, é o que explica a teoria da conservação de massa (HOLTON, 2004; LYNCH; CASSANO, 2006). Por conseguinte, a divergência horizontal na superfície está freqüentemente associada à subsidência e formação de pouca ou nenhuma nebulosidade. Desta forma, para facilitar a análise, serão colocados lado a lado os campos médios de movimento vertical e divergência horizontal, desde dezembro, início da estação chuvosa, até maio, quando, normalmente, ocorre o seu término.

A Figura 19a mostra o movimento vertical médio em grande escala, no sentido meridional (Norte-Sul), conhecido como circulação de Hadley, durante o mês de dezembro. Na Figura 19e é plotada a divergência do vento horizontal à superfície. A área maior na Figura 19 constitui o

domínio da simulação, enquanto que as regiões destacadas em (a) e (d) representam a área de cobertura do estado do Pará, sendo esta a região de interesse.

Observa-se (Figura 19a) forte movimento ascendente entre 7°S e 1°S, e subsidência acima de 10°N. Embora predomine sobre todo o estado paraense a convecção, o modelo RegCM/Grell (Figura 19b) não consegue simular tal movimento vertical, colocando fraca convecção entre 8°S e 4°S, além de criar nas proximidades de 2°S e 5°N regiões de subsidência em baixos níveis que restringem fortemente o movimento ascendente à superfície. O RegCM3/MIT (Figura 19c) apresenta desempenho melhor que o anterior, porém mantém uma região, a partir de 1°N, que restringe o movimento ascendente acima do nível 0,7sigma.

Ainda no mês de dezembro, nota-se a convergência mais intensa (Figura 19d) no Sul do Maranhão, Leste do Tocantins e Sudoeste do Pará, ao tempo em que os máximos de divergência ocorrem nas Guianas Francesa e Inglesa, e Suriname, assim como no oceano Atlântico, próximo ao litoral do Pará e Amapá. Estes dados associados ao movimento vertical antes analisado, sugerem que o ramo ascendente da célula de Hadley abrange a porção Sul do domínio, enquanto que o ramo descendente ocorre a partir do extremo Norte do domínio.

Quanto à simulação, o RegCM3/Grell (Figura 19e) consegue perceber os máximos de convergência no Sudoeste paraense, Sul do Maranhão e Leste do Tocantins, contudo, intensifica a convergência no Noroeste do Pará, além de intensificar a divergência na divisa entre os estados do Pará e Tocantins, Centro-Norte e litoral do Nordeste do Pará, Centro-Oeste do Maranhão e Centro-Sul do Amapá.

O RegCM3/MIT (Figura 19f) capta o máximo de convergência no Sul maranhense e sobre o Tocantins, contudo intensifica demasiadamente a convergência no Sul, Oeste e Noroeste paraense e Leste do Amazonas. A divergência mais intensa é posicionada sobre o oceano, o Amapá e Guiana Inglesa, principalmente.

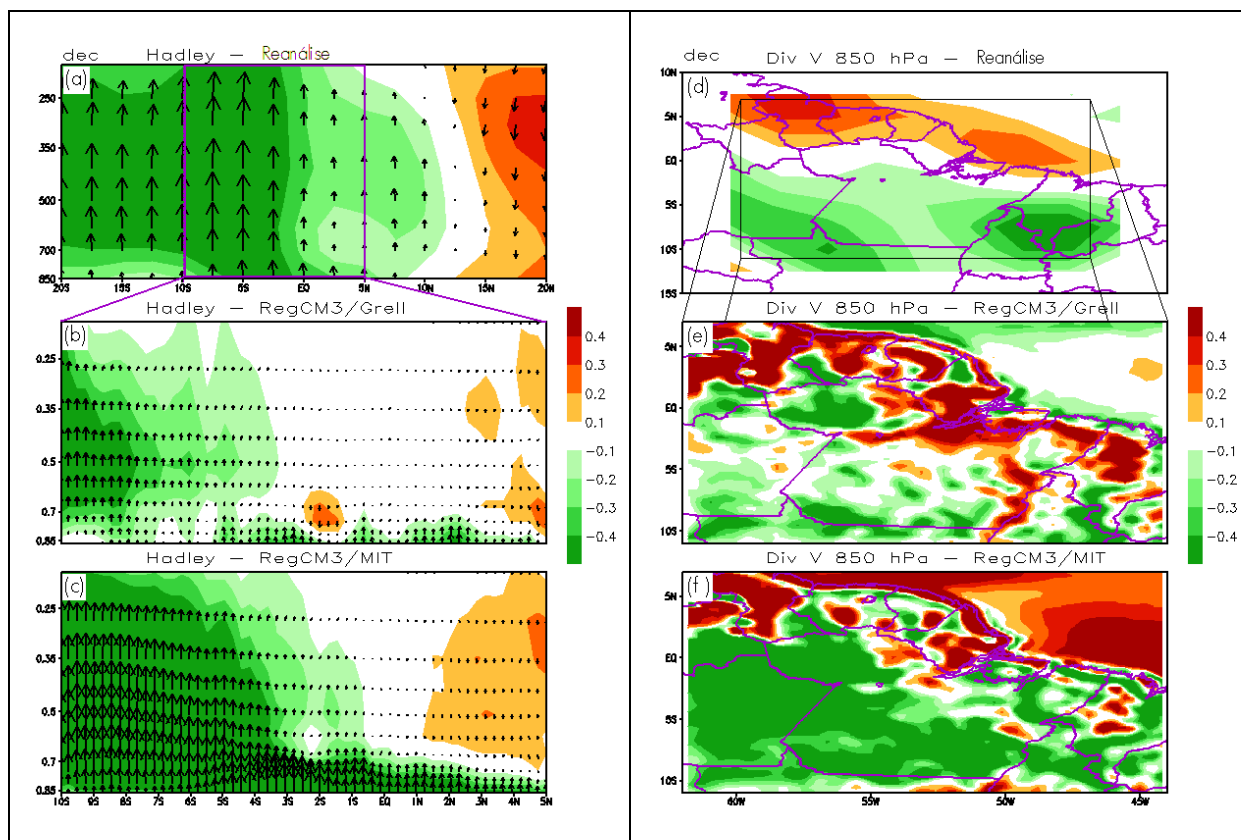


Figura 19 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de dezembro. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma.

4.3.2 Circulação horizontal em baixos e altos níveis

O escoamento em baixos (850 hPa) e altos (200 hPa) níveis é exibido na Figura 20. A circulação próxima à superfície (Figura 20a) apresenta o vento mais intenso sobre o oceano, com velocidade média de até 8 ms^{-1} e direção predominante de Leste, girando para Nordeste ao penetrar no continente. É possível perceber ainda a diminuição dos vetores no Centro-Sul paraense, caracterizando a região de convergência.

O modelo RegCM3/Grell (Figura 20b) simula ventos bastante zonais sobre o Atlântico, também girando para Nordeste sobre o continente, porém a máxima velocidade dos ventos médios fica em torno de 6 ms^{-1} , com diminuição gradual da intensidade até o Sul do Pará, resultando em menor convergência do que o observado (reanálise). O RegCM3/MIT (Figura 20c) aproxima-se mais da circulação real em baixos níveis, entretanto, exagera na convergência no Leste do Amazonas, Sul e Oeste paraense, com visto anteriormente.

Na alta troposfera, percebe-se a circulação típica de verão claramente estabelecida (Figura 20d), com a AB situada na sua posição climatológica. Na Figura 20e, o padrão da circulação em

200 hPa é bastante consistente com a reanálise, exceto pela intensidade dos ventos que apresentam-se ligeiramente mais fracos na simulação. Entretanto, o RegCM3/MIT (Figura 20f) configurou-se de tal forma que se distanciou do padrão da reanálise, principalmente quanto à direção do vento, a qual adquiriu característica quase meridional.

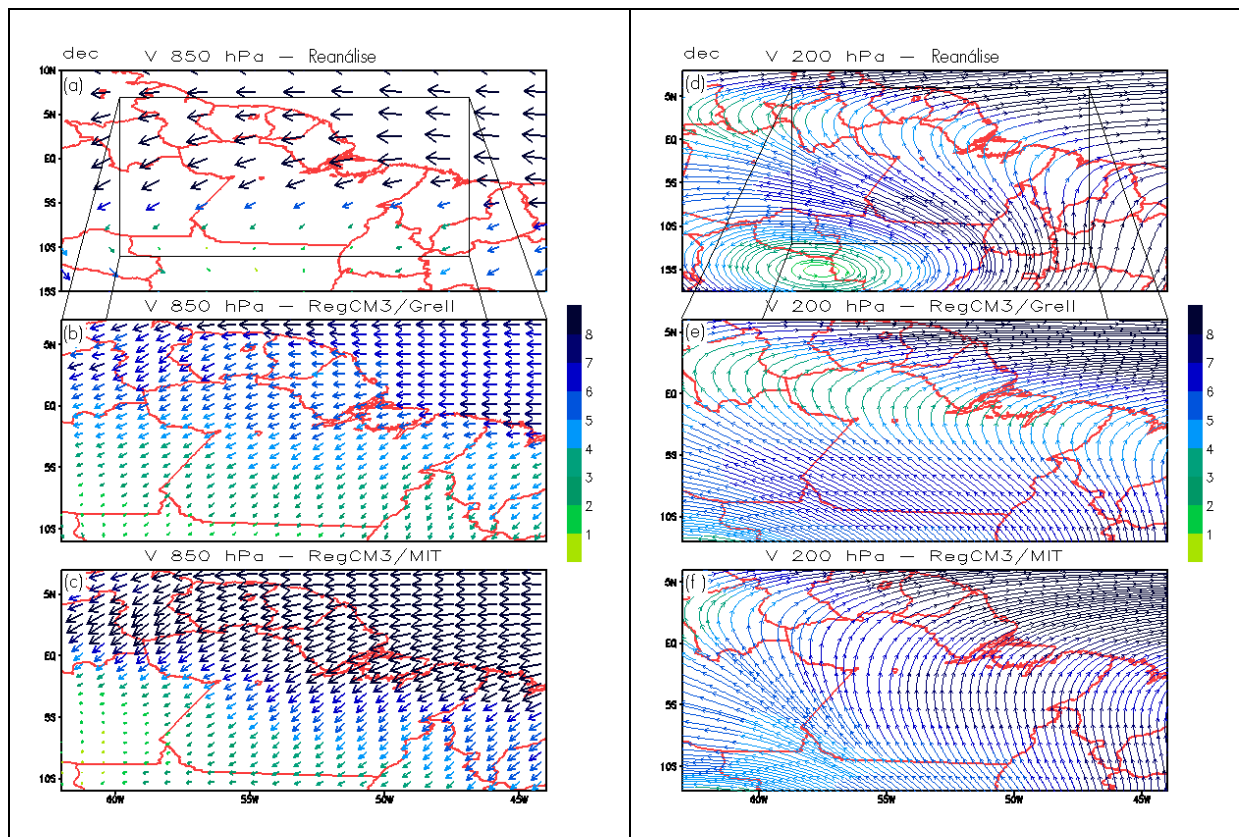


Figura 20 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de dezembro.

4.3.3 Umidade do ar próximo à superfície associada à advecção

E por fim, avaliaram-se os campos de umidade à superfície (1000 hPa). A umidade do ar é usualmente apresentada na forma de umidade específica ou razão de mistura, onde a primeira corresponde à relação entre a massa de vapor d'água e a massa de ar; e a segunda refere-se à razão entre a massa de vapor d'água e a massa de ar seco. Por propósitos de praticidade nas saídas do modelo, adotou-se aqui a umidade específica, visto que a quantidade de vapor d'água raramente excede cerca de 4% da massa total do ar, portanto, a umidade específica freqüentemente não difere da razão de mistura por mais do que 2% (WALLACE; HOBBS, 1977).

A Figura 21a mostra que os maiores índices de umidade são encontrados no Centro-Sul do Pará, Sul do Maranhão e estado do Tocantins, cujos valores ficam em torno de 19 a 20 g/kg. O RegCM3/Grell (Figura 21b), embora represente razoavelmente bem a região de máximo de umidade, subestima muito esta grandeza. A umidade sobre o continente é fortemente dependente da advecção, ou seja, dos ventos úmidos que sopram do oceano. Em outras palavras, os alísios, ventos predominantemente de Nordeste durante a estação chuvosa da Amazônia oriental, vêm do Atlântico e adentram o continente transportando umidade. Os ventos mais fracos, como visto na Figura 21b, tendem a transportar menor quantidade de umidade e em associação à convergência menos intensa, forma pouca nebulosidade e/ou nuvens com pouco desenvolvimento vertical resultando em baixa quantidade de chuva.

Com relação ao RegCM3/MIT (Figura 21c), ocorre não apenas um deslocamento do máximo de umidade para o estado do Amazonas, como também uma superestimativa, alcançando valores de até 21 g/kg. É colocada também uma região de umidade maior que o normal na costa do Pará e Amapá, o que possivelmente contribuiu para que o litoral apresentasse a precipitação simulada com índices próximos dos observados nesta região. Os ventos mais intensos que o normal, intensificaram a convergência na região Oeste e Sudoeste do domínio da simulação e tornaram as demais áreas mais secas que o normal. Ambos os modelos, RegCM3/Grell e RegCM3/MIT, apresentaram dificuldade em simular a circulação de brisa marítima no litoral do Maranhão até o Amapá.

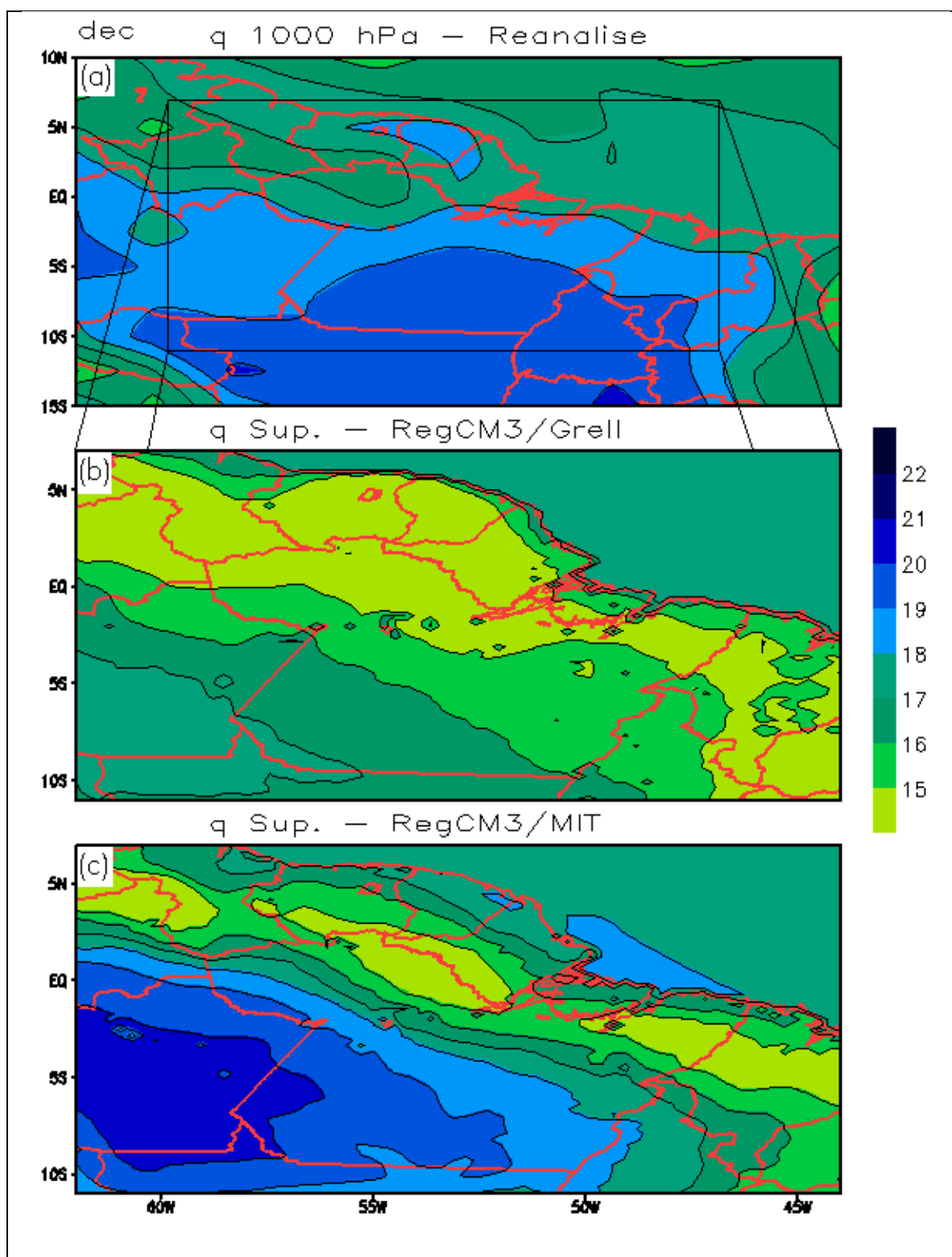


Figura 21 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de dezembro.

