



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Meteorologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

HELEN KAROLLYNE LIMA DE LIMA



**PRECIPITAÇÃO SAZONAL NO NORDESTE BRASILEIRO:
OBSERVADA E SIMULADA EM ANOS DE EL NIÑO E DE LA NIÑA**

288

**BELÉM - PARÁ
DEZEMBRO – 2010**

HELEN KAROLLYNE LIMA DE LIMA

**PRECIPITAÇÃO SAZONAL NO NORDESTE BRASILEIRO:
OBSERVADA E SIMULADA EM ANOS DE EL NIÑO E DE LA NIÑA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado a Faculdade de Meteorologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para a obtenção do grau superior de Bacharel em Meteorologia.

Orientador: Prof^o. Everaldo Barreiros de Souza

BELÉM - PARÁ
DEZEMBRO – 2010

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

L732p Lima, Helen Karollyne Lima de

Precipitação sazonal no Nordeste Brasileiro: observada e simulada em anos de El Niño e de La Niña / Helen Karollyne Lima de Lima; Orientador: Everaldo Barreiros de Souza – 2010

50f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia) – Faculdade de Meteorologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Quarto Período de 2010.

1. Precipitação. 2. Simulação. 3. Nordeste Brasileiro. 4. El Niño. 5. La Niña. I. Souza, Everaldo Barreiros de, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 20º ed.: 551.5772

HELEN KAROLLYNE LIMA DE LIMA

PRECIPITAÇÃO SAZONAL NO NORDESTE BRASILEIRO:
OBSERVADA E SIMULADA EM ANOS DE EL NIÑO E DE LA NIÑA

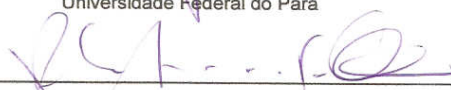
Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado a Faculdade de Meteorologia
do Instituto de Geociências (IG) da
Universidade Federal do Pará (UFPA), como
requisito para a obtenção do título de
Bacharel em Meteorologia.

Aprovada em 17/12/10

Banca examinadora:



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



Prof. Paulo Kuhn. Membro
Doutor em Agronomia
Universidade Federal do Pará



Prof. Dimitrie Nechet. Membro
Especialista em Meteorologia Tropical
Universidade Federal do Pará

Dedico esta conquista às
pessoas que mais amo nesta
vida: meus queridos pais e meu
irmão.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, por sempre me mostrar o caminho certo.

Aos meus pais, Helenrute Lima e Luís Antônio Lima, por terem apoiado as escolhas que fiz no decorrer da minha vida, pelas mãos sempre estendidas nos momentos mais difíceis, e principalmente pelo amor incondicional, sem ele, as forças me faltariam.

Ao professor Dr. Everaldo B. de Souza, pela orientação durante este trabalho, pelos ensinamentos ao longo do curso e por sua dedicação, atenção e paciência.

Ao professor Dimitrie Nechet pela dedicação, apoio e incentivo em busca do aprimoramento técnico-científico.

Ao Projeto Rede Estadual de Previsão Climática e Hidrometeorológica do Pará, pela estrutura disponibilizada na elaboração deste trabalho.

A todos os amigos que conquistei durante esta caminhada dentro da Universidade Federal do Pará, em especial a minha turma de 2007, por todos os momentos que passamos juntos do qual sentirei imensa saudade.

Aos membros da banca, Dr. Paulo Kuhn, Me. Dimitrie Nechet pelas contribuições extremamente valiosas;

A minha família pela presença e força sempre constantes, por me proporcionarem momentos únicos de alegria e pelo apoio em minha vida acadêmica.

“O importante é termos a capacidade de sacrificar aquilo que somos para sermos aquilo que queremos ser.”

Charles du Bos

RESUMO

Um estudo das avaliações da precipitação simulada pelo modelo RegCM4, usando a parametrização GFC e MIT em reproduzir a distribuição sazonal das chuvas observadas nos períodos de verão/outono de 1982/1983 (ano seco) e 1988/1989 (ano chuvoso) sobre o Nordeste Brasileiro (NEB), utilizando 30 km de resolução espacial. Foram utilizadas no presente trabalho 24 rodadas correspondentes à precipitação sazonal de verão e outono do ano seco e verão e outono do ano chuvoso, sendo que em 12 rodadas foi utilizado a parametrização convectiva GFC relacionados a grade G1, G2 e G3 para os dois anos (La Niña e El Niño) e 12 rodadas utilizando a parametrização convectiva MIT, relacionados a grade G1, G2 e G3. Em geral as análises indicaram que as simulações do RegCM4 usando a parametrização GFC e MIT mostraram erros sistemáticos de subestimativa de precipitação em quase todo o território da região do nordeste brasileiro. Sendo que a simulação que mais houve aproximação do observado foi o MIT, no domínio da grade G2.

Palavras-chave: Precipitação. Simulação. Nordeste Brasileiro. La niña. El Niño.

ABSTRACT

A study of ratings generated by the model simulated precipitation RegCM4, using the parameterization GFC and MIT to reproduce the seasonal distribution of rainfall observed during summer / autumn of 1982 / 1983 (dry year) and 1988/1989 (rainy year) on the Northeast Brazil (NEB) using 30 km spatial resolution. Were used in this work 24 rounds corresponding to the seasonal rainfall in summer and autumn of the year, dry summer and rainy autumn of the year, with 12 rounds was used in the convective parameterization GFC related to the G1, G2 and G3 for two years (La Niña and El Niño) and 12 rounds using the convective parameterization MIT, related to the G1, G2 and G3. In general these results indicate that simulations using the parameterization of RegCM4 GFC and MIT showed a systematic error of underestimation of precipitation in almost all regions of Northeastern Brazil. Since the simulation was that more was seen approaching the MIT, the field of grid G2.

Keywords: Simulation Precipitation. Brazil Northeast. La Niña. El Niño.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Estrutura computacional do RegCM3.....	24
Figura 2. Ilustração do Cluster RPCH – UFPA com 48 processadores.....	25
Figura 3. Domínios geográficos usados nas simulações do modelo regional. G1, G2 e G3 representam as grades do Pacífico+América do Sul+Atlântico+África, América do Sul+Atlântico, e NEB, respectivamente. As cores representam a topografia(m).....	26
Figura 4. Cortes verticais (longitude x altura) da circulação zonal associada à célula de Walker média entre 7.5°S-2.5°N (mapa superior) e anomalias de TSM (mapa inferior) sobre o Pacífico e Atlântico durante DJF 1982/83 e MAM 1983.....	28
Figura 5. Cortes verticais (latitude x altura) da circulação meridional associada à célula de Hadley média entre 60°W-45°W (mapa superior) e anomalias de ROL (mapa inferior) sobre a América do Sul e Atlântico durante DJF 1982/83 e MAM 1983.....	30
Figura 6. Padrões de vento horizontal em 200 hPa (mapa superior) e em 850 hPa (mapa inferior) durante DJF 1982/83 e MAM 1983.....	31
Figura 7. Anomalias de precipitação do CPC observada durante DJF 1982/83 e MAM 1983.....	32
Figura 8. Cortes verticais (longitude x altura) da circulação zonal associada à célula de Walker média entre 7.5°S-2.5°N (mapa superior) e anomalias de TSM (mapa inferior) sobre o Pacífico e Atlântico durante DJF 1982/83 e MAM 1983.....	33