No mês de janeiro, os padrões de todos os campos apresentados, como mostrados a seguir (Figuras 22, 23 e 24), mantêm-se semelhantes àqueles de dezembro, com análises seguindo a mesma linha de raciocínio.

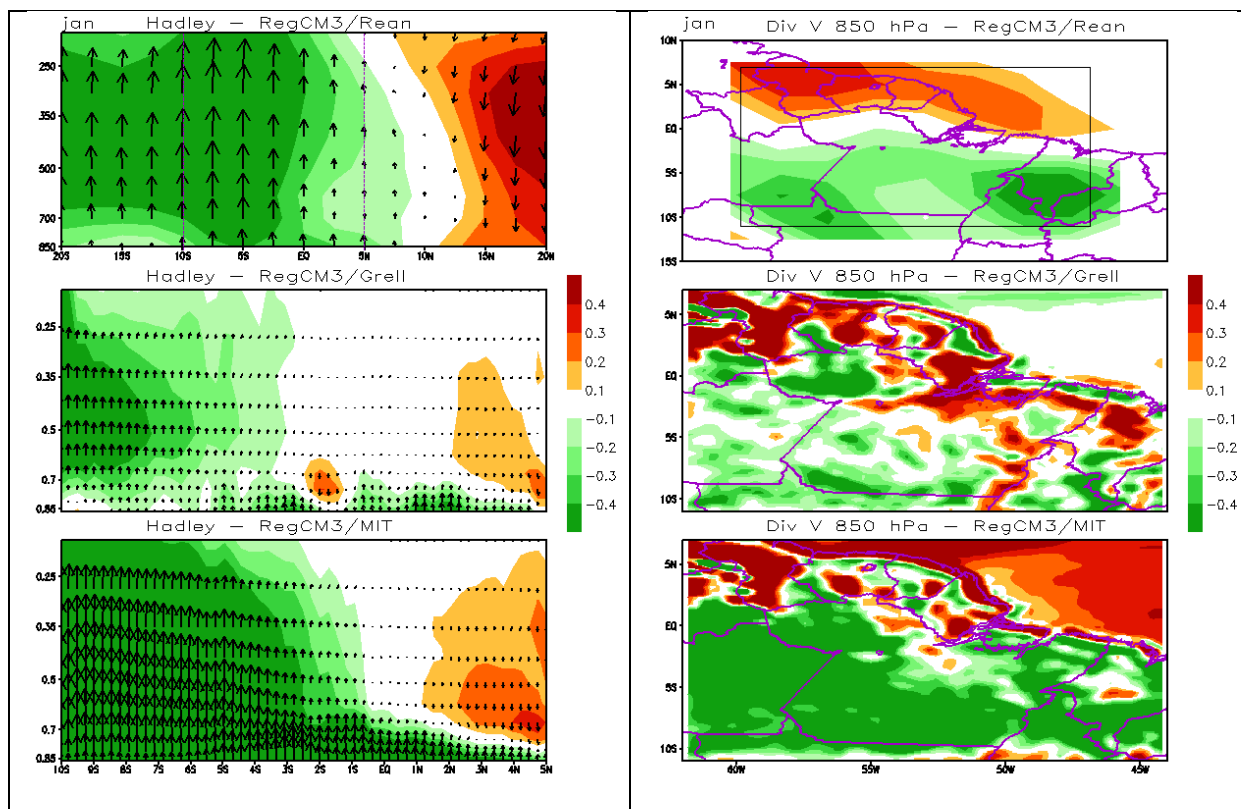


Figura 22 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de janeiro. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma.

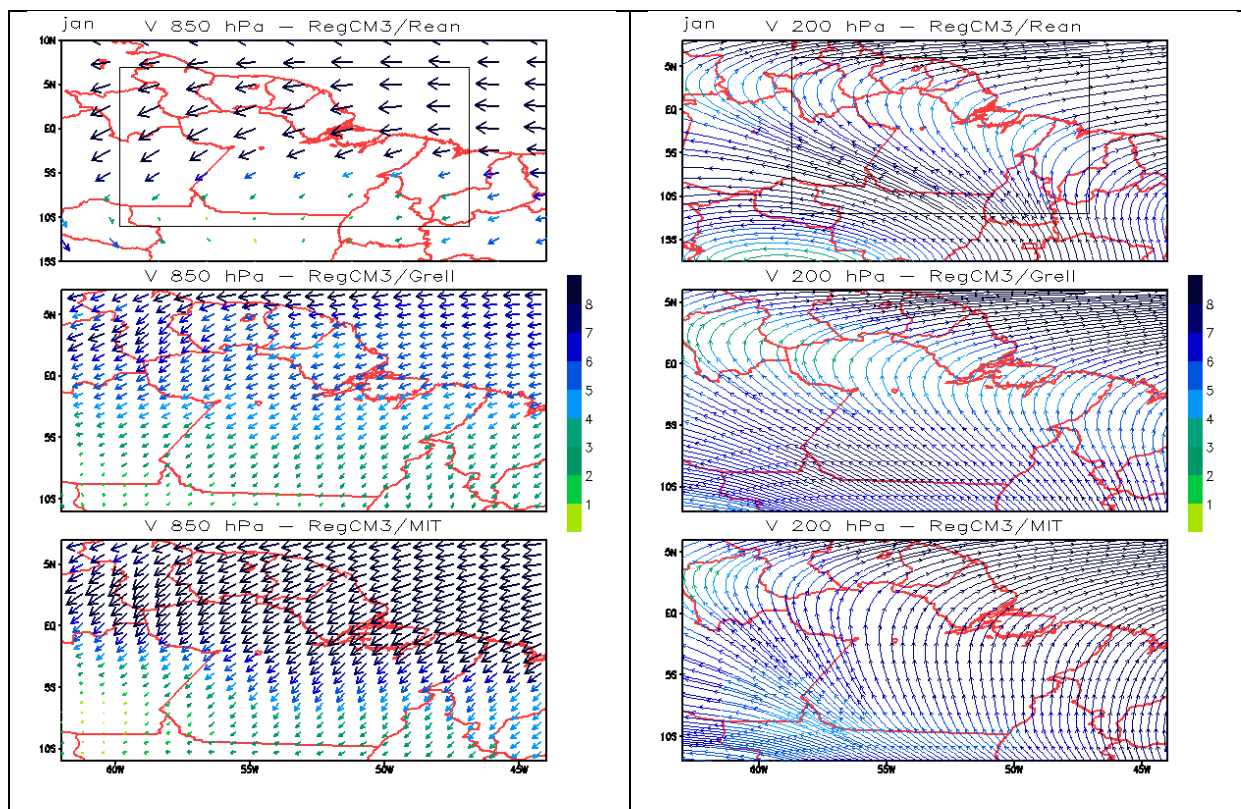


Figura 23 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de janeiro.

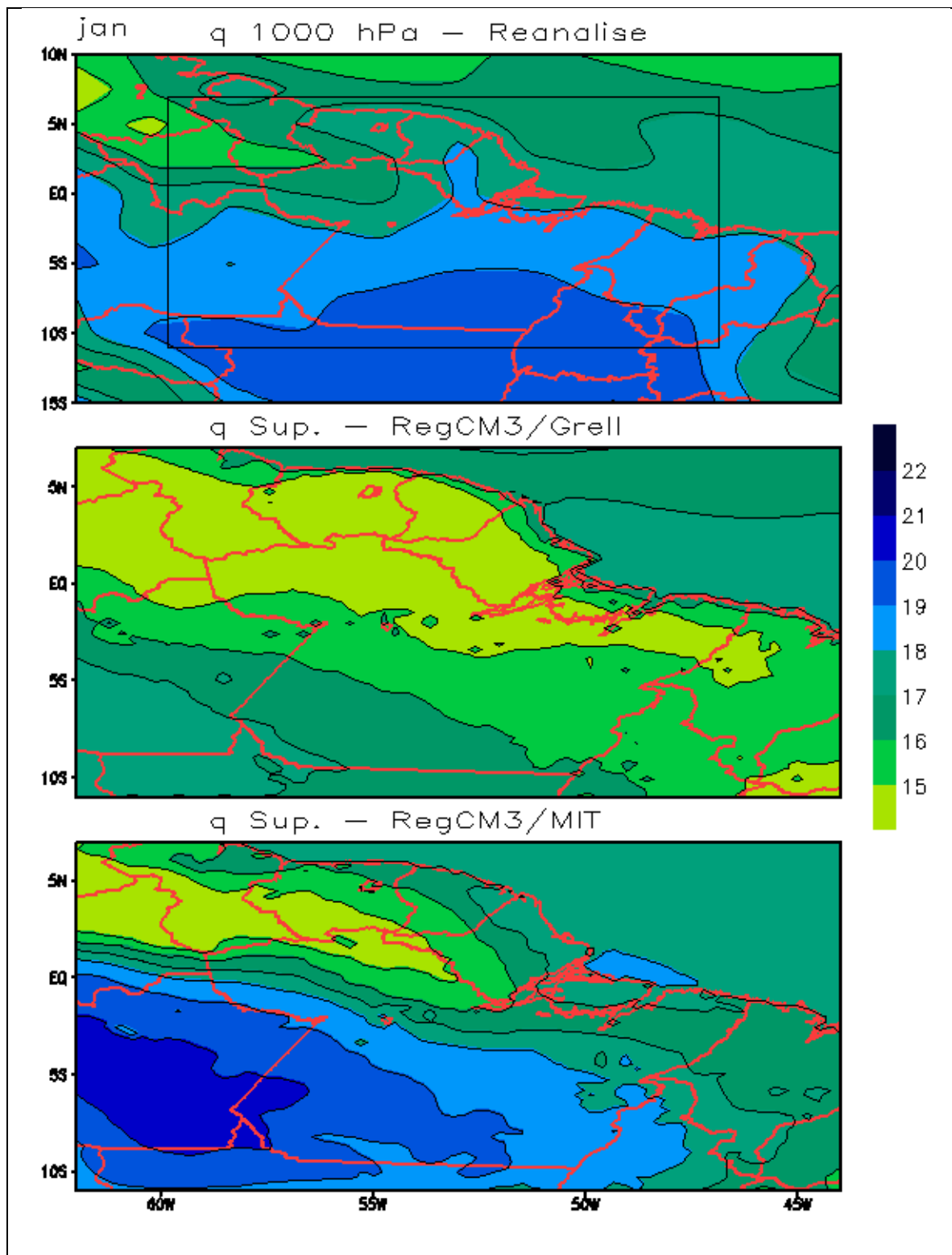


Figura 24 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de janeiro.

Durante os meses de fevereiro e março, houve um deslocamento para o Sul do ramo ascendente da célula de Hadley, da mesma forma que o ramo subsidente passa a se aproximar de até

10°N. Embora toda a região sobre o Pará seja caracterizada pela convecção, as simulações continuam mostrando a partir de 3°S subsidência na baixa troposfera restringindo o movimento convectivo iniciado à superfície (Figuras 25 e 26). Este processo é mais intenso no modelo RegCM3/MIT.

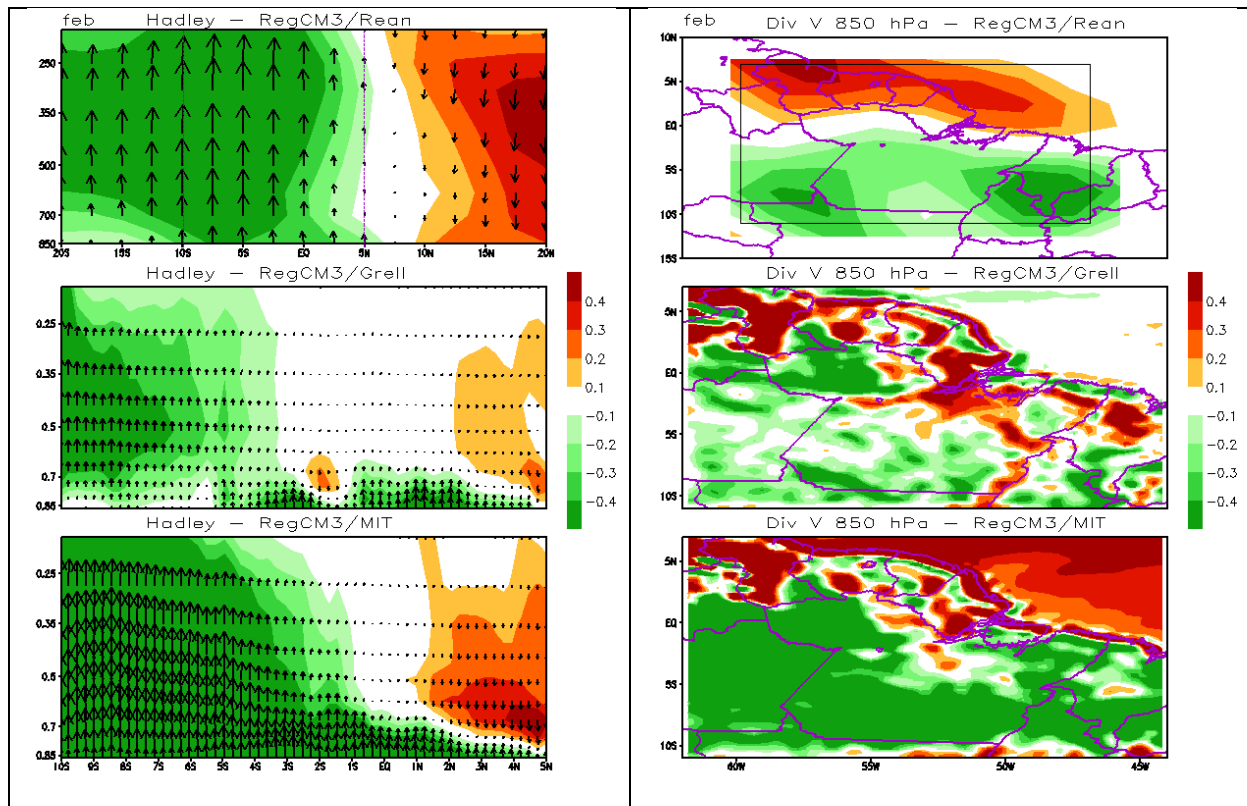


Figura 25 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de fevereiro. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma.

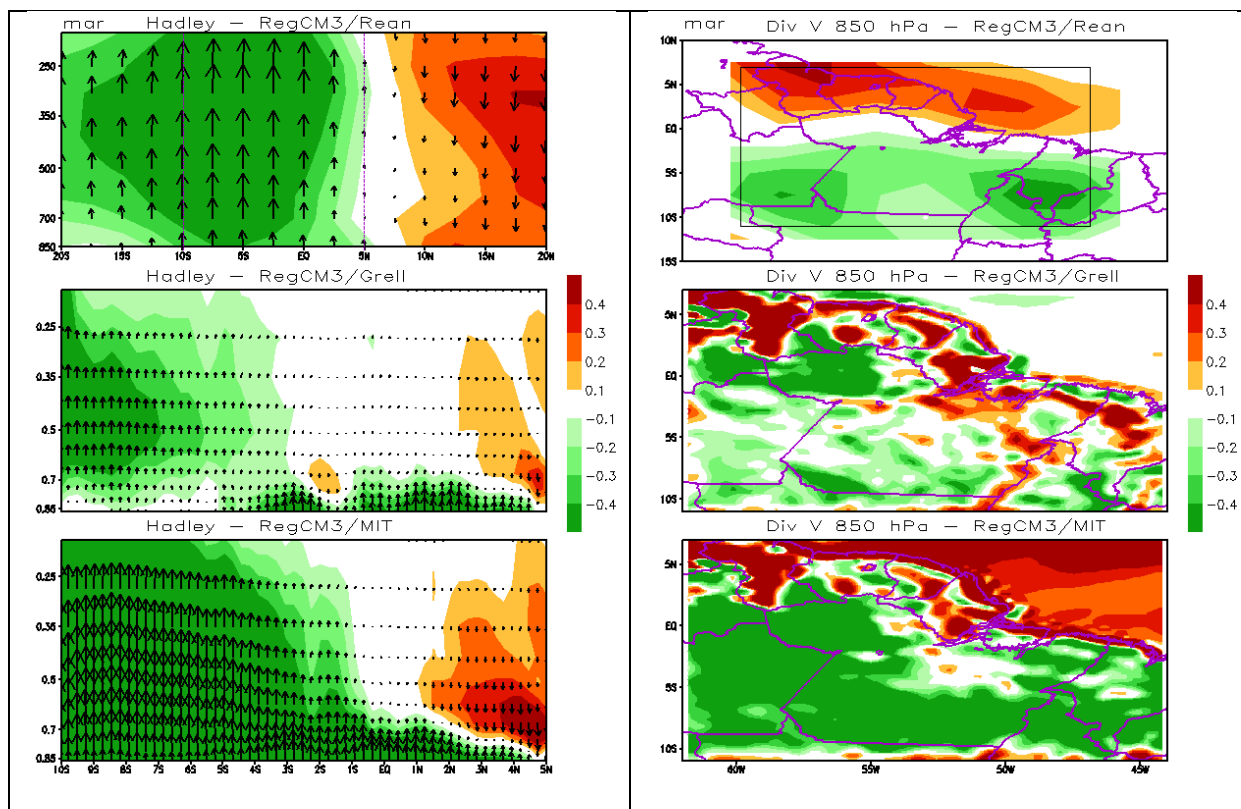


Figura 26 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de março. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma.

Com relação à circulação em baixos níveis, tanto em fevereiro, quanto em março, os ventos são inclinados para Nordeste já sobre o oceano, em ambas as simulações, diferentemente do controle (reanálise). Permanece o RegCM3/Grell com ventos mais fracos que o normal e o RegCM3/MIT com ventos mais intensos que o controle (Figuras 27 e 28). Na alta troposfera, a melhor simulação segue sendo o RegCM3/Grell, enquanto o RegCM3/MIT mantém um padrão ligeiramente distorcido (Figuras 27 e 28).

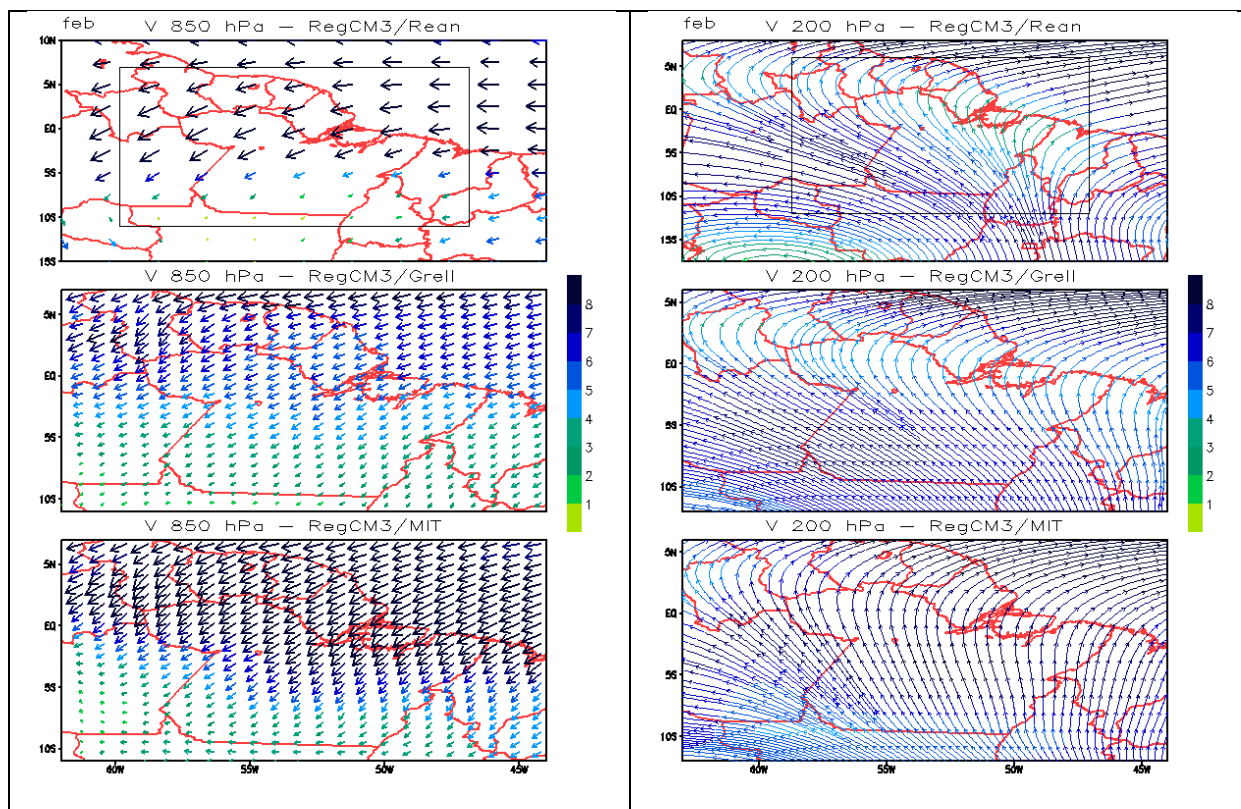


Figura 27 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de fevereiro.

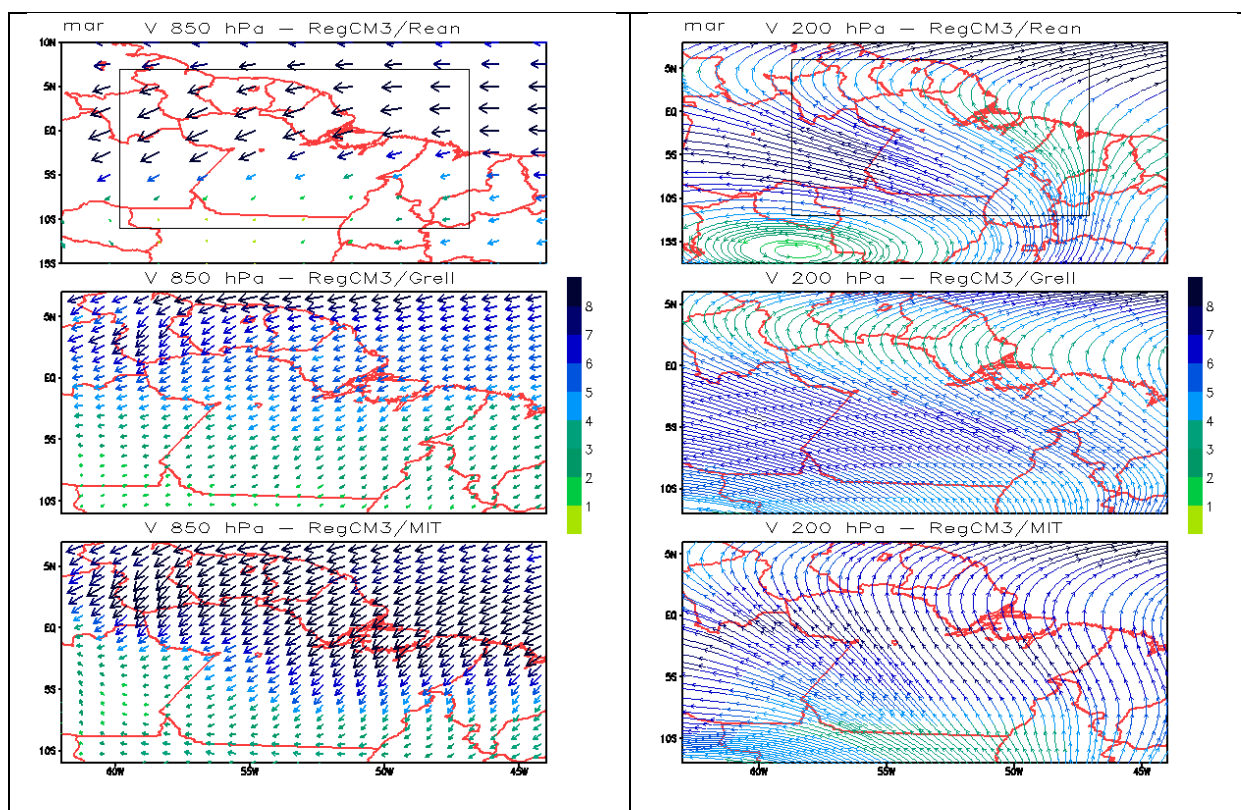


Figura 28 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de março.

Quanto à umidade, neste período, fevereiro e março, a ZCIT encontra-se na sua posição climatológica mais ao Sul, resultando em uma ampliação das áreas com valores elevados de umidade. Contudo, nenhum dos modelos consegue simular essa expansão (Figuras 29 e 30). Convém ressaltar, porém, que o RegCM3/MIT mantém regiões mais úmidas sobre o oceano, na costa do Pará e Maranhão.

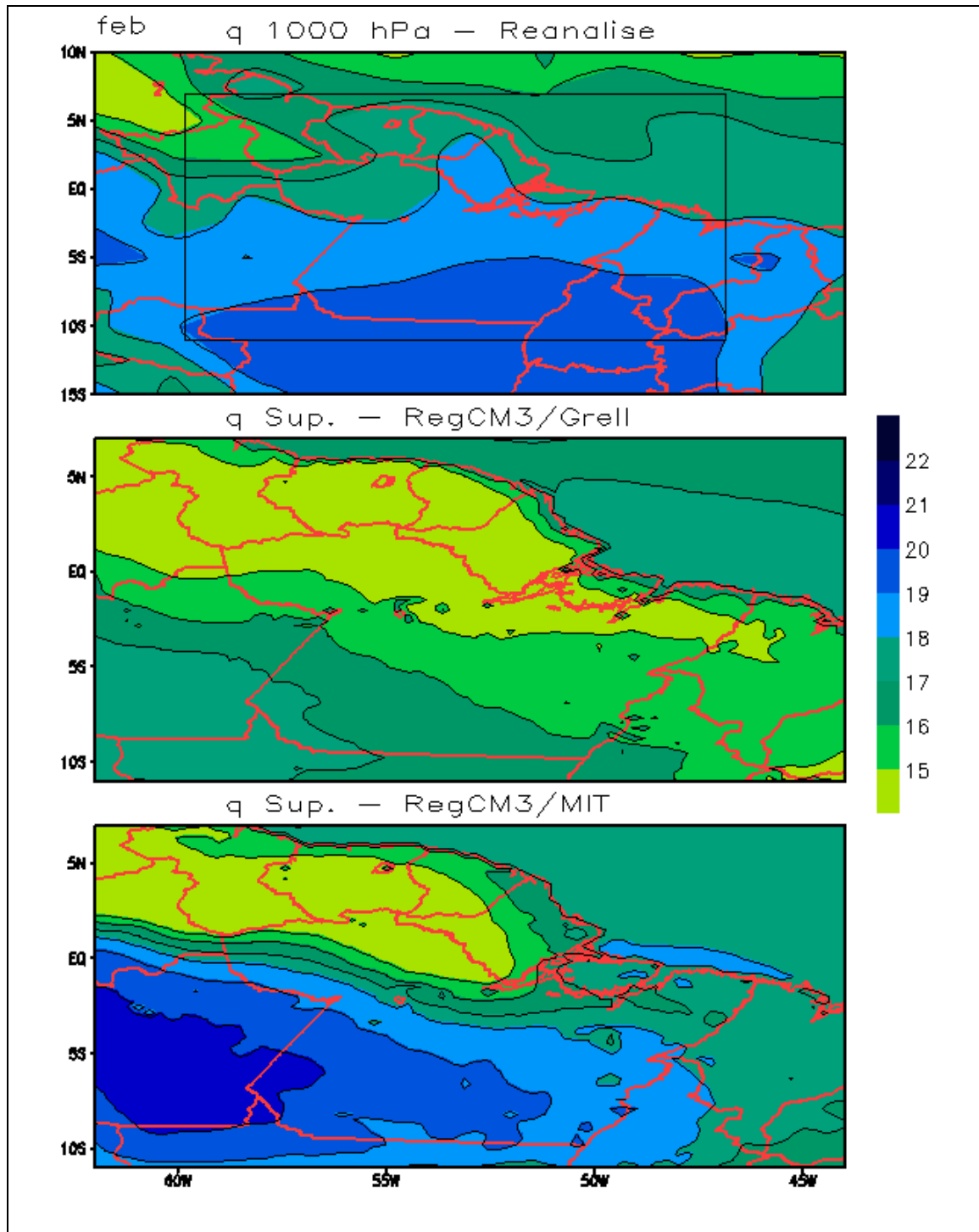


Figura 29 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de fevereiro.

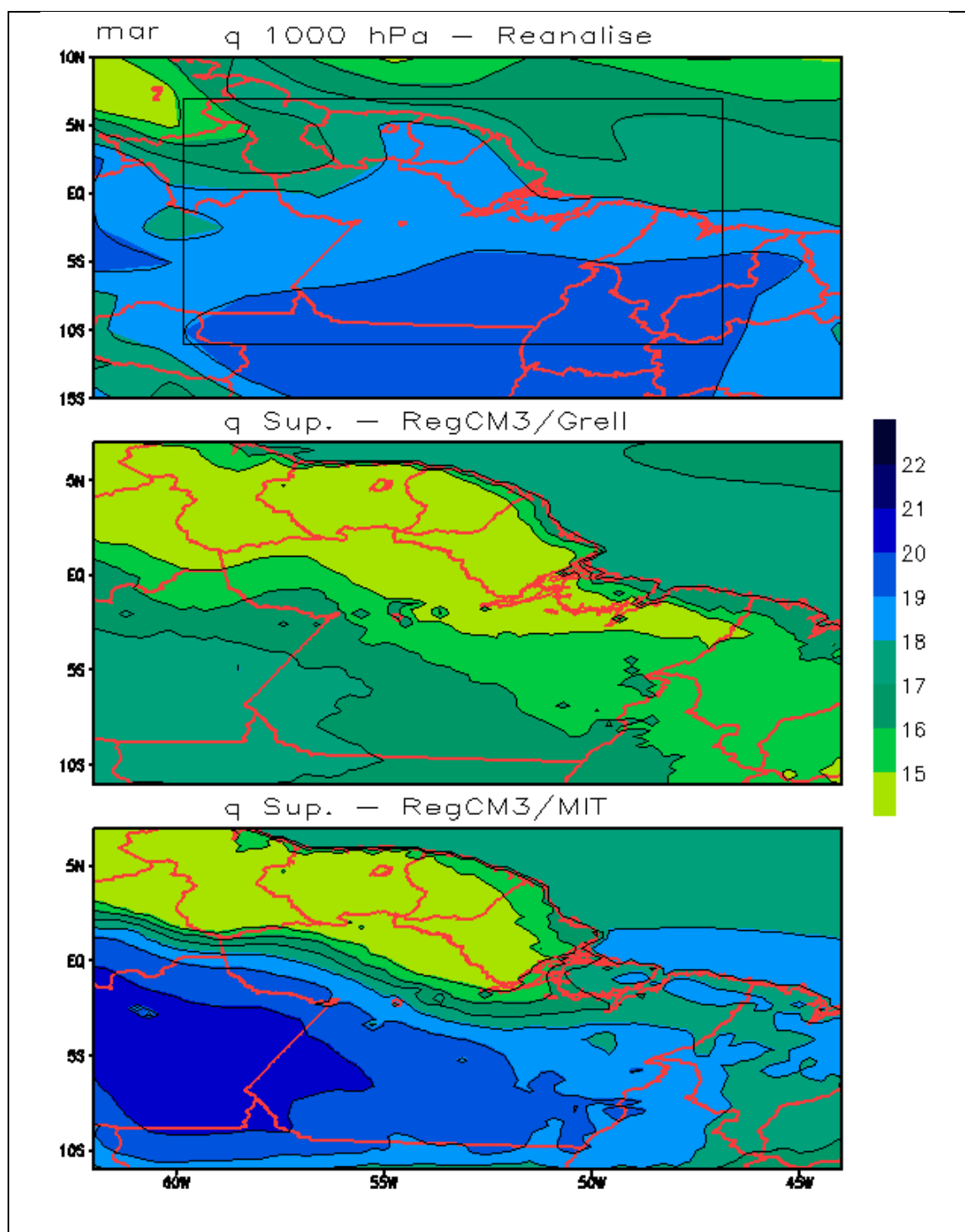


Figura 30 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de março.

Em abril, a atividade convectiva ainda é intensa na região (Figura 31), porém o RegCM3/Grell a reduz bastante até praticamente não haver mais convecção em maio (Figura 32). Ao contrário, o RegCM3/MIT mantém consistente o movimento ascendente do ar, tanto em abril, quanto em maio, exceto acima de 2°N, onde persiste uma região de subsidência que restringe a atividade convectiva (Figura 31), com os máximos de convergência migrando para o Norte já em

maio. Nota-se que o Noroeste do Pará apresenta sistematicamente forte convergência, em ambas as parametrizações, possivelmente associada à topografia mais acentuada na região.