Figura 9. Cortes verticais (latitude x altura) da circulação meridional associada à célula de Hadley média entre 60°W-45°W (mapa superior) e anomalias de ROL (mapa inferior) sobre a América do Sul e Atlântico durante DJF 1988/89 e MAM 1989.....35

Figura 10. Padrões de vento horizontal em 200 hPa (mapa superior) e em 850 hPa (mapa inferior) durante DJF 1988/89 e MAM 1989.....36

Figura 11. Anomalias de precipitação do CPC observada durante DJF 1988/89 e MAM 1989.....37

Figura 12. Padrões (distribuição espacial e intensidade) da precipitação (mm/dia) sazonal **observada** em DJF e MAM correspondentes a climatologia 1979-2008 (mapa superior), 1982/83 (mapa intermediário) e 1988/89 (mapa inferior).....39

Figura 13. Padrões (distribuição espacial e intensidade) da precipitação (mm/dia) sazonal **simulada** em DJF 1982/83 e MAM 1983 correspondentes as grades G1 (mapa superior), G2 (mapa intermediário) e G3 (mapa inferior), usando o esquema convectivo GFC.....41

Figura 14. Idem a Figura 13, porém para o esquema convectivo MIT.....43

Figura 15. Padrões (distribuição espacial e intensidade) da precipitação (mm/dia) sazonal **simulada** em DJF 1988/89 e MAM 1989 correspondentes as grades G1 (mapa superior), G2 (mapa intermediário) e G3 (mapa inferior), usando o esquema convectivo GFC.....45

Figura 16. Idem a Figura 15, porém para o esquema convectivo MIT.....47

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
ANA	Agência Nacional das águas
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
ATN	Atlântico Tropical Norte
ATS	Atlântico Tropical Sul
BATS	Biosphere –Atmosphere Transfer Scheme
CCM	Community Climate Model
CMAP	Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation
CN	Cavado do Nordeste
CPC	Climate Prediction Center
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climático
DJF	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
GFC	Grell Fritsch Chapell
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
ICTP	International Centre for Theoretical Physics
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
MAM	Março, Abril e Maio
MCG	Modelos de Circulação Geral
MIT	Massachussets Institute of Technology
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NEB	Nordeste Brasileiro
OBS	Observado
PCD	Plataforma de Coleta de Dados
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
PRP	Precipitação
RegCM	Rede Estadual de Previsão Climática e Hidrometeorológica do Pará
RPCH	Rede Estadual de Previsão Climática e Hidrometeorológica do Pará

SUBEX	Subgrid Explicit Moisture Scheme
TSM	Temperatura Superficial do Mar
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	15
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	17
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	20
3.1	DADOS OBSERVADOS.....	20
3.1.1	Dados.....	20
3.2	METODOLOGIA.....	20
3.2.1	Modelo climático regional(RegCM4).....	20
3.2.2	Esquema de parametrização convectiva(MIT).....	20
3.2.3	Esquema de parametrização convectiva(Greel).....	21
3.3	CONFIGURAÇÃO DAS RODADAS DO MODELO.....	22
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	26
4.1	CONDIÇÕES CLIMÁTICAS DE GRANDE ESCALA.....	26
4.1.1	Condições climáticas observadas em 1982/83.....	26
4.1.2	Condições climáticas observadas em 1988/89.....	32
4.2	COMPARAÇÕES DE PRECIPITAÇÃO OBSERVADA E SIMULADA.....	36
5	CONCLUSÕES.....	48
	REFERÊNCIAS.....	49

1 INTRODUÇÃO

Uma das regiões que de tempos em tempos sofre o impacto da atuação de uma anomalia climática é o Nordeste brasileiro (NEB). Este impacto tem enormes reflexos na economia, estendendo-se de forma dramática a população da região.

O clima é considerado anômalo na região tropical e tem levado a muitas pesquisas e análises, inclusive na utilização de modelos climáticos, das interligações entre a precipitação (PRP) pluvial no Nordeste Brasileiro e os fenômenos observados no Oceano Atlântico Tropical e Oceano Pacífico.

Um dos trabalhos pioneiros, nesta linha de pesquisa, foi o de Walker (1928). Ele sugeriu uma relação entre a precipitação no NEB e os fenômenos que ocorrem em regiões longínquas (Honolulu, Santiago, Cabo, Rodésia e Santa Helena), hoje conhecida como ENOS - Oscilação Sul e El Niño.

Sendo assim, o desenvolvimento da modelagem climática tem importância fundamental nos estudos das causas da variabilidade climática regional, bem como na tentativa de gerar previsões de clima e, assim, fornecer subsídios para se evitar os prejuízos sociais, econômicos e ambientais decorrentes das variações climáticas sazonais.

O objetivo deste trabalho é comparar os dados de precipitação observada e simulada sobre o Nordeste Brasileiro, em dois anos de contrastes climáticos, caracterizados como chuvosos e secos (La Niña e El Niño) para as três diferentes grades do modelo climático regional (RegCM4) especificamente para a precipitação sazonal (verão e outono austral) do Nordeste Brasileiro.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O Nordeste do Brasil (NEB), climatologicamente apresenta o seu período chuvoso centrado no quadrimestre de fevereiro a maio (ALVES; REPELLI, 1993). A ocorrência de chuvas durante a chamada pré-estação, período que compreende os meses de novembro a janeiro, é fundamental para amenizar os problemas de estiagem decorrentes do reduzido índice pluviométrico entre os meses de junho a outubro nesta região. Em média neste setor do NEB, 80% do total anual de precipitação se concentram nos seis primeiros meses do ano, enquanto os 20% do tempo restante se distribuem ao longo dos últimos seis meses.

O monitoramento do regime pluviométrico dessa região tem mostrado que a falta de recursos hídricos acentua os problemas sócio-econômicos, em particular, no final de anos com totais pluviométricos em torno ou abaixo da média sobre essa região.

O Nordeste Brasileiro é conhecido por apresentar, em alguns anos secas severas e em outros chuvas excessivas, que têm sido relacionado aos padrões anômalos de grande escala da circulação atmosférica global associados ao fenômeno El-Niño-Oscilação Sul (ENOS). A componente oceânica do ENOS caracteriza-se pela ocorrência de temperatura da superfície do mar (TSM) no Pacífico equatorial central e leste anormalmente positivas (El Niño) em uma fase e negativas (La Niña) na fase oposta

Como já foi dito anteriormente as secas severas do NEB, têm sido relacionadas à ocorrência de El Niño, esta hipótese é baseada no fato de que para alguns anos de El Niño (fortes ou moderados), notavelmente 1877-1878, 1891, 1900, 1907, 1932, 1941, 1958, 1983, algumas cidades no NEB sofreram secas severas. Sob condições de El Niño, a circulação de Walker é deslocada para leste, tal que seu ramo ascendente localiza-se sobre o Oceano Pacífico central e leste onde a convecção é intensificada, e seu ramo descendente localiza-se sobre o NEB e Atlântico Tropical Adjacente, onde a convecção é inibida (KOUSKY; ROPELEWSKI, 1989). Entretanto a relação entre o El Niño e as secas no NEB não é unívoca (KANE; SOUZA, 1988; KANE, 1992, 1997). Kane (1997) mostrou que dos 46 El Niño (fortes e moderados) do período de 1849-1992, somente 21 (45%) estiveram associados a secas severas no NEB.