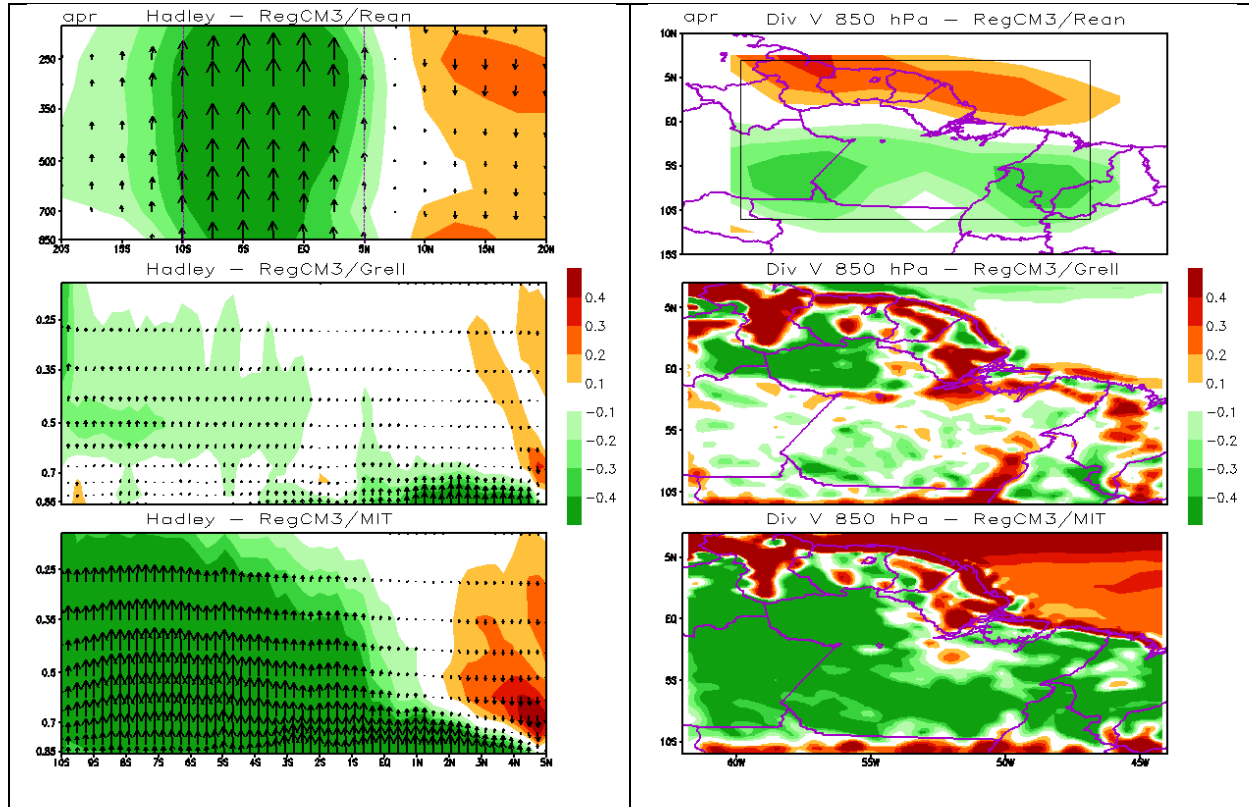


Figura 31 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de abril. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma.

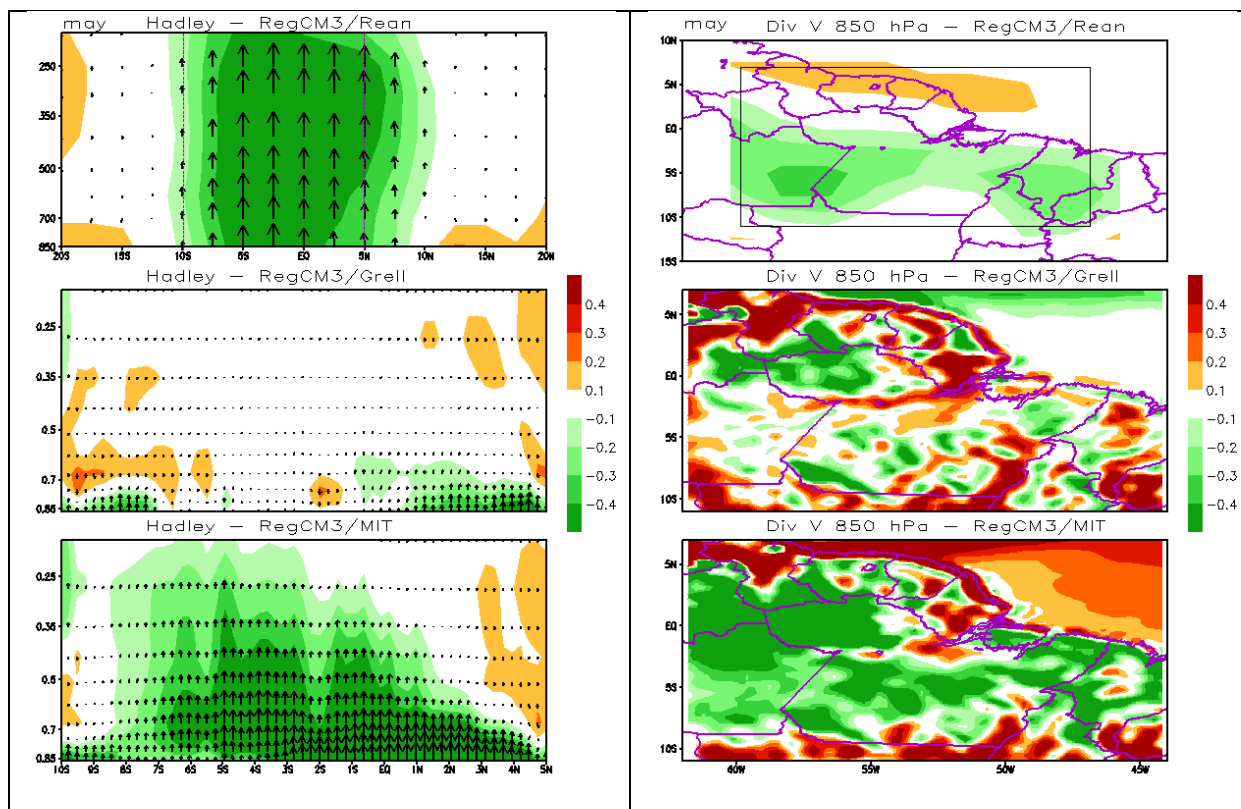


Figura 32 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação vertical (m/s) e divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) durante o mês de maio. Os níveis verticais em (a) são dados em coordenadas de pressão (hPa) e em (b) e (c) em coordenadas sigma.

O RegCM3/Grell em abril mantém um padrão que persiste até maio, de ventos mais fracos que o normal em baixos níveis (Figuras 33 e 34). Na alta troposfera, o modelo desloca a AB para Sudoeste e intensifica os ventos no Centro-Leste e Nordeste paraense no mês de abril. Mas em maio ocorre a completa descaracterização do modelo RegCM3/Grell, que simula um padrão totalmente diferente do real, fazendo surgir um anticiclone no Sudoeste do Pará (Figura 34), ao mesmo tempo em que não percebe a difluência que caracteriza a ZCIT no litoral.

A circulação sob a ótica do RegCM3/MIT não acompanha o giro do vento em baixos níveis em relação ao mês anterior e mantém, tanto em abril, quanto em maio, a direção predominante de Nordeste, sempre superestimando a intensidade (Figuras 33 e 34). Em altos níveis, o padrão dos ventos em abril assemelha-se ao observado, porém com superestimativa da intensidade no Centro-Leste e Nordeste do Pará e em todo o estado do Amapá. Entretanto, em maio, a configuração da circulação em 200 hPa é completamente distinta do controle, com uma circulação anticiclônica situada na divisa entre o Pará e o Amazonas (Figura 34).

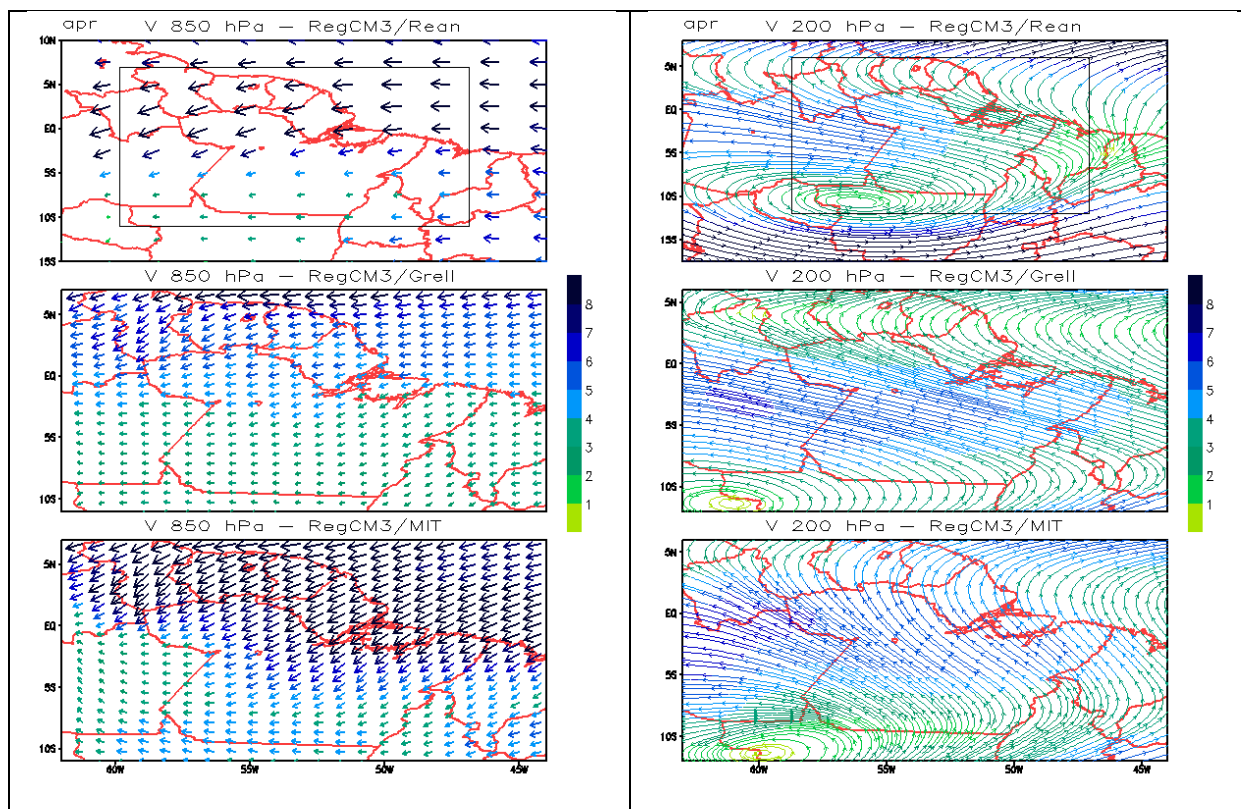


Figura 33 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de abril.

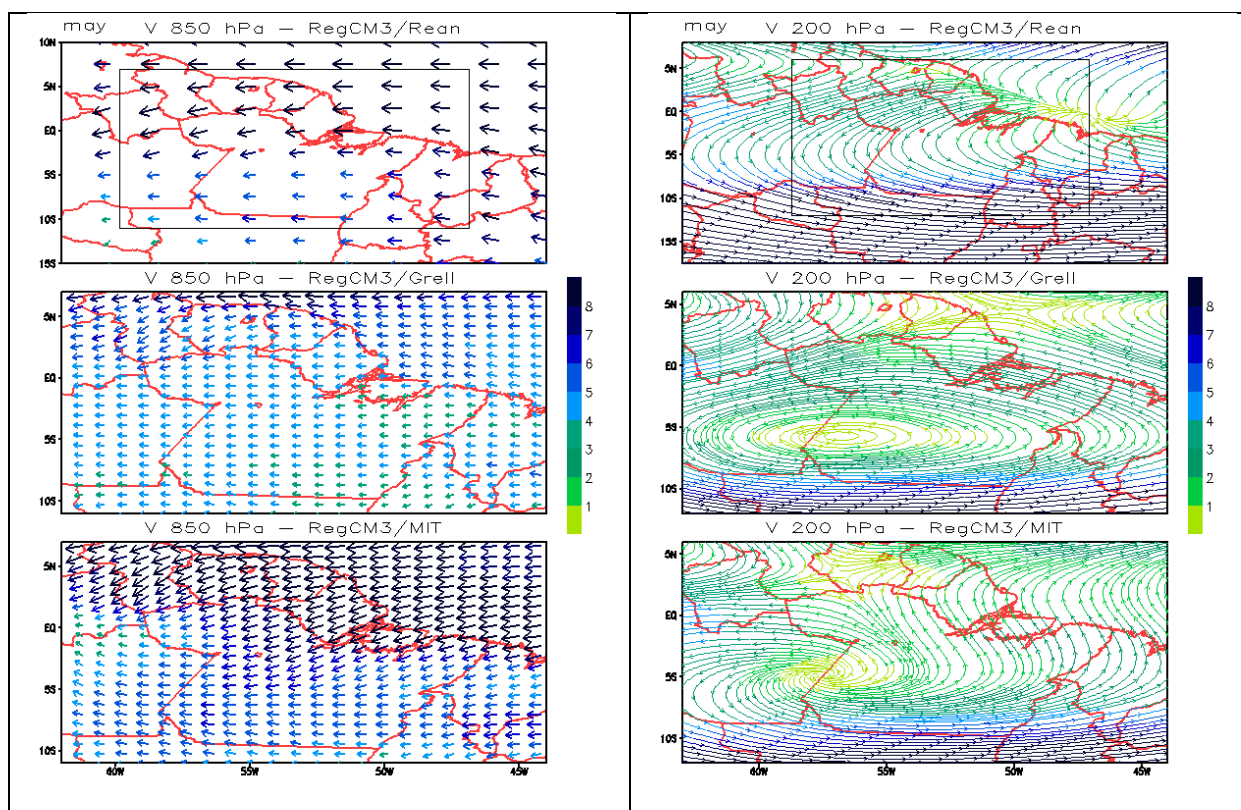


Figura 34 – Médias para reanálises e simulações numéricas da circulação horizontal (ms^{-1}) em baixos (850 hPa) e altos níveis (200 hPa) durante o mês de maio.

Nos períodos em que praticamente todo o domínio fica com índices elevados de umidade, final da estação chuvosa, o RegCM3/Grell mantém os mesmos níveis em abril (Figura 35) que os meses anteriores, variando de 15 a 17 g/kg, e amplia significativamente em maio (Figura 36) a área com os menores valores, ficando sempre mais seco que o controle. Por outro lado, o RegCM3/MIT tende a simular a umidade do ar assemelhando-se mais ao controle, porém mantém mais seca a porção mais ao Norte, incluindo o Amapá, Guiana, Guiana Francesa, Suriname e parte Norte do Pará (Figuras 35 e 36). Destaca-se que a partir de abril, o RegCM3/MIT amplia a área de umidade mais elevada no oceano Atlântico.

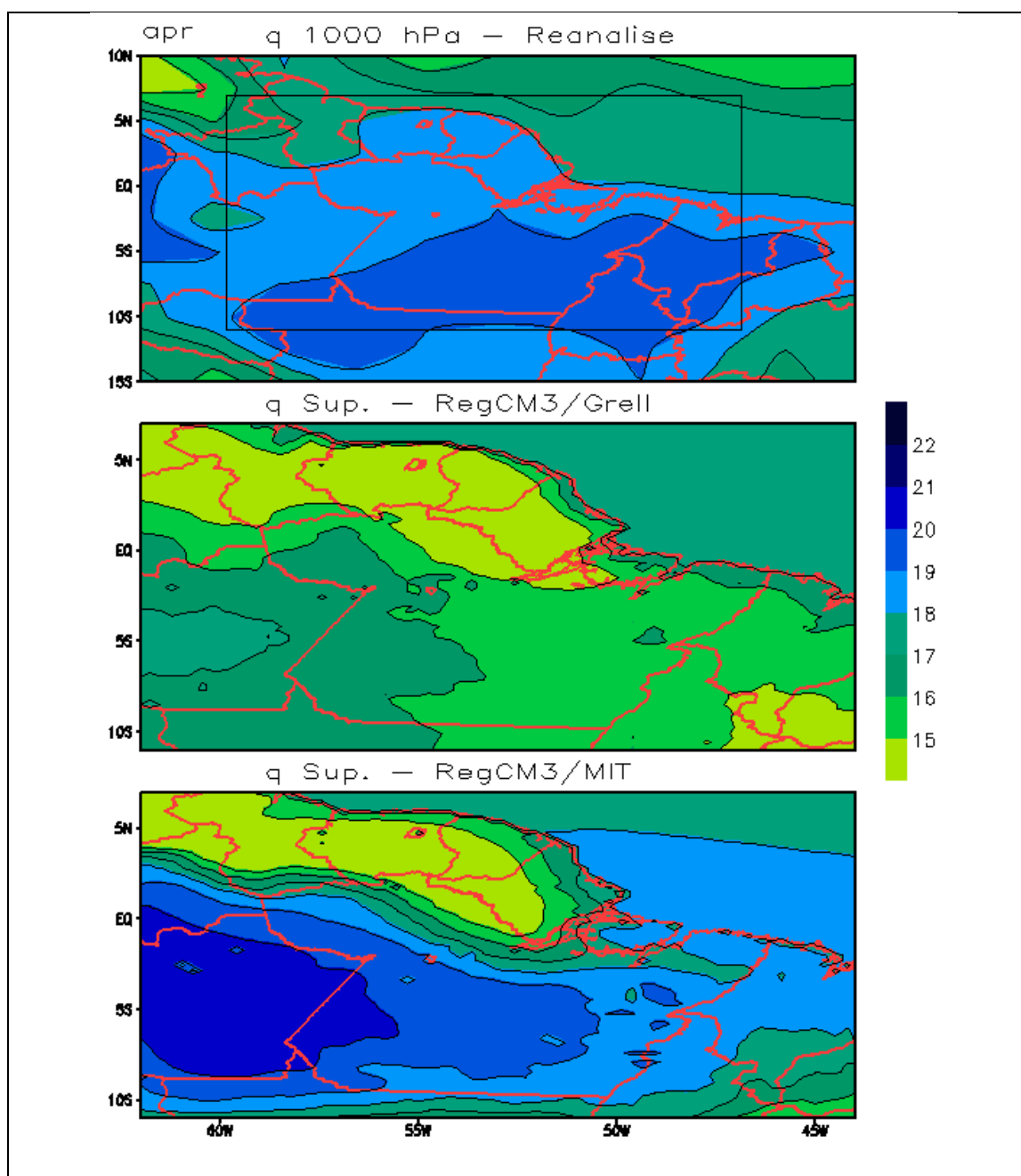


Figura 35 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de abril.