Observacionalmente nota-se que as chuvas sobre o setor norte do Nordeste Brasileiro durante o seu quadrimestre mais chuvoso (fevereiro a maio) são mais intensas que o normal, quando ocorre resfriamento nas águas do Oceano Pacífico Equatorial, sendo que em alguns casos dependendo também da configuração de vários parâmetros (como ventos e pressão junto a superfície oceânica e a própria Temperatura da Superfície do Mar (TSM) chama-se este resfriamento de fenômeno Anti - El Nino ou La Ninã.

O padrão de dipolo, modo de variabilidade oceano-atmosfera de grande escala mais importante da variabilidade climática interanual sobre a bacia do Oceano Atlântico Tropical durante o outono austral (NOBRE ; SHUKLA, 1996), caracteriza-se pela manifestação de um padrão de anomalias de TSM , configurando-se espacialmente com sinais opostos sobre as bacias norte e sul do Atlântico. Esse padrão inverso de anomalias de TSM gera, conseqüentemente, a presença de um gradiente térmico meridional e inter hemisférico nos baixos níveis do Atlântico Equatorial que, agindo em conjunto com os padrões anômalos de pressão ao nível médio do mar (PNMM) e vento horizontal, desempenham influências diretas na manutenção, posicionamento e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que se constitui no principal fenômeno indutor de chuvas na região do Nordeste Brasileiro, quando da sua migração em direção ao Hemisfério Sul (HS) no final do verão e outono austral (HASTENRALH,1978).

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.

Os Modelos de Circulação Geral (MCG) da atmosfera que possuem domínio global apresentam muitas limitações para previsão climática devido a baixa resolução que normalmente são executados (p.ex., MENÉNDEZ; SAULO, 2001; MISRA; DIRMEYER; KIRTMAN, 2001; NICOLINI. 2002; QIAN; SETH; ZEBIAK. 2003; entre outros). Apesar dos sistemas de grande escala, responsáveis por

grande parte da variabilidade da precipitação e temperatura, serem bem resolvidos pelos GCMs os processos de sub-grade forçados por topografia, cobertura da superfície e curvatura da costa dos continentes, que produzem padrões climáticos regionais, não são capturados por estes (NICOLINI op.cit.). Atualmente os MCGs são executados com resolução de algumas centenas de quilômetros, a qual embora seja adequada para vários propósitos ela não é suficiente para fornecer informações climáticas locais que são de grande interesse para as atividades humanas como a agricultura e gerenciamento de bacias hidrográficas.

Para obter uma representação climática mais detalhada são usados métodos dinâmicos e estatísticos, para aumentar a resolução do comportamento do clima em escala regional. Neste trabalho, utiliza-se o modelo climático regional denominado de *Regional Climate Model version 4* – RegCM4, desenvolvido e aprimorado pelo *International Centre for Theoretical Physics* (ICTP). O RegCM4 é a quarta geração de um modelo climático regional originalmente desenvolvido no NCAR (DICKINSON, 1989; GIORGI, 1990) – o RegCM1, o qual foi sistematicamente aprimorado por Giorgi et al. (1993a, 1993b) – o RegCM2 (GIORGI; MEAMS, 1999) – o RegCM2.5. Os modelos regionais são capazes de capturar os efeitos da escala local, como vales, rios, montanhas e etc. A idéia de que modelos de área limitada poderiam ser utilizados para estudos climáticos regionais é baseado no conceito de *downscaling*, que consiste em rodar um modelo regional aninhado a um modelo global, ou seja, as saídas do MCG fornecem as condições de contorno lateral (que contém os padrões de circulação atmosférica de grande escala) e o modelo regional tenta reproduzir os padrões de circulação de escala local.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 DADOS OBSERVADOS

3.1.1 Dados

Para a região da Amazônia, foram usados os dados de precipitação do *Climate Prediction Center* (CPC) pertencente ao *National Centers for Environmental Predictions* (NCEP). O CPC disponibiliza a base de dados de precipitação diária para o Brasil, a qual é gerada através da interpolação espacial dos dados observados das estações meteorológicas de superfície e PCD's, reportada na codificação SYNOP das 1200UTC. Essas estações são derivadas da rede observacional do INMET, CPTEC, ANEEL, ANA e diversos centros estaduais de meteorologia. Na geração desta base de dados utiliza-se um controle de qualidade e métodos de interpolação espacial descritos detalhadamente em Silva et al. (2005).

Utilizam-se também os dados de TSM semanal (REYNOLDS, 2002) e as variáveis meteorológicas: componentes zonal e meridional do vento, velocidade vertical, temperatura do ar, altura geopotencial, umidade relativa e pressão ao nível médio do mar do conjunto de reanálise NCEP/NCAR (KALNAY, 1996).

3.2 METODOLOGIA

3.2.1- Modelo climático regional (RegCM4)

O 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.

Para resolver os processos de interação da superfície, tipo de solo e vegetação com a atmosfera, o RegCM3 utiliza o esquema de superfície *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* versão 1e (BATS1e) (DICKINSON; HENDERSON-SELLERS; KENNEDY, 1993). O BATS é um pacote de superfície destinado para descrever o tipo de vegetação, a interatividade da umidade do solo e as trocas

superfície-atmosfera de momento, energia e vapor d'água. No lançamento do RegCM4m modificações adicionais foram feitas a fim de explicar a variabilidade da topografia e cobertura da terra usando um enfoque de tipo mosaico (GIORGI., 2003), esta modificação adota uma escala se superfície regular sub grid para cada modelo de grade de célula original. Esta parametrização mostrou uma melhoria da representação do ciclo hidrológico de superfícies em regiões montanhosas (GIORGI, 2003),

O RegCM3 e o RegCM4 utilizam o esquema de transferência de radiação do NCAR *Community Climate Model 3* qual é descrito por Kiehl et al. (1996). Resumidamente, dos componentes da energia solar, é considerado para o efeito do O₃, H₂O, CO₂, e O₂, segue a aproximação de δ-Eddington, em que a radiação da nuvem dependia de três parametrizações: a cobertura da nuvem fracionaria, conteúdo de água líquida da nuvem e o efeito do raio da gotícula da nuvem. O espalhamento e absorção das nuvens seguem as parametrizações de Slingo (1989). O esquema do CCM3 mantém a mesma estrutura como a do CCM2, mas incluindo novos recursos, tais como o efeito adicional dos gases do efeito estufa (NO₂, CH₄, CFCs), aerossóis atmosféricos e gelo das nuvens.

3.2.2 Esquema de Precipitação Convectiva (MIT)

O MIT-Emanuel, é uma parametrização de convecção de cumulus recente para o modelo RegCM4. Este esquema considera que a mistura nas nuvens é altamente episódica e não homogênea, cujos fluxos convectivos são baseados em um modelo de correntes ascendentes 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 autoconversão de água de nuvem em água de chuva. No RegCM4, ele inclui uma formulação de autoconversão da água em nuvem cumulus, e os processos de formação de gelo são contabilizados, porque permite a conversão automática do teor de água limite para ser dependente da temperatura.