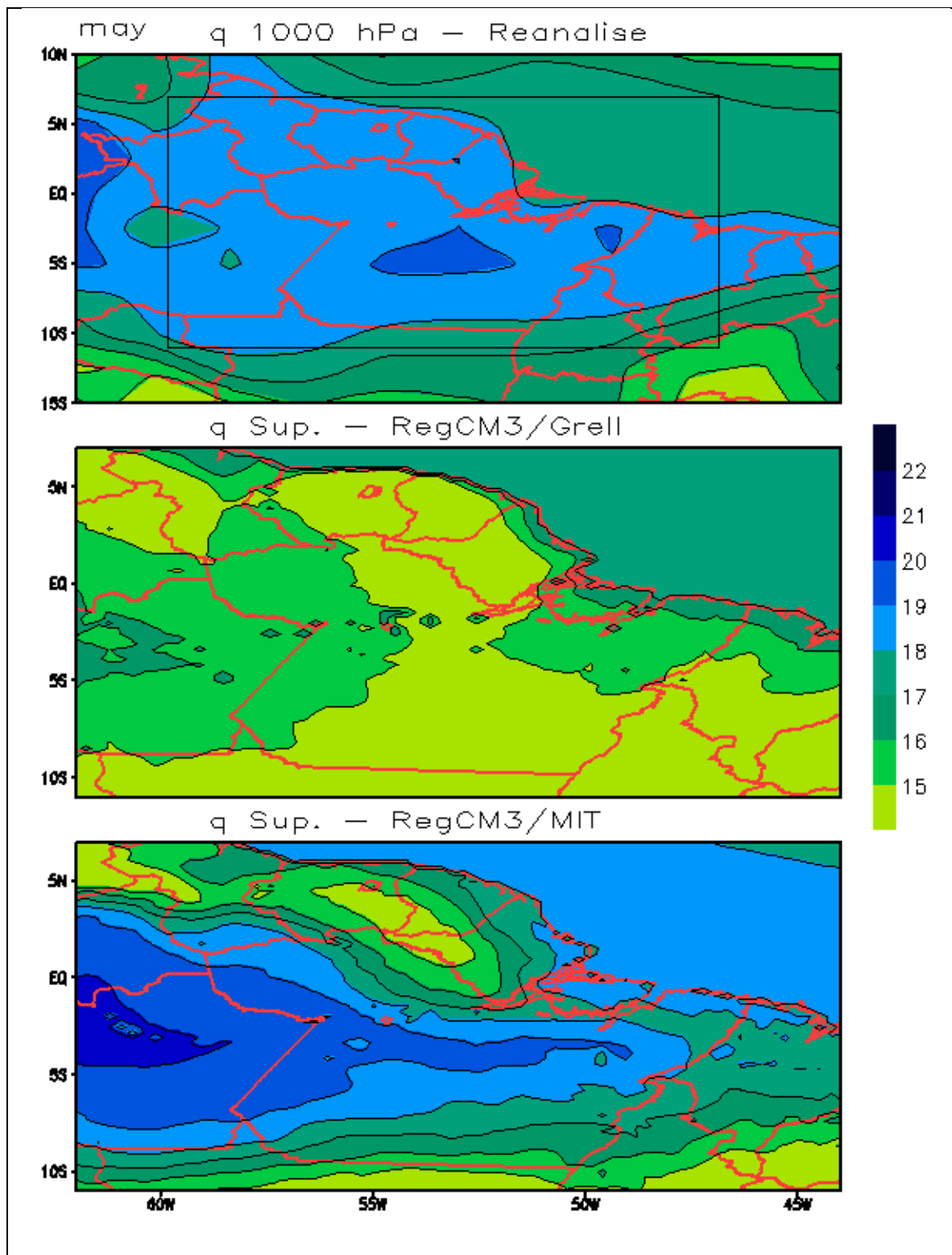


Figura 36 – Médias para reanálises e simulações numéricas da umidade específica (g/kg) durante o mês de maio.

4.4 ANOMALIAS SAZONAIS ASSOCIADAS AOS PADRÕES CLIMÁTICOS OCEÂNICOS

4.4.1 Seleção de modos climáticos oceânicos

Diversas pesquisas têm mostrado que o comportamento dos oceanos é o principal modulador do clima nas escalas global e regional (MOURA; SHUKLA, 1981; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; ACEITUNO, 1988; NOBRE; SHUKLA, 1996; GRIMM; FERRAZ; GOMES, 1998; SOUZA et al., 2000). O estado do Pará é claramente influenciado tanto pelos modos climáticos anômalos do Pacífico equatorial, quanto pelos que ocorrem no Atlântico tropical (NOBRE; SHUKLA, 1996; SOUZA; ALVES; XAVIER, 1999). Desvios da ordem de meio grau Celsius, positivos ou negativos, por um período consecutivo igual ou superior a cinco meses na faixa equatorial do oceano Pacífico, correspondentes aos fenômenos El Niño (fase quente) e La Niña (fase fria), já são suficientes para produzir alterações em toda a dinâmica da circulação geral da atmosfera, especialmente na célula de Walker, influenciando o regime de chuvas na Amazônia oriental (NOBRE; SHUKLA, 1996; SOUZA; ALVES; XAVIER, 1999).

Estudos observacionais têm mostrado ainda que a Amazônia oriental é sensível a pequenos desvios de TSM no Atlântico tropical, onde anomalias absolutas a partir de $0,20^{\circ}\text{C}$, especialmente quando ocorrem com sinais opostos entre as bacias Norte e Sul, podem produzir um gradiente térmico inter-hemisférico capaz de influenciar o posicionamento da ZCIT (HASTENRATH, 1976; HASTENRATH; HELLER, 1977; HASTENRATH, 1978; SOUZA et al., 2000) e, conseqüentemente, modular a precipitação nesta região durante a estação chuvosa.

Quando ocorre simultaneamente um evento de ENOS com gradiente de TSM dirigido para o hemisfério Norte, potencializa-se o cenário desfavorável para formação de chuvas na Amazônia oriental (NOBRE; SHUKLA, 1996; SOUZA, 1997; UVO et al., 1998; M et al., 2000), pois tem-se um deslocamento da circulação de Walker para Leste, acentuando o ramo descendente sobre o Leste da Amazônia (KOUSKY; KAYANO; CAVALCANTI, 1984; MARENGO; HASTENRATH, 1993), da mesma forma que nestas condições, a bacia do Atlântico tropical favorece o fortalecimento (enfraquecimento) dos alísios de Sudeste (Nordeste), ocasionando um escoamento horizontal mais intenso proveniente do hemisfério Sul. Esta condição resulta em uma antecipação quanto ao deslocamento da ZCIT para o hemisfério Norte e um enfraquecimento no ramo ascendente da célula de Walker na região da Amazônia Oriental, com as conseqüências acima mencionadas, ou seja, déficit de precipitação na região.

O cenário oposto, portanto favorável a excessos de precipitação, pode ser observado durante os eventos de La Niña concomitantes com a ocorrência de gradiente inter-hemisférico do

Atlântico tropical dirigido para o hemisfério Sul. Nestas condições, há um favorecimento do ramo ascendente da circulação troposférica de Walker no Leste da Amazônia, ao mesmo tempo que os alísios de Nordeste (Sudeste) se fortalecem (enfraquecem), intensificando o escoamento horizontal proveniente do hemisfério Norte, contribuindo, assim, para intensificação do ramo ascendente da circulação de Hadley e para a localização da ZCIT mais ao Sul da sua posição climatológica.

Desta forma, constitui característica imprescindível que o modelo RegCM3 possa capturar os padrões anômalos em casos típicos bem definidos de eventos climáticos extremos capazes de afetar o Pará durante o verão e outono austral, representando de forma adequada o real sinal da anomalia de precipitação e a região de maior influência. Neste contexto, selecionou-se alguns eventos significativos com as condições de El Niño nos anos de 1982/83, 1986/87, 1991/92 e 1997/98, e La Niña nos anos de 1983/84, 1984/85, 1988/89, 1995/96, 1998/99 e 1999/2000, de acordo com os critérios estabelecidos em Trenberth (1997). E para os episódios de gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM sobre o Atlântico tropical, estabeleceu-se o proposto por Souza, Kayano e Ambrizzi (2005), com os anos de 1984/85, 1985/86, 1988/89 e 1993/94 para os gradientes dirigidos ao hemisfério Sul (dipolo frio), e os anos de 1982/83, 1991/92, 1996/97, 2001/02 e 2006/07 para os gradientes em direção ao hemisfério Norte (dipolo quente).

4.4.2 Comparação entre anomalias de TSM no Pacífico equatorial e Atlântico tropical

A seguir são exibidos os campos de anomalias de TSM e precipitação em cenários definidos por Souza, Kayano e Ambrizzi (2004) como situações favoráveis/desfavoráveis a excessos/escassez de chuvas na Amazônia Oriental. As anomalias de precipitação abaixo apresentadas referem-se aos períodos de DJF e MAM, e foram obtidas através da diferença entre a observação e a climatologia, no caso da precipitação RPDH (controle); e por meio da diferença da climatologia RegCM3 (modelo) da sua própria simulação. O primeiro cenário apresentado (Figura 37) corresponde a uma situação de El Niño, representada através de uma composição de quatro eventos significativos.

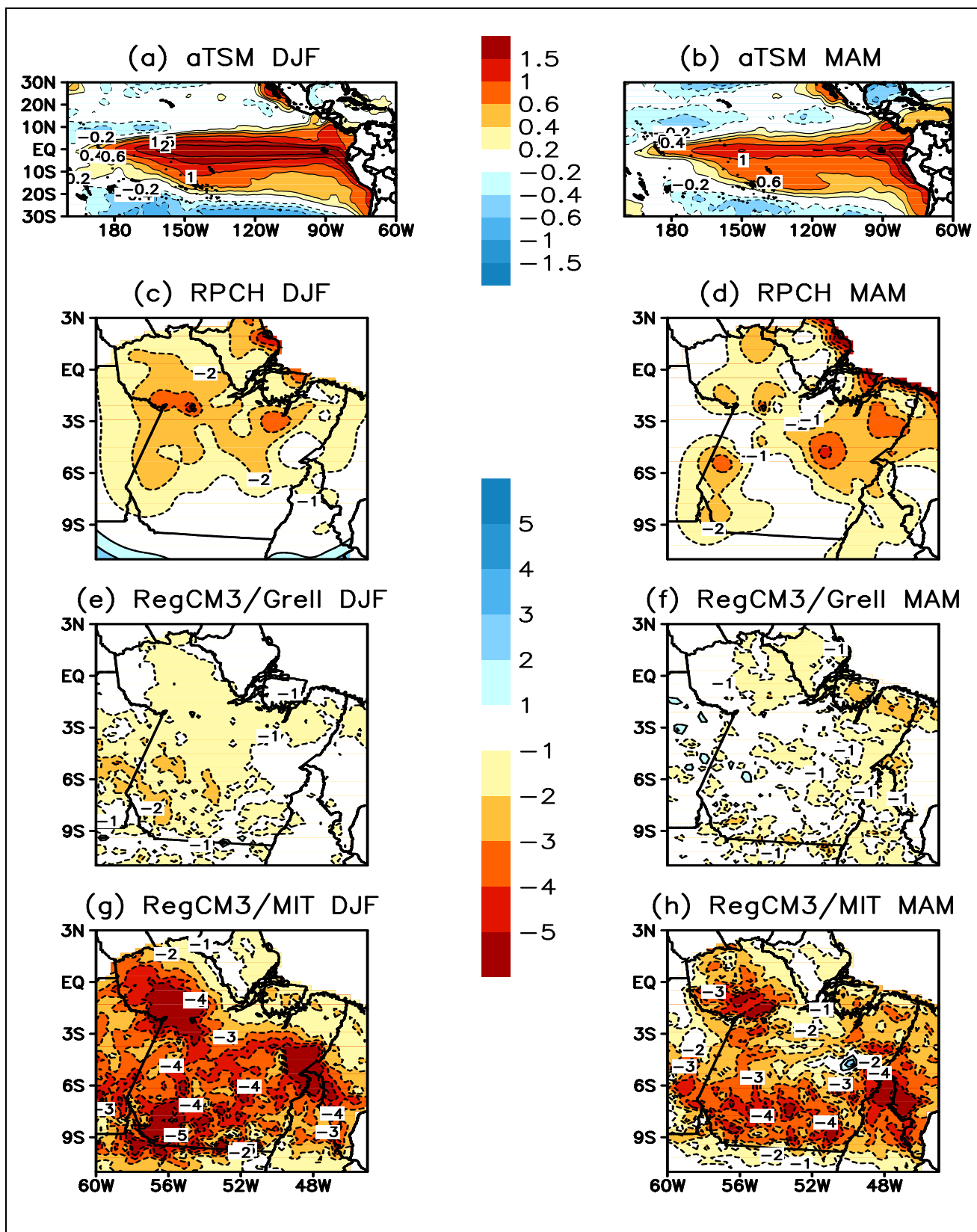


Figura 37 – Composição para eventos de El Niño considerando-se as anomalias de TSM (°C) para o verão (a) e outono (b) austral; e anomalias associadas de precipitação (mm/dia), tanto observadas em (c) DJF e (d) MAM; quanto simuladas usando Grell (e) DJF e (f) MAM; e MIT (g) DJF e (h) MAM.

A Figura 37a mostra que durante o verão (DJF), sob influência de eventos de El Niño, ocorre déficit generalizado de precipitação no Pará e Amapá (Figura 37c), com destaque para as regiões de Soure, na ilha do Marajó, além de Santarém e Cametá, no Pará, e Amapá, no próprio estado do Amapá, onde a redução das chuvas é mais significativa. Por outro lado, encontram-se algumas exceções no extremo Sul e Sudeste paraense, e em parte do Leste, especificamente na região de Marabá, onde não se percebe alteração nos padrões de precipitação na presença deste cenário considerado desfavorável.

Sob o ponto de vista da percepção do modelo, a parametrização RegCM3/Grell capta bem as regiões de anomalias negativas sobre o Pará (Figura 37e), embora não consiga expressar tão próximo do observado a intensidade do déficit, especialmente no Oeste e Nordeste paraense. Por outro lado, sobre o Amapá e ilha do Marajó, o modelo RegCM3/Grell não se mostrou sensível às forçantes climáticas, com representação sem qualquer sinal. Com relação à segunda parametrização, RegCM3/MIT (Figura 37g), foi capturado o padrão de anomalia negativa, embora generalizado para toda a região da simulação, exceto no Sul/Sudoeste do Amapá. Destaca-se neste caso, a intensidade da anomalia que foi bastante superestimada nos estados do Pará e Tocantins.

Durante o outono (MAM), ainda com situação de El Niño (Figura 37b), mantém-se um padrão de anomalias negativas de precipitação sobre grande parte da Amazônia Oriental (Figura 38d), porém surgem várias áreas de precipitação com padrões normais no Oeste e Norte paraense intercaladas às áreas de déficit mais expressivo. Percebe-se que no outono há um deslocamento dos centros de maior déficit com relação ao verão, encontrando-se no Nordeste/Leste paraense as áreas mais afetadas com a escassez de chuvas. O Sul e parte do Sudeste do Pará são as regiões menos sensíveis ao cenário desfavorável, não apresentando sinal de anomalia.

A simulação RegCM3/Grell (Figura 37f) consegue representar o padrão de anomalia no Nordeste, Noroeste e Sudeste paraense, e nos estados do Amapá e Tocantins. A sensibilidade deste modelo mostrou-se menos eficiente na região central do Pará e na porção Sudoeste. Para estas condições, o modelo RegCM3/MIT generaliza a ocorrência de anomalia (Figura 37h) e, praticamente, desconhece padrões de normalidade em toda a região de simulação, com exceção ao Sul do Amapá, onde há concordância com o observado. Mais uma vez esta parametrização mostrou superestimar a intensidade da anomalia, entretanto, capturou o padrão observado para um cenário desfavorável, ou seja, chuvas abaixo do normal na maior parte da Amazônia oriental em situação de aquecimento no Pacífico equatorial.

Mantendo o enfoque no cenário desfavorável à ocorrência de precipitação na Amazônia Oriental, porém com olhar voltado às condições do oceano Atlântico tropical, discute-se a resposta

da precipitação sob um gradiente de anomalia de TSM dirigido à bacia Norte a partir de uma composição de cinco eventos.