3.2.3 Esquema de parametrização convectiva Grell (GFC)

Utiliza-se o esquema Grell (GFC) para o RegCM4, semelhante ao esquema Grell do modelo RegCM3 (GRELL, 1993) para simular (parametrizar) os processos de convecção e precipitação em escala regional. Este esquema considera dois estados de circulação da nuvem: o movimento ascendente e o movimento descendente. A mistura indireta ocorre entre a nuvem e o meio ambiente, exceto no topo e na base da circulação. O fluxo de massa é constante com a altura e o arrasto ocorre junto a borda das nuvens. Os níveis originários do movimento ascendente e descendente são dados pelos níveis de energia estática úmida máxima e mínima respectivamente. O esquema Grell é ativado quando uma parcela se eleva atingindo a convecção úmida. A condensação na corrente ascendente é calculada pelo levantamento de uma parcela saturada. O fluxo de massa da corrente descendente (m_o) depende do fluxo de massa da corrente ascendente (m_b) de acordo com a seguinte relação:

$$M_o = \frac{\beta I_1}{I_2} m_b$$

Onde I_1 é a condensação da corrente ascendente normalizada, I_2 é a evaporação da corrente descendente normalizada, e β é a fração da condensação da corrente ascendente que re-evaporou na corrente descendente. β depende do cisalhamento do vento tipicamente variando entre 0.3 e 0.5.

A precipitação é dada por:

$$P^C = I_1 m_b (1 - \beta)$$

O aquecimento e umedecimento no esquema Grell são determinados pelo fluxo de massa e arrasto no topo e base da nuvem. O efeito do resfriamento da corrente descendente é incluído. Devido a simplificação do esquema Grell, diversas hipóteses de fechamento podem ser adotados. Assume-se que as

nuvens convectivas estabilizem o ambiente tão rápido quanto as não convectivas, tal que:

$$mb = \frac{ABE'' - ABE}{NA \Delta t}$$

Onde ABE é a energia flutuante disponível para a convecção, ABE'' é o valor de energia flutuante disponível para convecção gerada por alguns processos não convectivos durante um intervalo de tempo Δt e NA é a taxa de variação do ABE . A diferença $ABE'' - ABE$ pode ser considerada como a taxa de desestabilidade ao longo do tempo Δt . ABE'' é calculado a partir dos campo de corrente mais tendências futuras resultante da advecção de calor e umidade e o ajuste da adiabática seca. Na versão do RegCM3, usa-se uma estabilidade baseada na hipótese de fechamento do tipo Fritsch-Chappell, que é comumente implementada em modelos globais e regionais. Este fechamento relaciona o fluxo convectivo com o grau de instabilidade na atmosfera, tal que a convecção ocorre numa escala de tempo determinado como a seguir:

$$mb = \frac{ABE'' - ABE}{NA \tau} \square$$

Onde τ é a escala de tempo de remoção.

3.3 CONFIGURAÇÃO DAS RODADAS DO MODELO

A Figura 1 ilustra o sistema de modelagem do RegCM3 instalado no Laboratório RPCH da Faculdade de Meteorologia – UFPA. A etapa de pré-processamento se inicia no Terrain, onde é feita a escolha do domínio (número de pontos em x, y, z), resolução espacial (em km), projeção (mercator, etc), dados de entrada das condições de contorno inferior (TSM semanal, etc) e lateral (reanálise NNRP1, etc), tempo de integração, etc. Após a definição do Terrain, é processado o ICBC, no qual são gerados os arquivos da condição de contorno inferior e lateral para o domínio escolhido. Em seguida, tem-se a etapa do Modelo, onde é realizada a rodada computacional que gera vários arquivos, os quais são posteriormente pós-processados.

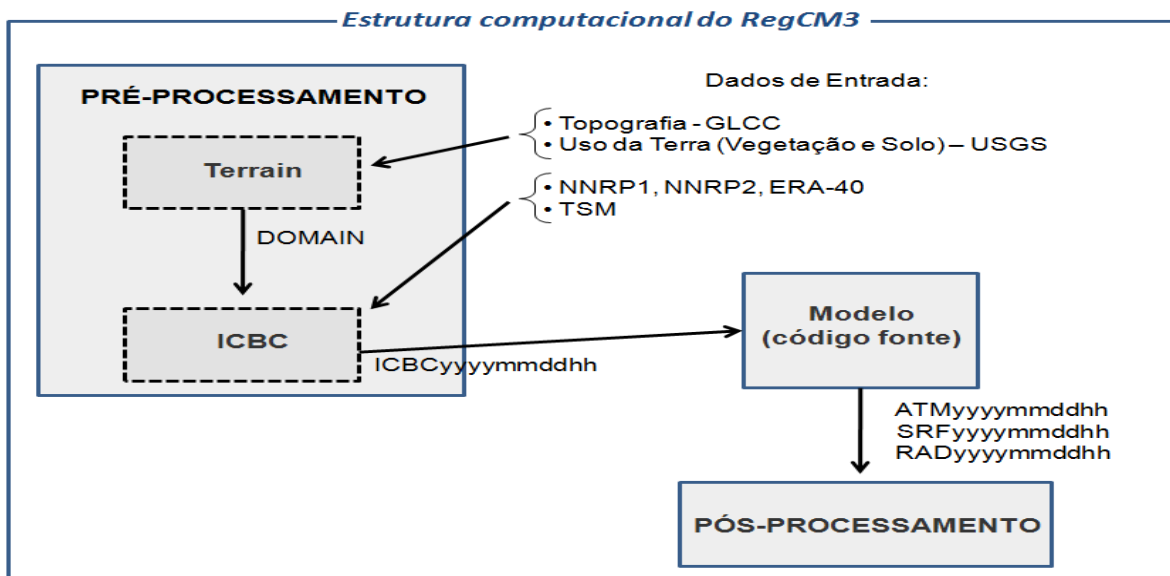


Figura 1. Estrutura computacional do RegCM3.

Na UFPA, a nova versão do modelo o modelo RegCM usa o estado-da-arte em modelagem numérica com processamento computacional em paralelo usando o compilador FORTRAN da intel e o paralelizador MPI que funciona em ambiente Linux OpenSUSE 10.0. Essa estrutura encontra-se instalada num Cluster de Workstation que totaliza 48 processadores, sendo a máquina principal (máster) uma máquina HP com dois processadores Intel Xeon Quad Core com 8GB de memória e HD com 2.5 TB (disco rígido) e os outros cinco nodos são máquinas HP cada uma contendo dois processadores Intel Xeon Quad Core com 6 GB de memória e 1TB de HD. A Figura 2 ilustra o Cluster RPCH.



Figura 2. Ilustração do Cluster RPCH – UFPA com 48 processadores.

As rodadas foram realizadas usando a reanálise NCEP/NCAR (NNRP1) como condição de contorno lateral. Analisaram as saídas dos meses dez, jan e fev 1982/83, mar, abr e mai de 1983 e dez, jan e fev de 1988/89 a mar, abr e mai de 1989. Portanto, as rodadas iniciaram no dia 15 de Novembro e finalizaram em 31 de Maio do ano seguinte, ou seja, o tempo de integração é de 7 meses, sendo que o primeiro mês (novembro) é considerado o spin-up do modelo e é descartado. Todas as simulações foram geradas com resolução horizontal de 50 Km, centrado em 2°S/49°W com 18 níveis na vertical (sendo 7 níveis abaixo de 800 hPa) e usando projeção mercator normal.

Para este trabalho foram utilizadas três grades G1, G2 e G3. O domínio geográfico da grade G1 abrange o NEB, o domínio geográfico G2 abrange as áreas do Oceano Atlântico + a América do Sul e o domínio do G3 envolve as áreas do Oceano Pacífico + América do Sul + Oceano Atlântico + África. A Figura 3 mostra os domínios das simulações realizadas, sendo que a grade G1 representa 48 x 48 pontos nas direções x (longitude) e y (latitude), a grade G2

representa 96 x 96 pontos nas direções x (longitude) e y (latitude) e a grade G3 com 192 x 104 pontos nas direções x (longitude) e y (latitude).

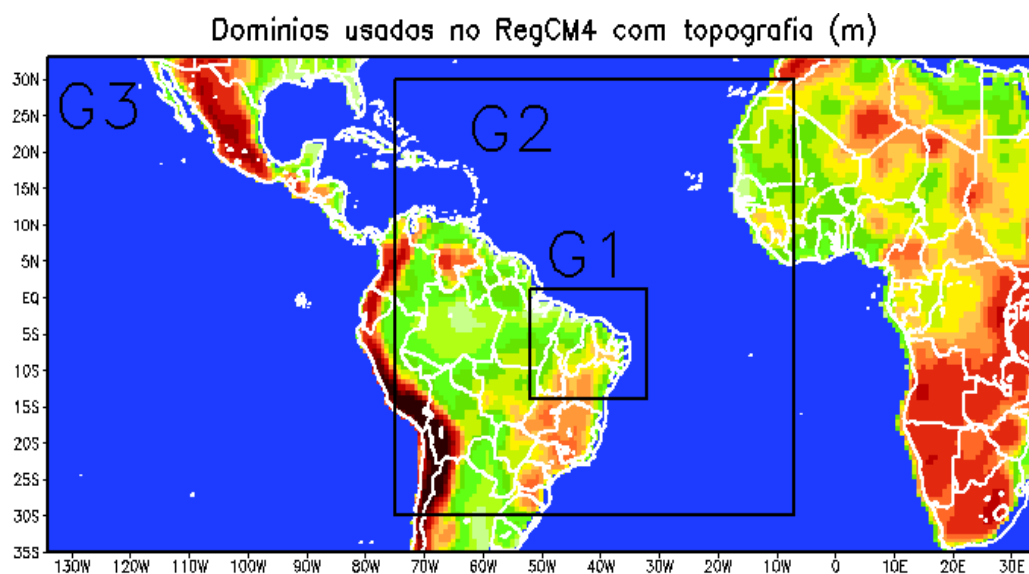


Figura 3. Domínios geográficos usados nas simulações do modelo regional. G1, G2 e G3 representam as grades do Pacífico+América do Sul+Atlântico+África, América do Sul+Atlântico, e NEB, respectivamente. As cores representam a topografia (m).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 CONDIÇÕES CLIMÁTICAS DE GRANDE ESCALA

4.1.1 Condições climáticas observadas em 1982/83:

A Figura 4 mostra as anomalias de TSM observada sobre as bacias dos Oceanos Pacífico e Atlântico e os padrões da circulação atmosférica zonal associada à célula de Walker, durante os períodos sazonais do verão (DJF 1982/83) e outono (MAM 1983).

Nota-se claramente a presença de anomalias positivas de TSM (indicando a ocorrência de águas oceânicas mais quentes do que o normal) cobrindo a maior parte do Pacífico tropical (Figura 4, mapas inferiores). Essa configuração denota a ocorrência do episódio El Niño de intensidade forte (anomalias alcançam magnitudes acima de 2°C) atuando em DJF e MAM de 1982/83. Na bacia do Oceano Atlântico, verifica-se anomalias negativas no setor equatorial e na parte norte da bacia durante DJF. Já em MAM, configura-se um padrão invertido de anomalias positivas na bacia norte e anomalias negativas na bacia sul do Oceano Atlântico. Essa configuração indica a atuação da fase do Dipolo positiva, ou Gradiente térmico apontando para a bacia norte do Atlântico (Figura 4, mapas inferiores). Portanto, os períodos do verão e outono de 1982/83 foram marcados pela manifestação do El Niño no Pacífico e do Dipolo positivo no Atlântico, os quais são mecanismos desfavoráveis à ocorrência de chuvas no nordeste brasileiro.

Na Figura 4 nota-se o ramo ascendente (vetores com direção para cima) da célula de Walker ocorrendo sobre o Pacífico, coincidente com a região de aquecimento anômalo do El Niño, durante DJF e MAM. Um ramo descendente (vetores com direção para baixo) compensatório é observado sobre o oeste do nordeste brasileiro e Atlântico equatorial, principalmente em DJF (Figura 2, mapas superiores).