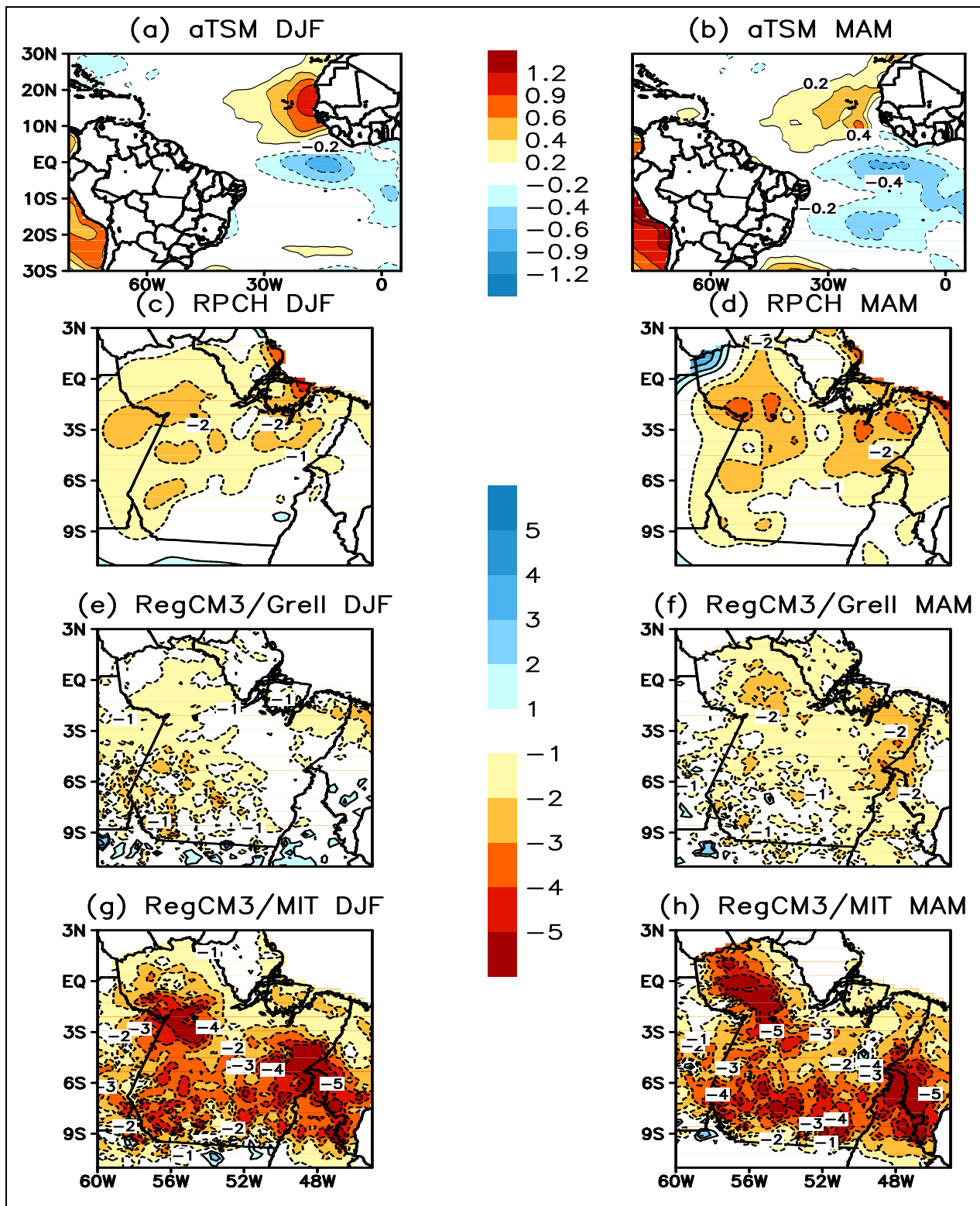


Figura 38 – Composição para eventos de gradiente de anomalias de TSM (°C) dirigido para a bacia do Atlântico tropical Norte no verão (a) e outono (b) austral; e anomalias associadas de precipitação (mm/dia), tanto observadas em (c) DJF e (d) MAM; quanto simuladas usando Grell (e) DJF e (f) MAM; e MIT (g) DJF e (h) MAM.

Observa-se na Figura 38a que na presença de um gradiente de anomalia de TSM no Atlântico ao início da estação chuvosa, ou seja, verão austral, a região é conduzida a um déficit sistemático de precipitação (Figura 38c), com exceção do Sul/Sudeste do Pará e Tocantins. Quanto à simulação utilizando RegCM3/Grell (Figura 38e), nota-se que o padrão de anomalia negativa de precipitação é percebido pelo modelo, exceto na ilha do Marajó e Centro-Norte do Pará, e nos setores Leste e Sul do Amapá. O modelo RegCM3/MIT (Figura 38g) segue com representação generalizada de anomalia de precipitação em todo o Pará, não capturando o sinal no Sul do Amapá; colocando déficit de chuvas no Sul/Sudeste paraense e Tocantins, quando estas áreas não são sensíveis a estas forçantes climáticas.

O comportamento da precipitação durante o outono (MAM) sob condições de gradiente térmico sobre o Atlântico dirigido para o hemisfério Norte (Figura 38b) se mantém tal qual o verão, ou seja, com déficits de chuvas (Figura 38d) em quase todo o Pará, exceções para o Sudeste e extremo Noroeste, Centro-Oeste do Amapá e a maior parte do Tocantins. A simulação RegCM3/Grell (Figura 38f) para o período MAM captou bem o sinal e as regiões de anomalias sobre o Pará, com ligeiro deslocamento com relação à região de normalidade, que foi situada na porção Sul do Pará, enquanto que o observado está no Sudeste. A simulação para o Amapá e Tocantins apontou para anomalias negativas, em discordância com o observado. O modelo RegCM3/MIT (Figura 38h) mantém um comportamento muito próximo daquele apresentado no verão, com déficits intensos e generalizados sobre o Pará e Tocantins, e ausência de sinal sobre o Amapá.

O cenário que antagoniza as condições apresentadas anteriormente é mostrado a seguir, nas Figuras 39 e 40, com condições de La Niña e gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico tropical direcionado para o hemisfério Sul, respectivamente.

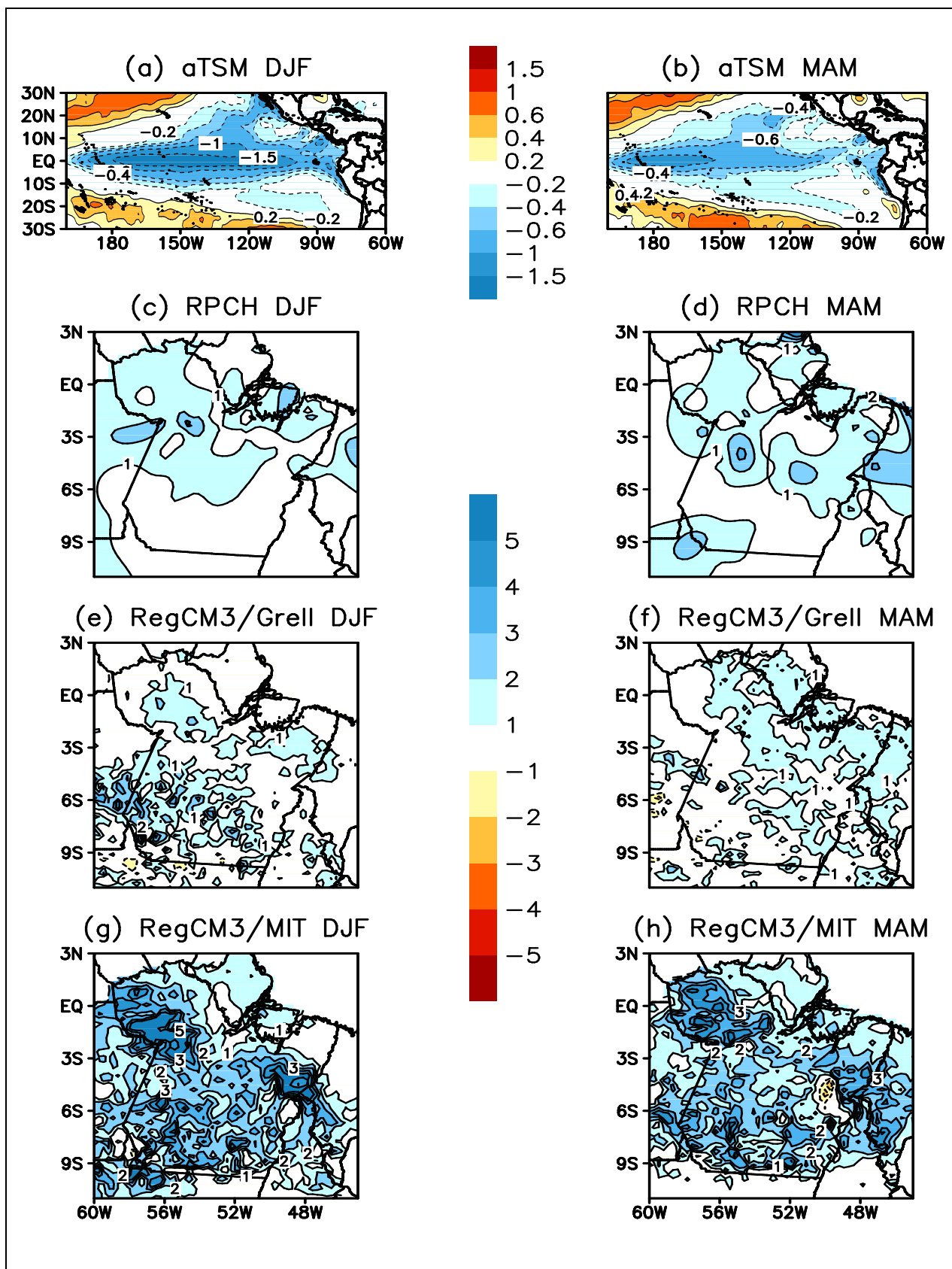


Figura 39 – Composição para eventos de La Niña considerando-se as anomalias de TSM (°C) para o verão (a) e outono (b) austral; e anomalias associadas de precipitação (mm/dia), tanto observadas em (c) DJF e (d) MAM; quanto simuladas usando Grell (e) DJF e (f) MAM; e MIT (g) DJF e (h) MAM.

Na presença de resfriamento sobre o Pacífico equatorial (Figura 39a), neste caso, La Niña, a resposta à forçante climática com relação ao comportamento da precipitação para o verão austral é traduzida em excessos de chuva em, praticamente, toda a faixa Norte do Pará e Sul do Amapá (Figura 39c). A simulação utilizando RegCM3/Grell (Figura 39e) tem boa percepção quanto ao sinal da anomalia, visto que considera chuvas acima do normal em grande parte da Amazônia Oriental, porém coloca anomalias no Sul do Pará, em discordância com o observado e, não capta o sinal na ilha do Marajó e no litoral do Nordeste paraense, além do Sul do Amapá. A simulação com RegCM3/MIT (Figura 39g), muito embora consiga captar o sinal correto, mais uma vez mostrou intensificar as anomalias de precipitação, além generalizar a ocorrência para toda a região.

Quando a análise é direcionada para o outono austral (Figura 39b), observa-se, ainda, o La Niña provocando chuvas além do normal na maior parte da Amazônia Oriental (Figura 39d), com destaque para o Sudoeste, Oeste e Centro-Leste do Pará, onde surgem alguns centros mais intensos de anomalia. Neste ínterim, o RegCM3/Grell (Figura 39f) apresenta uma boa percepção do padrão observado de anomalia, exceto no Sul paraense. Enquanto que o RegCM3/MIT (Figura 39h) generaliza o padrão de anomalia para toda a região, com intensidade bastante acentuada.

Com relação ao comportamento do oceano Atlântico em caso de gradiente de anomalia de TSM direcionado para o hemisfério Sul (Figura 40b), observa-se um padrão de chuvas acima da média na Amazônia Oriental (Figura 40c). Apenas o Sudeste, parte do Sudoeste e o extremo Noroeste paraense mantêm um padrão de normalidade. O resultado do modelo RegCM3/Grell (Figura 40e) representa bem o sinal da anomalia em grande parte da Amazônia Oriental, exceto na ilha do Marajó e Sudeste paraense, e sobre o Amapá. A simulação RegCM3/MIT também apresentou comportamento semelhante ao RegCM3/Grell, porém intensificou excessivamente os sinais de anomalia (Figura 40g).

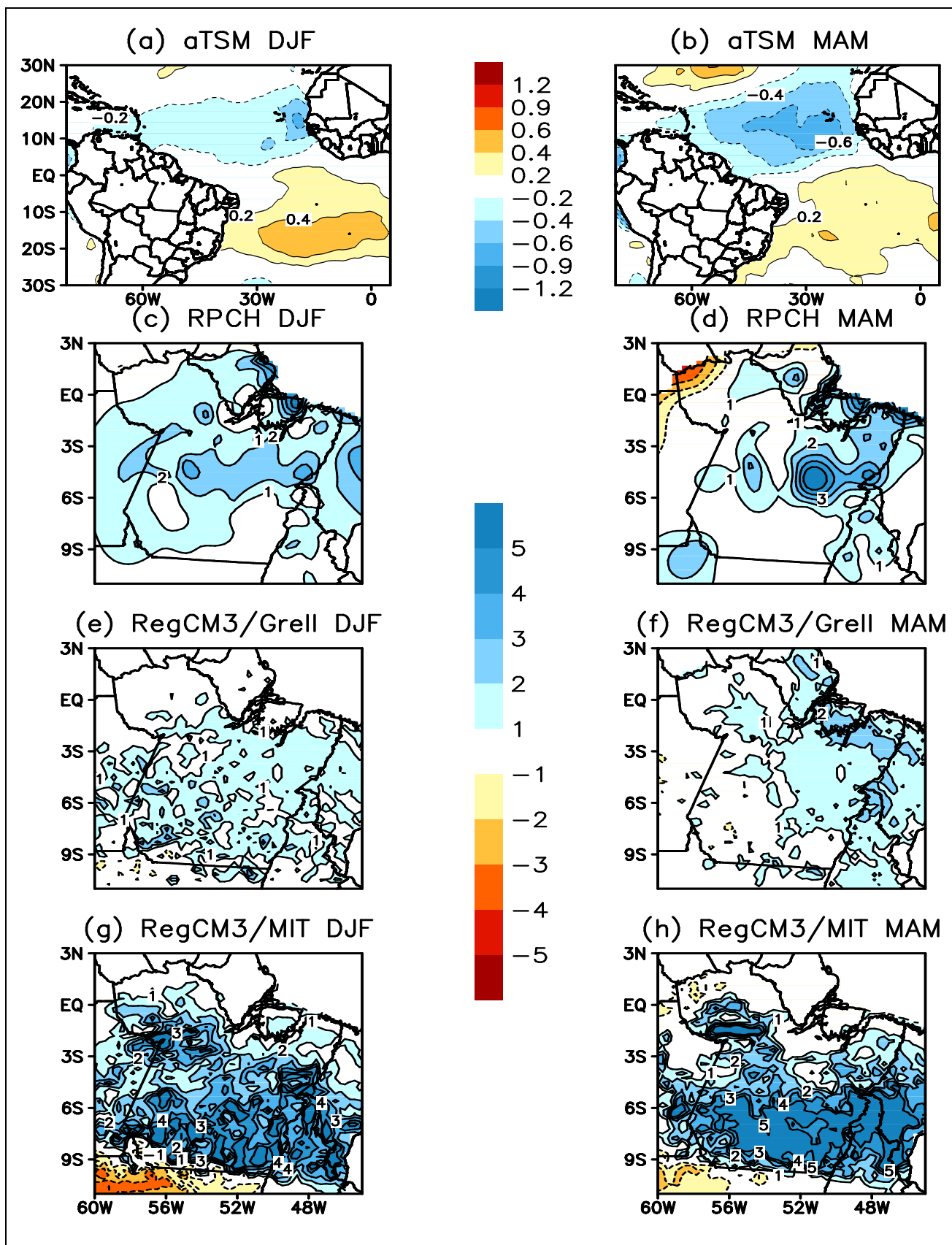


Figura 40 – Composição para eventos de gradiente de anomalias de TSM (°C) dirigido para a bacia do Atlântico tropical Sul no verão (a) e outono (b) austral; e anomalias associadas de precipitação (mm/dia), tanto observadas em (c) DJF e (d) MAM; quanto simuladas usando Grell (e) DJF e (f) MAM; e MIT (g) DJF e (h) MAM.

Ao longo da estação chuvosa, agora entrando no período MAM (Figura 40b), observa-se que os centros mais intensos de anomalia positiva de precipitação deslocam-se, principalmente, para o Nordeste e Leste paraense (Figura 40d) com áreas anômalas isoladas no Sul do Amapá, Oeste do Pará e Norte do Tocantins.

O sinal da anomalia é claramente percebido pela simulação RegCM3/Grell (Figura 40f) na região mais afetada, ou seja, Nordeste paraense. Apenas sobre o Amapá houve discordância entre o observado e o previsto. O padrão anômalo também é detectado pelo RegCM3/MIT (Figura 40h), embora a espacialização e a intensidade dos desvios sejam equivocados em algumas áreas, especialmente sobre o Amapá, Sul e Oeste do Pará.

5. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O presente trabalho abordou duas áreas igualmente importantes para aperfeiçoar os estudos em climatologia: a área observacional, a qual indiscutivelmente será sempre necessária para comprovar as teorias e ratificar as hipóteses da ciência; e a modelagem numérica, que tem se mostrado a cada dia uma das ferramentas mais poderosas no entendimento dos mecanismos físicos, particularmente, quando tratamos da atmosfera. A contribuição resultante desta pesquisa, dedicada à Amazônia Oriental, particularmente focada no estado do Pará, onde a disponibilidade de dados meteorológicos em um passado recente era sinônimo de lacuna, alcançou seguramente seus objetivos iniciais. Mais do que isso, permitiu que a ciência avançasse no campo da climatologia sobre uma das mais relevantes variáveis meteorológicas para a região tropical, a precipitação.

Após a análise de dados de quase duzentas estações meteorológicas, chegou-se a 150 estações com dados consistidos, com os quais foi criada uma base de dados que encontra-se pronta para utilização e geração de informações. O primeiro produto gerado a partir deste novo banco de dados foi a climatologia regionalizada da precipitação no estado do Pará. Notadamente, sistemas meteorológicos de pequena e mesoescala, típicos da região tropical onde a convecção exerce grande influência no regime e distribuição espacial das chuvas, apresentam seus efeitos claramente perceptíveis na climatologia RPCH, mesmo quando se trata de um mapa climatológico anual, passando pela escala sazonal até chegar à mensal. A partir desta nova base, torna-se eminente a não-homogeneidade espacial das chuvas no Pará influenciada inclusive pela topografia, hidrografia e outros aspectos mais da fisiografia particular do estado.

O Nordeste paraense mostrou-se, como esperado, o setor mais chuvoso do estado ao longo do ano, porém, diferentemente do que se conhecia até então, evidencia-se um núcleo de precipitação significativa no Noroeste, podendo surgir outros núcleos no outono, embora menos intensos. Ao mesmo tempo, a ilha do Marajó apresentou certa variabilidade espacial na estação chuvosa, com índices mais expressivos na porção Leste, marcadamente influenciada por circulações de brisa e, principalmente, pela ZCIT, com volume de chuvas reduzindo-se para o Oeste.

Destaca-se, ainda, o setor Sudoeste, onde as chuvas no verão austral são climatologicamente bastante superiores às bases com mais baixa resolução, como GPCP, CMAP e CPC. Nesta época, o posicionamento da AB, já estabelecida, intensifica a convecção na região, constatação ratificada pelo dado de chuva acumulada observado em alta resolução.

Em síntese, esta nova climatologia permitiu destacar as peculiaridades da distribuição espacial e temporal da precipitação de uma área extensa como é o estado do Pará, destacando os limites naturais da variabilidade climática na ausência de forçantes extremas do clima. Este dado

tem aplicação direta em diversos setores da economia do estado, tais como comércio, indústria, turismo, agro-florestal e pecuário, setor de produção mineral e energético, especialmente os ligados aos recursos hídricos, e para a sociedade de uma forma geral.

Sob o ponto de vista da modelagem numérica de clima, a contribuição aqui apresentada usando o RegCM3 em alta resolução para a estação chuvosa na Amazônia Oriental pode ser avaliada sob dois aspectos: qualitativo e quantitativo.

Assim, partindo inicialmente para uma análise estritamente qualitativa, as parametrizações empregadas demonstraram capturar satisfatoriamente bem o padrão da distribuição espacial da precipitação em grande parte do domínio para a simulação da estação chuvosa. Todavia, alguns setores, como o Norte e o Nordeste (Figura 18) apresentaram erros sistemáticos associados, entre outros, à dificuldade do modelo na representação da ZCIT e da circulação de brisa marítima, os quais constituem importantes sistemas meteorológicos na produção das chuvas para estes setores. Destaca-se, ainda, que nas demais áreas, o comportamento da chuva foi muito bem representado ao longo da estação chuvosa, especialmente pelo RegCM3/MIT, esquema que mostrou-se mais sensível e cujo período de ocorrência dos máximos de precipitação coincidiu na maioria das simulações com o período de ocorrência dos máximos observados (Figura 18).

De um modo geral, o RegCM3/MIT apresentou ótima *performance* no setor Centro, região de Altamira. Nos setores Nordeste, Leste, Sudeste e Noroeste, o desempenho foi razoável, sendo possível a sua utilização para prognosticar a ocorrência de anomalias de precipitação. Em contrapartida, nos setores Norte, Sudoeste e Oeste, o esquema RegCM3/MIT mostrou-se deficiente, necessitando de ajustes adicionais. Foi observada uma intensificação dos ventos em baixos níveis, concentrando a convergência na região mais ao Sul. Na alta troposfera, o RegCM3/MIT apresentou circulação levemente diferente do controle no início da estação chuvosa, degradando bastante ao final (maio).

O RegCM3/Grell obteve melhores resultados nos setores Nordeste, Leste, Sudeste e Noroeste, com desempenho razoável, podendo ser utilizado para prognosticar anomalias de chuva. Nos demais setores, o esquema Grell apresentou sérias limitações, necessitando de ajustes para utilizações práticas. As dificuldades deste modelo em simular a precipitação de uma maneira geral possivelmente estão associadas à pequena intensidade dos ventos em baixos níveis que resulta em uma fraca advecção de umidade para o continente ao mesmo tempo em que coloca movimentos descendentes ainda em baixos níveis, na faixa mais ao Norte, restringindo seriamente a convecção que inicia à superfície. A restrição à convecção por movimentos subsidentes em parte da região também foi observado no RegCM3/MIT.

A simulação RegCM/Grell apresentou viés seco sistemático de janeiro a março na faixa Norte, enquanto que o modelo RegCM/MIT alternou padrões denotando viés úmido, principalmente na porção Sul, e viés seco nos meses de maior atividade da ZCIT para os setores Norte/Nordeste. Este resultado coincide com aqueles obtidos por Seth e Rojas (2003), Fernandez, Franchito e Rao (2006) e Seth et al. (2007).

Em situações de eventos climáticos extremos, como *El Niño* e gradiente inter-hemisférico de TSM na bacia do Atlântico tropical dirigido para o Norte, ambos os modelos conseguiram identificar o sinal da anomalia de precipitação semelhante ao observado, ou seja, predominância de áreas com déficit de chuvas. Neste quadro, verificou-se uma variante no comportamento das diferentes parametrizações de cumulus, sendo que a simulação RegCM/Grell, que embora tenha representado anomalias menos intensas que o observado, apresentou tendência em espacializar de forma mais apropriada a escassez de chuvas nas regiões de influência. Quanto ao RegCM/MIT, houve uma intensificação no déficit de precipitação e uma generalização da anomalia para toda a área de simulação.

Quanto ao cenário oposto, ou seja, resfriamento das águas superficiais do Pacífico equatorial e gradiente inter-hemisférico do Atlântico tropical dirigido para a bacia Sul, mais uma vez a *performance* do modelo identificou claramente o sinal correto da anomalia, neste caso, desvios positivos de chuva. Da mesma forma que no caso anterior, o RegCM3/Grell subestimou as anomalias e o RegCM3/MIT as superestimou.

Em ambas as parametrizações convectivas, as simulações obtiveram melhor *skill* para o primeiro mês de simulação – dezembro. E com relação à estação do ano, o verão apresentou resultados mais realísticos.

A abordagem quantitativa permitiu melhor ratificar as observações anteriores de caráter qualitativo. Destaca-se que o RegCM3/MIT alcançou 97% de correlação com a precipitação observada pela RPCH no setor Central (Altamira), onde os valores de chuva simulados foram estatisticamente semelhantes ao controle. Índices elevados de correlação também foram observados no Nordeste, Leste, Sudeste e Noroeste, com os respectivos valores, 89%, 81%, 87% e 79%.

O Sudeste foi o setor onde o RegCM3/Grell obteve melhor *performance*, com correlação de 96% com o observado. Em outros setores, como Nordeste, Leste e Noroeste, as correlações foram de 85%, 95% e 82%, respectivamente.

Na espacialização dos dados, o RegCM3/MIT, por exemplo, apresentou boa correlação (até 0,6) para as anomalias de precipitação em um nível de confiança de 95%, no mês de dezembro.

Para os meses seguintes, a correlação decresce até atingir 0,2. Sob o aspecto sazonal, tanto no verão, quanto no outono austral houve predomínio de áreas com correlação próxima de 0,6. Comportamento semelhante ocorreu com a simulação RegCM3/Grell, nas diferentes escalas de tempo, mensal e sazonal, embora os valores tenham ficado abaixo daqueles encontrados em RegCM3/MIT.

O RegCM3 demonstrou ser capaz de simular a variabilidade mensal e sazonal da precipitação para a Amazônia Oriental durante a estação chuvosa (verão e outono austral). Contudo, ajustes nas parametrizações de cumulus mostram-se necessários e, certamente, poderão conduzir a correção dos erros sistemáticos regionais e aperfeiçoar sobremaneira a destreza do modelo.

Possivelmente, as modificações mais importantes nos esquemas de convecção devem estar relacionadas com a melhoria no posicionamento dos centros de convecção e o transporte de umidade. Este é um caminho provável na redução dos vieses apresentados pelo modelo. Mas há que se considerar também o uso/cobertura do solo, visto que a base de dados aqui utilizada, USGS, parece estar ligeiramente desatualizada, o que pode causar alteração nos resultados, sobretudo porque o BATS (esquema de superfície) não é um modelo dinâmico, ou seja, as condições da superfície tais como vegetação, tipo de solo, corpos d'água permanecem fixas ao longo de todo o período de simulação e através dos anos.

Será pertinente também, realizar simulações em períodos mais curtos, com três meses, por exemplo, pois este tempo é suficiente para se obter um prognóstico sazonal. Neste ínterim, convém investigar a capacidade do modelo em perceber as oscilações intra-sazonais. Um outro aspecto importante e que certamente merece uma abordagem mais minuciosa é quanto à termodinâmica do modelo e os fluxos de calor latente/sensível.

De certo que ainda há muito que fazer para o aperfeiçoamento do RegCM3 para a região Amazônica, mas muitos passos estão sendo dados e esta é mais uma contribuição nesta longa caminhada.

REFERÊNCIAS

- ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface Climate. *Monthly Weather Review*, v.116, n.3, p. 505-524. 1988.
- ADLER, R.F. et al. The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). *Journal of Hydrometeorology*, v.4, p.1147-1167. 2003.
- ALVES, L. M. *Simulações da variabilidade do clima presente sobre a América do Sul utilizando um modelo climático regional*. 2007, 98 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São Paulo. 2007.
- CAVALCANTI, I. F. A. et al. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. *Journal of Climatology*, v.15, n.21, p.2965-2988. 2002.
- CHOU, S. C. et al. Validation of the coupled Eta/SSiB model over South America. *Journal of Geophysical Research*, v.107, D20, 8088. 2002.
- CLIMATE PREDICTION CENTER MERGED ANALYSIS OF PRECIPITATION – CMAP, 2008. Disponível em: <ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/cmap/enh/>. Acessado em março de 2008.
- COELHO, C. A. S.; DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. Estudo climatológico sazonal da precipitação sobre o Brasil em episódio extremo da Oscilação Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.14, n.1, p.49-65. 1999.
- COHEN, J. C. P. *Um estudo observacional de linhas de instabilidades na Amazônia*. 1989, 174f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São Paulo. 1989.
- COHEN, J. C. P.; DIAS, M. A. F. S.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, v.4, n.11, p.34-40. 1989.
- CLIMATE PREDICTION CENTER – CPC, 2008. Disponível em: <ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/wd52ws/SA/>. Acessado em março de 2008.
- CUADRA, S. V.; ROCHA, R. P. Simulação numérica do clima de verão sobre o Brasil e sua variabilidade. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.2, p.271-282. 2006.
- DICKINSON, R. E. et al. A regional climate model for the western United States. *Climate Change*, v.15, p.383-422. 1989.
- DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J. *Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1E as coupled to the NCAR Community Climate Model*. Boulder, Colorado. NCAR Technical Report, NCAR/TN-387, 72f. 1993.
- DRUYAN, L. M.; FULAKEZA, M.; LONERGAN, P. Dynamic downscaling of Seasonal Climate Predictions over Brazil. *Journal of Climate*, v.15, p.3411-3426. 2002.
- EMANUEL, K. A. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.48, n.21, p.2313-2335. 1991.
- EMANUEL, K. A.; ZIVKOVIC-ROTHMAN, M. Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.56, p.1766-1782. 1999.

- FERNANDEZ, J. P. R.; FRANCHITO, S. H; RAO, V. B. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: Mean climatology. *Theoretical and Applied Climatology*, v.86, p.247-260. 2006.
- FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, v.5, p.36-45. 1990.
- FISCH, G.; MARENGO, J. M.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, v.28, n.2, p.101-126. 1998.
- FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. *Journal of Atmospheric Sciences*, v.37, p.1722-1733. 1980.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.1, p.19-28. 1986.
- GIORGI, F.; BATES, G. T. The climatological skill of a regional climate model over complex terrain. *Monthly Weather Review*, v.117, p.2325-2347. 1989.
- GIORGI, F.; MARINUCCI, M. R.; BATES, G. T. Development of a Second-Generation Regional Climate Model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review*, v.121, p.2794-2813. 1993a.
- GIORGI, F. et al. Development of a Second-Generation Regional Climate Model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions, *Monthly Weather Review*, v.121, p.2814-2832. 1993b.
- GIORGI, F.; MEARNS, L. O. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, v.104, p.6335-6352. 1999.
- GLOBAL PRECIPITATION CLIMATOLOGY PROJECT – GPCP, 2008. Disponível em: <http://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/gpcp/>. Acesso em março de 2008.
- GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, v.121, p.764-787. 1993.
- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, v.2, p.2863-2980. 1998
- HARRISON, D. E.; LARKIN, N. K. El Niño-Southern Oscillation sea surface temperature and wind anomalies 1946-1993. *Review of Geophysics*, v.36, p.353-399. 1998.
- HASTENRATH, S. On modes of tropical circulation and climate anomalies. *Journal of Atmospheric Sciences*, v.35, n.12, p. 2222-2231. 1978.
- _____. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical Americas. *Journal of Atmospheric Sciences*, v.33, n.2, p.202-215. 1976.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.103, n.435, p.77-92. 1977.
- HIGGINS, R. W. et al. Improved United States precipitation quality control system and analysis. NCEP/Climate Prediction Center Atlas 7, 40p. 2000.
- HOLTON, J. R.; An introduction to dynamic meteorology. San Diego: Elsevier, 2004. Fourth Edition. 535 p.

- HOLTSLAG, A.; DE BRUIJN, E.; PAN, H. L. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Monthly Weather Review*, v.118, p.1561-1575. 1990.
- HUFFMAN, G. J. et al. The GPCP combined precipitation data set. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.78, n.1, p.5-20. 1997.
- KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.77, n.3, p.437-471. 1996.
- KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; MOURA, A. D. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years. *Journal of Climatology*, v.8, p.477-488. 1988.
- KIEHL, J. T. et al. *Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3)*. Boulder, Colorado. NCAR Technical Note, NCAR/TN-420+STR, 152p. 1996.
- KILADIS, G. N.; DIAS, H. F. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern oscillation. *Journal of Climate*, v.2, p.1069-1090. 1989.
- KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v.70, n.4, p.813-836. 1992.
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, v.36A, p.490-504, 1984.
- LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.77, p.1275-1277. 1996.
- LIEBMANN, B. et al. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, v.12, p.1877-1891. 1999.
- LYNCH, A. H.; CASSANO, J. J. *Applied Atmospheric Dynamics*. Hoboken: Wiley, 2006. First Edition. 281 p.
- MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S. Case studies of climatic events in Amazon basin. *Journal of Climate*, v.6, n.4, p.617-627. 1993.
- MARENGO, J. A. Interannual variability of deep convection in the tropical South American sector as deduced from ISCCP C2 data. *International Journal of Climatology*, v.15, n.9, p.995-1010. 1995.
- MARENGO J. A. et al. Studies on the diurnal cycle of rainfall and its variations during the TRMM-LBA and WET AMC LBA Campaigns during austral summer 1999. In: CONFERENCE ON HYDROLOGY, 15th, 2000, *Annals ...* Long Beach, California. American Meteorological Society, 2000. p. 385-387.
- MARENGO, J. A. et al. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, v.14, p.833-852. 2001.
- MISRA, V.; DIRMEYER, A. P.; KIRTMAN, B. P. Dynamic Downscaling of Seasonal Simulation over South American. *Journal of Climate*, v.16, p.103-117. 2003.
- MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.2, p.107-117. 1987.