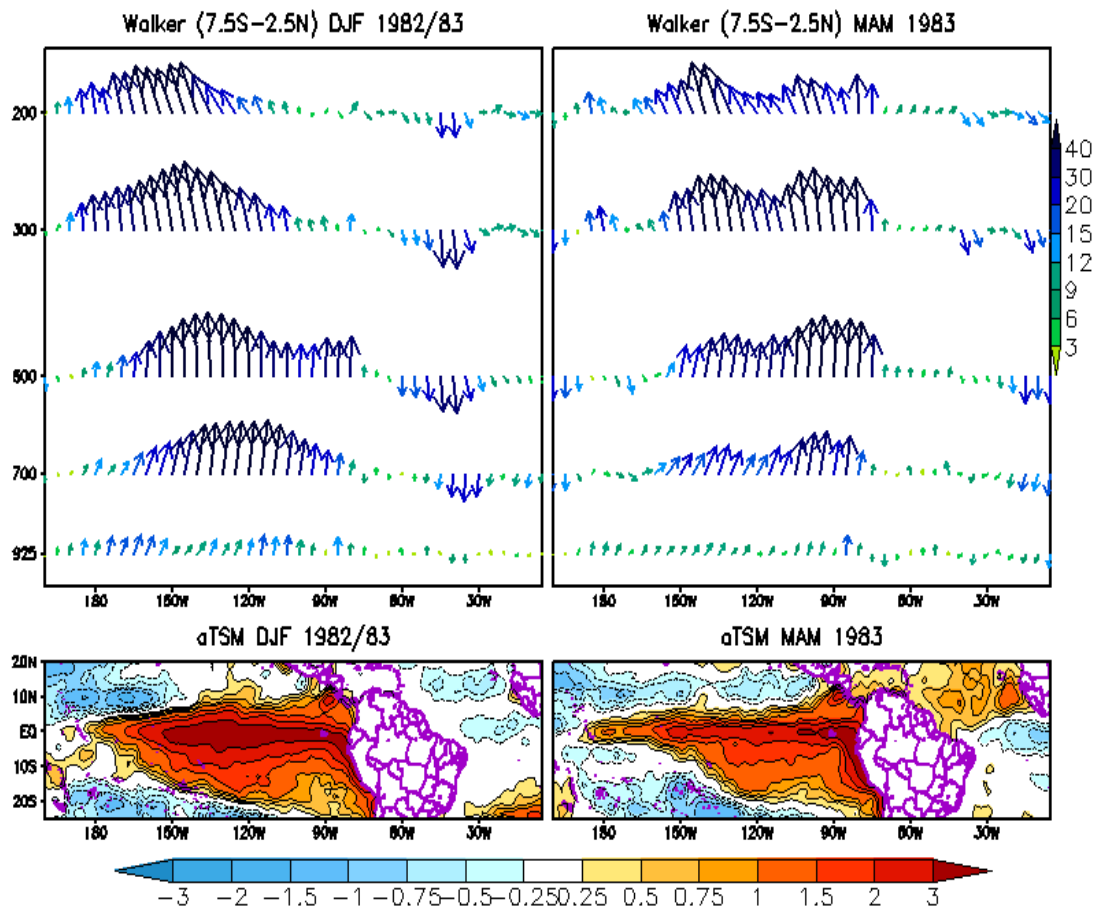


Figura 4. Cortes verticais (longitude x altura) da circulação zonal associada à célula de Walker média entre 7.5°S-2.5°N (mapa superior) e anomalias de TSM (mapa inferior) sobre o Pacífico e Atlântico durante DJF 1982/83 e MAM 1983.

A figura 5 mostra as anomalias de ROL, observada sobre a América do Sul e Oceano Atlântico e os padrões de circulação atmosférica meridional associada à célula de Hadley, durante os períodos sazonais de verão (DJF 1982/83) e outono (MAM 1983).

Na bacia do Oceano Atlântico, verifica-se anomalias negativas de ROL sobre o sul da Bahia e parte da região Sudeste do Brasil, e acima dos outros estados do nordeste, verifica-se anomalias positivas de ROL, sendo relacionada a ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), na qual reafirma-se que em anos secos, o posicionamento dela apresenta-se mais ao norte e mais intensa; Já em regiões mais próximas ao NEB, a anomalia de ROL é positiva em MAM, o que significa uma posição mais ao Sul da ZCIT, esse padrão se mantém mais no setor equatorial do Oceano Atlântico, englobando todos os estados do NEB, com

exceção da porção centro/sul da Bahia, o que está relacionado com a fase do dipolo positivo e que propicia assim um cenário desfavorável à ocorrência de precipitação no Nordeste Brasileiro.

A Célula de Hadley resulta da diferença de aquecimento entre os trópicos e as latitudes médias, ocasionando a formação de uma circulação meridional com movimento ascendente de ar sobre as áreas equatoriais e proximidades, e movimento descendente sobre as latitudes subtropicais de ambos os hemisférios, em torno de 30° (SOUZA ; AMBRIZZI, 2002). A Célula de Hadley no Oceano Atlântico está associada diretamente ao modo meridional de TSM chamado de dipolo de TSM. Esse modo caracteriza-se por um forte gradiente de TSM entre o Oceano Atlântico Tropical Norte (ATN) e o Oceano Atlântico Tropical Sul (ATS). Associado a esse gradiente meridional de TSM, há a formação de uma célula meridional atmosférica em que o ar ascende sobre a região da anomalia de TSM positiva, e descende sobre a região com anomalia de TSM negativa (WANG, 2002a, b). Analisamos na figura 5, a circulação associada a esta célula, foi observado um forte ramo de ar descendente (vetores com direção para baixo) centrado na região equatorial atingindo os estados do Maranhão, Ceará, Piauí, Rio grande do Norte e Paraíba (Figura 5, mapas superiores) e um ramo de ar ascendente sobre os demais estados nordestinos no período de verão DJF. No outono austral (MAM) nota-se um ramo de ar ascendente entre a faixa do Equador a aproximadamente 20° S, o que abrange todo o NEB, o que coincide com a região de anomalias de ROL positivas associados com a região da ZCIT.

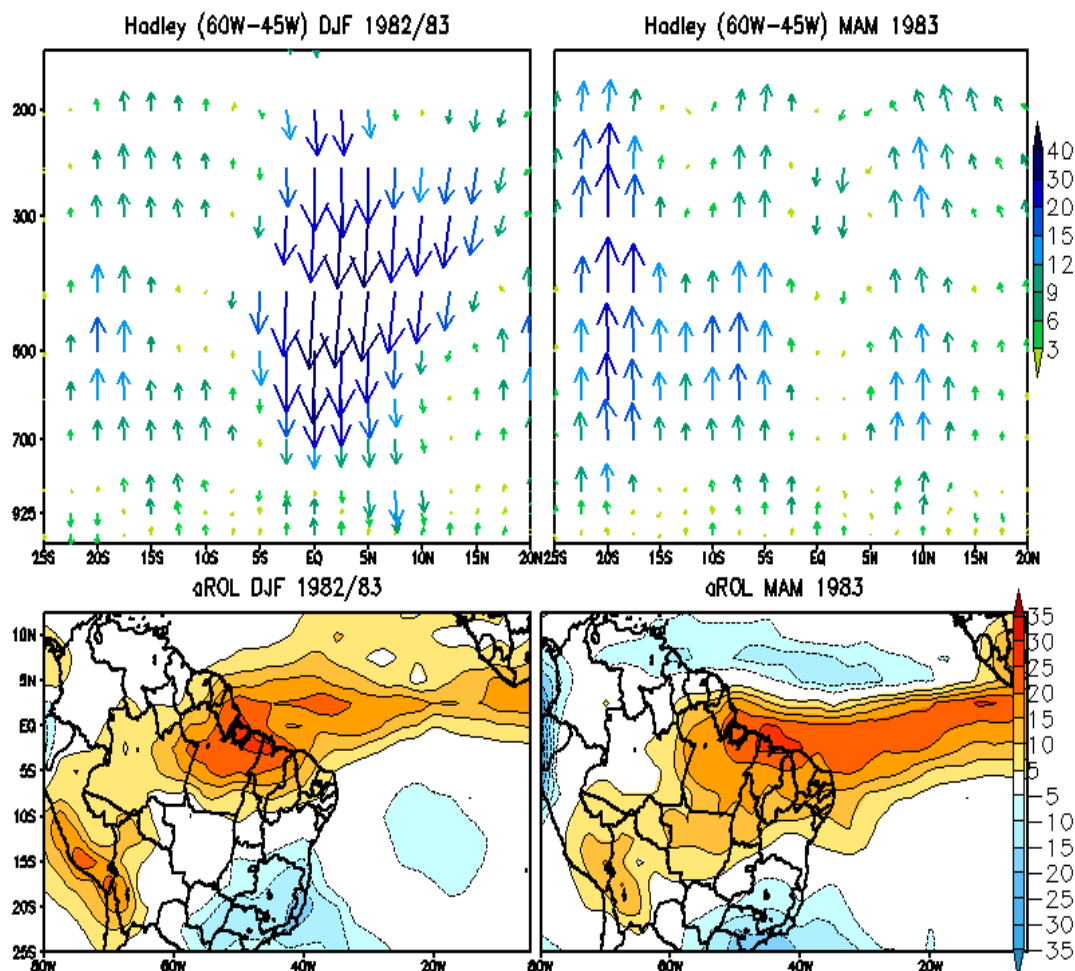


Figura 5. Cortes verticais (latitude x altura) da circulação meridional associada à célula de Hadley média entre 60°W-45°W (mapa superior) e anomalias de ROL (mapa inferior) sobre a América do Sul e Atlântico durante DJF 1982/83 e MAM 1983.