- MOLION, L. C. B. *Amazonian rainfall and Its variability. Hydrology and water management in the humid tropics*. Cambridge: Cambridge University Press, p.99-111. 1993.
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation mode. *Journal of Atmospheric Sciences*, v.38, n.12, p.2653-2675. 1981.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of SST, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, v.9, p.2464-2479. 1996.
- NOBRE, P.; MOURA, A. D.; SUN, L. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's regional spectral model at IRI. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.82, p.2787-2796. 2001.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, v.125, p.279-291. 1997.
- OYAMA, M. D. Erros sistemáticos no clima da região tropical da América do Sul simulado pelo modelo regional MM5 em baixa resolução horizontal. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.1, p.118-133, 2006.
- PAL, J. S.; SMALL, E. E.; ELTAHIR, E. A. B. Simulation of regional scale water and energy budgets: Influence of a new moist physics scheme within RegCM. *Journal of Geophysical Research*, v.105, n.29, p.579-594. 2000.
- PAL, J. S. et al. The ICTP RegCM3 and RegCNET: regional climate modeling for the developing World. *Bulletin of the American Meteorological Society*, p.1395-1409. 2007.
- PAIVA, E. M. C. D.; CLARK, R. T. Time trends in rainfall records in Amazonia. *Bulletin of the American Meteorology Society*, v.76, n.11, p.2203-209. 1995.
- QUADRO, M. F. L. *Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul*. 1994, 123f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São Paulo. 1994.
- RAMOS DA SILVA, R.; WERTH, D.; AVISSAR, R. Regional Impacts of Future Land-Cover Changes on the Amazon Basin Wet-Season Climate. *Journal of Climate*, v.21, p.1153-1170. 2008.
- REYNOLDS, R. W. et al. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, v.15, p.1609-1625. 2002.
- RICKEY, J. E.; NOBRE, C. A.; DESER, C. Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985. *Science*, v.246, p.101-103. 1989.
- ROCHA, H. R.; NOBRE, C. A.; BARROS, M. C. Variabilidade natural de longo prazo no ciclo hidrológico da Amazônia. *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, v.4, n.12, p.36-42. 1989.
- ROJAS, M.; SETH, A. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part II: GCM boundary forcing. *Journal of Climate*, v.16, p.2454-2471. 2003.
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v.115, n.8, p.1606-1626. 1987.

- SALATI, E.; MARQUES, J. Climatology of the Amazon region. In: SIOLI, H. (Ed.). *The Amazon - Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Dr. W. Junk Publishers, 1984. 763p.
- SETH, A.; ROJAS, M. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part I: Reanalysis boundary forcing. *Journal of Climatology*, v.16, p.2437-2453. 2003.
- SETH, A. et al. RegCM3 regional climatologies for South America using reanalysis and ECHAM global model driving fields. *Climate Dynamic*, v.28, p.461-480. 2007.
- SILVA, V. B. S. et al. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. *Journal of Hydrometeorology*, v.8, p.847-861. 2007.
- SOUSA, E. P. P. *Relações entre as anomalias de TSM do Atlântico e Pacífico e as precipitações na Amazônia oriental*. 2004, 80f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São Paulo. 2004.
- SOUZA, E. B. *Um estudo observacional sobre o padrão do dipolo de anomalias de TSM no Oceano Atlântico Tropical*. 1997, 110f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São Paulo. 1997.
- SOUZA, E. B.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o padrão de dipolo no Atlântico Tropical. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.13, n.1, p.31-44. 1998.
- SOUZA, E. B.; ALVES, J. M. B.; XAVIER, T. M. S. Distribuição mensal e sazonal da precipitação no semi-árido nordestino durante os anos de predominância de aquecimento ou de resfriamento observado em toda a Bacia do Atlântico Tropical. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.14, n.1, p.01-09. 1999.
- SOUZA, E. B. et al. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. *Acta Amazônica*, v.30, n.2, p.305-318. 2000.
- SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, v.1. 2003.
- SOUZA, E. B. Principais mecanismos dinâmicos associados à variabilidade de precipitação diária sobre a Amazônia oriental durante a estação chuvosa In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., Fortaleza-CE, *Anais...* Fortaleza-CE: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2004.
- SOUZA; E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. The regional precipitation over the eastern Amazon/northeast Brazil modulated by tropical Pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.19, n.2, p.113-122. 2004.
- SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. *Theoretical and Applied Climatology*, v.81, p.177-191. 2005.
- SOUZA, E. B. et al. Precipitação climatológica sobre a Amazônia oriental durante o período chuvoso: observações e simulações regionais com o RegCM3. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 2008 (submetido e aceito).
- SUN, L. et al. An operational dynamical downscaling prediction system from Nordeste Brazil and the 2002–04 real-time forecast evaluation. *Journal of Climate*, v.19, p.1990-2007. 2006.

- TRENBERTH, K. E. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.78, n.12, p.2771-2777. 1997.
- UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY - USGS, 2008. Disponível em: <http://users.ictp.it/~pubregcm/RegCM3/globedat.htm>. Acesso em novembro de 2007.
- UVO, C. B. A zona de convergência intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da região Norte do Nordeste Brasileiro. 1989, 99f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São Paulo. 1989.
- UVO, C. R. B. et al. The relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. *Journal of Climate*, v.11, n.4, p.551-562. 1998.
- WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, v.6, n.11, p.2162-2174. 1993.
- WILKS, D. S.; Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. San Diego: Elsevier, 2006. Second Edition. 627p.
- XAVIER, T. M. B. S. Caracterização de Períodos secos ou excessivamente chuvosos no Estado do Ceará através da Técnica dos Quantis: 1964-1998. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 14, n.2, p.63-78. 1999.
- XAVIER, T. M. B. S. *A técnica dos quantis e suas aplicações em meteorologia, climatologia e hidrologia, com ênfase para as regiões brasileiras*. Brasília, DF: Thesaurus, 2002. 143p.
- XIE, P.; ARKIN, P. A. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.78, p.2539-2558. 1997.
- XIE, P.; ARKIN, P. A. Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation. *Journal of Climate*, v.11, p.137-164. 1998.
- ZHOU, J.; LAU, K. –M. Does a Monsoon Climate exist over South America? *Journal of Climate*, v.11, n.5, p.1020-1040. 1998.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P.V. Atmospheric science: An introductory survey. San Diego: Academic Press, 1977. 467p.

APÊNDICE A – Localização das EMS

(continua)

Estação	Latitude	Longitude	Operação da EMS
Abaetetuba-PA	1,74 S	48,86 W	ANA-CPRM
Açailândia-MA	4,93 S	47,50 W	ANA-CPRM
Acampamento IBDF-PA	1,79 S	51,43 W	ANA-CPRM
Acará-PA	1,96 S	48,20 W	ANA-CPRM
Aldeia bacajá-PA	4,92 S	51,43 W	ANEEL-CPRM
Aldeia Wai-Wai-PA	0,68 N	57,97 W	ANA-CPRM
Almeirim-PA	1,53 S	52,58 W	ANA-CPRM
Altamira-PA	3,20 S	52,20 W	INMET
Amapá-AP	2,05 N	50,79 W	ANA-CPRM
Apalaí-PA	1,33 N	55,00 W	ANA-CPRM
Aporema-AP	1,22 N	50,89 W	ANA-CPRM
Araguacema-TO	8,81 S	49,56 W	ANA-CPRM
Araguatins-TO	5,65 S	48,21 W	ANA-CPRM
Arapari-PA	1,78 S	54,40 W	ANA-CPRM
Areias-PA	1,21 S	51,26 W	ANA-CPRM
Badajós-PA	2,51 S	47,77 W	ANA-CPRM
Baião-PA	2,79 S	49,67 W	ANA-CPRM
Barra do São Manuel-PA	7,34 S	58,15 W	ANA-ELN
Barragem Conjunto 4-PA	2,82 S	54,30 W	ANA-ELN
Barreira do Campo-PA	9,23 S	50,21 W	ANA-ANEEL
Belém-PA	1,43 S	48,43 W	INMET
Belterra-PA	2,69 S	54,95 W	INMET
Boa Esperança (Faz. Ometo)-PA	6,72 S	51,79 W	ANA-ELN
Boa Vista do Araguaia-TO	7,32 S	49,22 W	ANA-CPRM
Boca do Inferno-PA	1,50 S	54,87 W	ANA-CPRM
Brasil Novo-PA	3,62 S	52,54 W	ANA-ELN
Breves-PA	1,68 S	50,48 W	INMET
Cachoeira da Porteira-PA	1,09 S	57,05 W	ANA-CPRM
Cachoeira do Anel-AP	0,27 N	53,04 W	ANA-CPRM
Cafezal-PA	2,77 S	46,80 W	ANA-CPRM
Cajueiro-PA	5,65 S	54,52 W	ANA-ELN
Calçoene-AP	2,49 N	50,95 W	ANA-CPRM
Cametá-PA	2,25 S	49,50 W	INMET
Capanema-PA	1,20 S	47,18 W	ANA-CPRM
Capivara-PA	1,00 N	51,67 W	ANA-CPRM
Carmo-AP	0,51 N	50,75 W	ANA-CPRM
Carolina-MA	7,33 S	47,47 W	INMET
Chaves-PA	0,16 S	49,99 W	ANA-CPRM
Cipoal-PA	2,79 S	50,45 W	ANA-CPRM
Colônia-TO	7,88 S	48,90 W	ANA-CPRM
Conceição do Araguaia-PA	8,27 S	49,50 W	INMET
Cunani-AP	2,69 N	51,36 W	ANA-CPRM
Cupari-PA	4,18 S	55,43 W	ANA-ELN-CPRM
Cupixi-AP	0,62 N	51,76 W	ANA-CPRM
Curuçá-PA	0,74 S	47,85 W	ANA-CPRM
Dois Irmãos do Tocantins-TO	9,26 S	49,06 W	ANA-CPRM-ANEEL
Dunne-PA	9,75 S	56,26 W	ANA-ELN-CPRM

APÊNDICE A – Localização das EMS

(continuação)

Estação	Latitude	Longitude	Operação da EMS
Fazenda Bela Vista-PA	1,08 S	53,16 W	ANA-CPRM
Fazenda Cumaru do Norte-PA	7,83 S	50,83 W	ANA-CPRM
Fazenda Jauará-PA	2,04 S	47,75 W	ANA-CPRM
Fazenda Maringá-PA	1,85 S	47,75 W	ANA-CPRM
Fazenda Planalto-PA	3,45 S	47,47 W	ANA-CPRM
Fazenda Santa Elisa-PA	6,79 S	49,55 W	ANA-CPRM
Fazenda Surubim-PA	6,43 S	49,42 W	ANA-CPRM
Garimpo do Patrocínio-PA	6,97 S	56,47 W	ANA-ELN
Goianésia-PA	3,83 S	49,10 W	ANA-CPRM
Granja Gazela-PA	3,42 S	51,26 W	ANA-CPRM
Guaraí-TO	8,83 S	48,52 W	ANA-CPRM
Igarapé Açu-PA	1,13 S	47,63 W	ANA-CPRM
Imperatriz-MA	5,53 S	47,48 W	INMET
Irapuru-PA	2,45 S	50,92 W	ANA-CPRM
Itacajá-TO	8,39 S	47,77 W	ANA-CPRM
Itacoatiara-AM	3,13 S	58,43 W	INMET
Itaituba-PA	4,28 S	56,00 W	INMET
Itapeua do Pará-PA	2,34 S	52,92 W	ANA-CPRM
Itaubal do Amapá-AP	1,58 N	50,84 W	ANA-CPRM
Jacareacanga-PA	6,22 S	57,75 W	ANA-CPRM
Jamanxi-PA	5,50 S	55,83 W	ANA-ELN
Jarilândia-PA	1,12 S	52,00 W	ANA-CPRM
Jatobá (Faz. Boa Nova)-TO	9,99 S	47,48 W	ANA-CPRM
Jatobá-PA	5,15 S	56,86 W	ANA-ELN
Juruti-PA	2,15 S	56,09 W	ANA-CPRM
Jusante do Rio Preto-MT	9,75 S	52,05 W	ANEEL-CPRM
km 0 da rodovia PA070-PA	4,29 S	47,56 W	ANA-CPRM
km 1027 da rodovia BR163-PA	7,51 S	55,26 W	ANA-ELN
km 1130 da rodovia BR163-PA	6,67 S	55,49 W	ANA-ELN
km 1326 da rodovia BR163-PA	5,18 S	56,06 W	ANA-ELN
km 1385 da rodovia BR163-PA	4,75 S	56,08 W	ANA-ELN
km 60 da rodovia PA150-PA	5,80 S	49,18 W	ANA-CPRM
km 947 da rodovia BR163-PA	8,19 S	55,12 W	ANA-ELN
Kubekrankein-PA	8,03 S	52,15 W	ANA-ELN
Kuxare-PA	1,69 N	56,06 W	ANA-CPRM
Lizarda-TO	9,59 S	46,68 W	ANA-ANEEL
Lourenço-AP	2,31 N	51,64 W	ANA-CPRM
Macapá-AP	0,02 S	51,50 W	INMET
Manoel J Terra Preta-PA	5,99 S	54,02 W	ANA-ELN
Mansinha-TO	9,46 S	47,33 W	ANEEL
Marabá-PA	5,37 S	49,13 W	INMET
Maracacuera Florestal-PA	2,25 S	51,18 W	ANA-CPRM
Maraçumé-MA	2,05 S	45,96 W	ANA-CPRM
Matupá-MT	10,25 S	54,92 W	INMET
Miracema do Tocantins-TO	9,56 S	48,39 W	ANA-ANEEL-CPRM
Monte Alegre do Xingu-PA	4,66 S	52,72 W	ANA-ELN
Monte Alegre-PA	2,00 S	54,08 W	INMET

APÊNDICE A – Localização das EMS

(continuação)

Estação	Latitude	Longitude	Operação da EMS
Muricilândia-TO	7,15 S	48,47 W	ANA-CPRM
Navio-AP	0,39 S	51,42 W	ANA-CPRM
Novo Progresso-PA	7,2 S	55,43 W	SEMA
Óbidos-PA	1,92 S	55,52 W	INMET
Oeiras do Pará-PA	2,00 S	49,86 W	ANA-CPRM
Oriximiná-PA	1,76 S	56,25 W	ANA-CPRM
Ourém-PA	1,55 S	47,12 W	ANA-CPRM
Palmeirante-TO	7,86 S	47,86 W	ANA-CPRM
Paragominas-PA	3,01 S	47,34 W	ANA-CPRM
Parintins-AM	2,63 S	6,73 W	INMET
Pium-TO	10,41 S	48,89 W	ANA-ANEEL
Porto Ariri-AP	0,30 N	51,13 W	ANA-CPRM
Porto de Moz-PA	1,73 S	52,23 W	INMET
Porto Real-TO	9,31 S	47,93 W	ANEEL-CPRM
Porto Trombetas-PA	1,47 S	56,38 W	SEMA
Prainha-PA	1,80 S	53,48 W	ANA-CPRM
Primavera-PA	0,93 S	47,10 W	ANA-CPRM
Projeto Tucumã-PA	6,82 S	50,54 W	ANA-CPRM
Redenção-PA	8,04 S	50,00 W	ANA-CPRM
Rondon do Pará-PA	4,78 S	48,06 W	ANA-CPRM
Rurópolis (Presidente Médici)-PA	4,09 S	54,90 W	ANA-ELN
Salinópolis-PA	0,62 S	47,35 W	ANA-CPRM
Santa Cruz do Arari-PA	1,42 S	48,96 W	ANA-CPRM
Santa Cruz-PA	1,18 S	53,80 W	ANA-CPRM
Santa Isabel do Pará-PA	1,30 S	48,17 W	ANA-CPRM
Santa Rosa-PA	8,87 S	57,42 W	ANA-ELN
Santa Terezinha-MT	10,42 S	50,51 W	ANA-ANEEL
Santarém-PA	2,44 S	54,71 W	ANA-CPRM
São Domingos do Capim-PA	1,68 S	47,77 W	ANA-CPRM
São Félix do Xingu-PA	6,50 S	51,98 W	INMET
São Francisco-AP	0,57 S	52,57 W	ANA-CPRM
São João de Pirabas-PA	0,77 S	47,18 W	ANA-CPRM
São Sebastião do Tocantins-TO	5,26 S	48,20 W	ANA-CPRM
Serra do Cachimbo-MT	9,85 S	54,75 W	ANA-ELN
Serra do Navio-AP	0,89 N	52,01 W	ANA-CPRM
Serra dos Carajás-PA	5,93 S	50,07 W	ANA-CPRM
Sítio São Pedro-PA	3,89 S	54,32 W	ANA-ELN
Soure-PA	0,73 S	48,52 W	INMET
Taquarussu do Porto-TO	10,31 S	48,16 W	ANEEL
Tararú (Ponte)-PA	1,73 S	46,60 W	ANA-CPRM
Tiriós-PA	2,20 N	55,80 W	INMET
Tocantinópolis-TO	6,29 S	47,39 W	ANA-CPRM
Tomé Açu-PA	2,42 S	48,15 W	EMBRAPA
Tracuateua-PA	1,20 S	46,90 W	INMET
Tucuruí-PA	3,77 S	49,67 W	INMET
Turiação-MA	1,67 S	45,37 W	INMET
Ulianópolis-PA	3,85 S	47,50 W	SEMA

APÊNDICE A – Localização das EMS

(conclusão)

Estação	Latitude	Longitude	Operação da EMS
Uruará-PA	3,68 S	53,55 W	ANA-ELN
Vigia-PA	0,87 S	48,11 W	ANA-CPRM
Vila Rica-MT	10,02 S	51,12 W	ANA-CPRM
Viseu-PA	1,23 S	46,19 W	ANA-CPRM
Vista Alegre-PA	0,99 S	56,06 W	ANA-CPRM
Wanderlândia-TO	6,84 S	47,97 W	ANA-CPRM
Xambioá-TO	6,41 S	48,54 W	ANA-CPRM
Xinguara-PA	7,10 S	49,96 W	ANA-CPRM
Zé Doca-MA	3,26 S	45,65 W	INMET