A Figura 6 mostra os padrões dinâmicos da circulação atmosférica em baixos níveis (850 hPa) e em altos níveis (200 hPa) para os períodos sazonais de DJF e MAM (1982/83).

No período de DJF nota-se a presença do Cavado do Nordeste (CN) (mapas superiores) estendendo-se para o norte do Pará. Na estação de outono (MAM) observamos a presença da Alta da Bolívia (AB) que surge em decorrência do forte aquecimento no altiplano boliviano (FIGUEROA; NOBRE, 1990; COELHO; DRUMOND; AMBRIZZI, 1999; SOUSA, 2003). que se revela pouco espaçada abrangendo o estado do Amazonas, o Peru e a Bolívia, com seu centro na divisa dessas três localidades.

No escoamento em baixos níveis (mapas inferiores) para os meses de DJF os ventos zonais são mais intensos, localizados entre 7°S e 10°N abrangendo os estados de Maranhão, Piauí, Rio Grande do Norte e Paraíba, nos outros estados do NEB ele mostra uma desintensificação. No outono austral (MAM), o padrão dos ventos sobre o oceano se mantém como no período anterior, com uma pequena diferença na intensidade e direção dos ventos, assim como em boa parte do território do nordeste brasileiro, permanece bem próximo ao que se observou na estação anterior, com sutis diferenças na direção e velocidade.

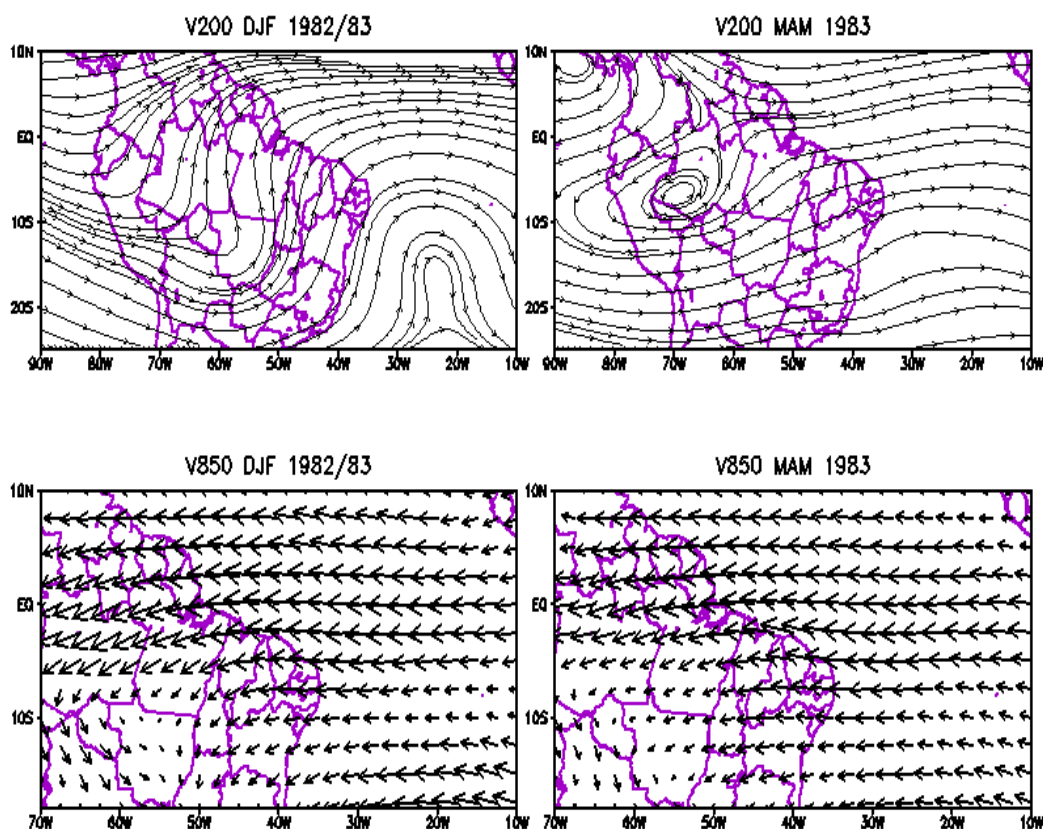


Figura 6. Padrões de vento horizontal em 200 hPa (mapa superior) e em 850 hPa (mapa inferior) durante DJF 1982/83 e MAM 1983.

Evidencia-se a partir da figura 7 que a distribuição espacial das anomalias de precipitação observada no verão 1982/83 permaneceram no padrão abaixo do normal com anomalias negativas de precipitação principalmente nos estados de Piauí, Maranhão e Ceará. Durante o outono austral, percebe-se um aumento espacial das anomalias negativas de precipitação em relação a estação anterior, principalmente na faixa noroeste/nordeste do Maranhão e norte do Ceará.

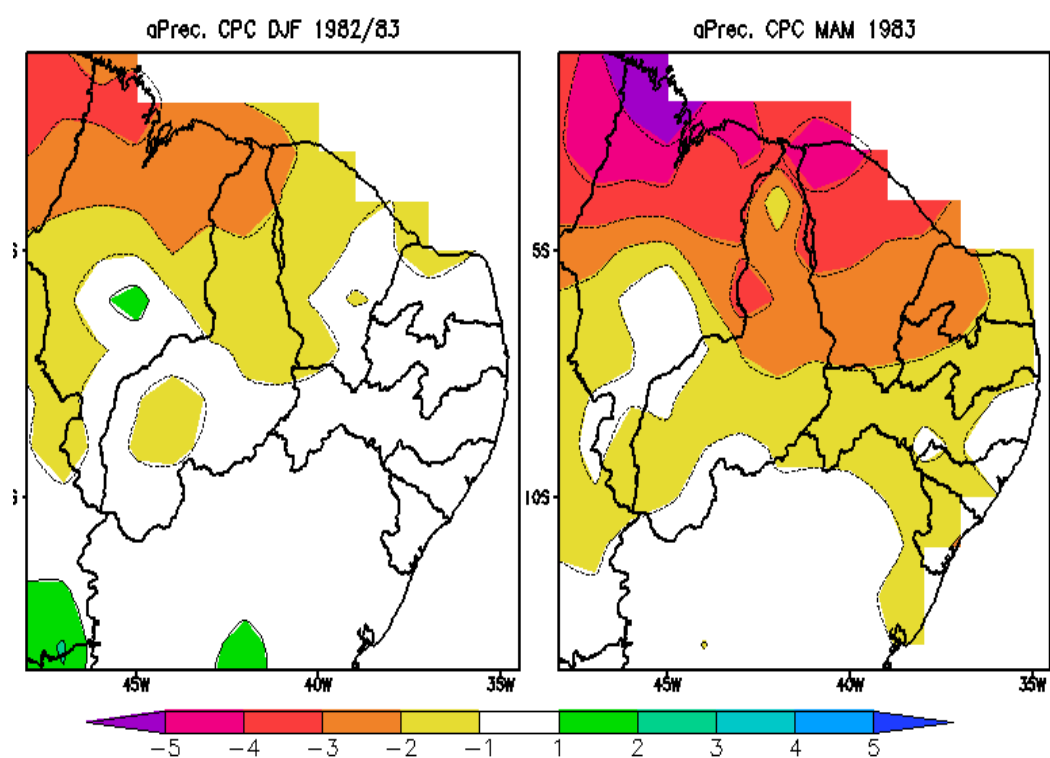


Figura 7. Anomalias de precipitação do CPC observada durante DJF 1982/83 e MAM 1983.

4.1.2 Condições climáticas observadas em 1988/89:

A Figura 8 nos mostra as anomalias de TSM observadas sobre as bacias dos Oceanos Pacífico e Atlântico e os padrões da circulação atmosférica zonal associada à célula de Walker, durante os períodos sazonais do verão (DJF 1988/89) e outono (MAM 1989).

Nota-se claramente a presença de anomalias negativas de TSM (indicando a ocorrência de águas oceânicas mais frias do que o normal) cobrindo a maior parte do Pacífico tropical (Figura 8, mapas inferiores). Essa configuração denota a ocorrência do episódio de La Niña de intensidade forte (anomalias alcançam magnitudes abaixo de -2°C) atuando em DJF e MAM de 1988/89. Na bacia do Oceano Atlântico, verifica-se, águas mais quentes no setor sul e águas mais frias no seu setor norte durante as estações de verão, com uma maior aproximação do NEB no outono. Essa configuração indica a atuação da fase do dipolo negativo ou Gradiente térmico apontando para a bacia sul do Atlântico (Figura 8, mapas inferiores). Portanto, os períodos do verão e outono de 1988/89 foram marcados pela manifestação do La Niña no Pacífico e Dipolo negativo no Atlântico, os quais são mecanismos favoráveis à ocorrência de chuvas no nordeste brasileiro.

Destaca-se ainda na figura 8, o ramo descendente (vetores com direção para baixo) da célula de Walker sobre a região da Indonésia, onde o acúmulo de águas mais quentes devido ao fortalecimento dos ventos alísios é maior durante DJF e MAM. Um ramo de ar ascendente (vetores com direção para cima) é observado próximo à costa leste da América do Sul, na região do nordeste brasileiro, obtendo assim um cenário favorável à ocorrência de chuva nessa região.

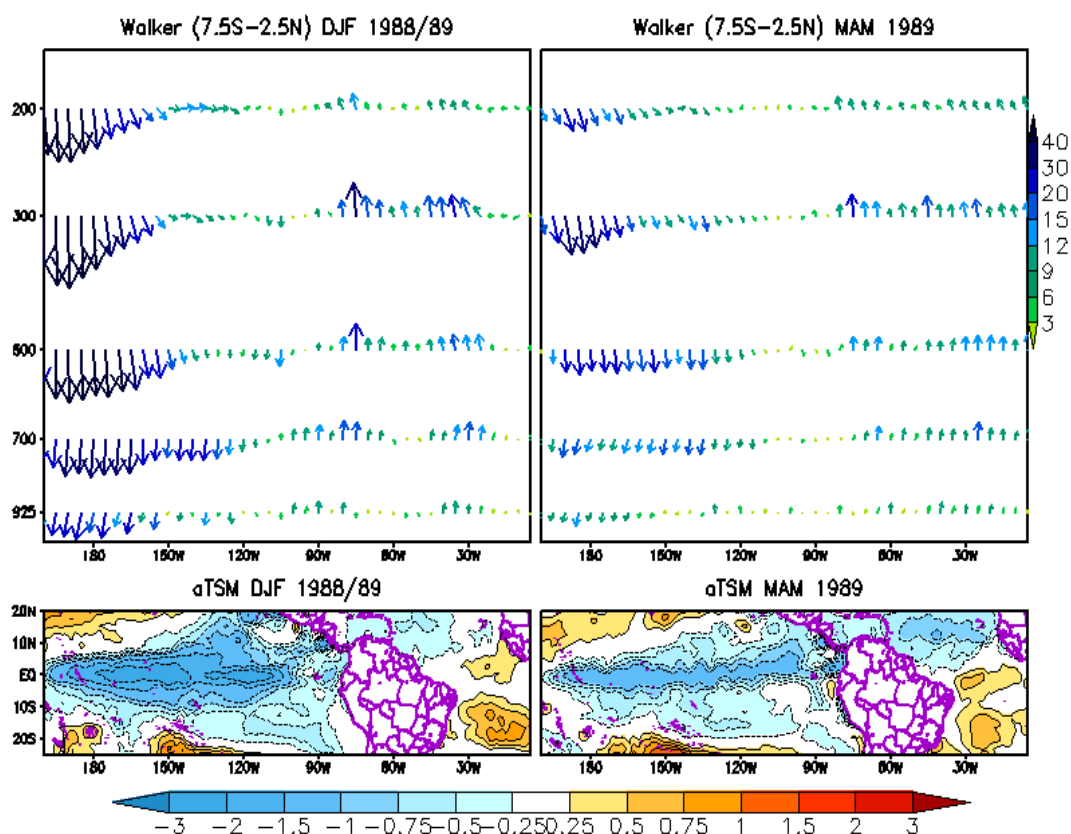


Figura 8. Cortes verticais (longitude x altura) da circulação zonal associada à célula de Walker média entre 7.5°S-2.5°N (mapa superior) e anomalias de TSM (mapa inferior) sobre o Pacífico e Atlântico durante DJF 1988/89 e MAM 1989.

A Figura 9 mostra as anomalias de ROL e os padrões da circulação atmosférica meridional associada à célula de Hadley, durante os períodos sazonais do verão (DJF 1988/89) e outono (MAM 1989).

Observa-se um ramo de ar ascendente (vetores com direção para cima) sobre a região equatorial e sobre a maioria dos estados do Nordeste durante o período de DJF. O ramo de ar ascendente se mantém sobre a região do NEB A nos meses de MAM, e nesta mesma figura observa-se um ramo de ar descendente (vetores com direção para baixo) sobre a América do Norte e outro sobre parte da região do Sul do Brasil.

Na bacia do Oceano Atlântico, verifica-se em DJF anomalias negativas de ROL sobre regiões próximas à Amazônia, estendendo-se para a América do Norte, associado ao efeito do posicionamento da ZCIT, e anomalias positivas de ROL sobre todo o estado da Bahia e sul do Piauí. Em MAM, configura-se um padrão de anomalias negativas de ROL, ainda relacionado com a ZCIT mais ao setor equatorial do Oceano Atlântico, e que está relacionado com o

posicionamento mais ao sul propiciando assim um cenário favorável à ocorrência de precipitação no Nordeste Brasileiro.

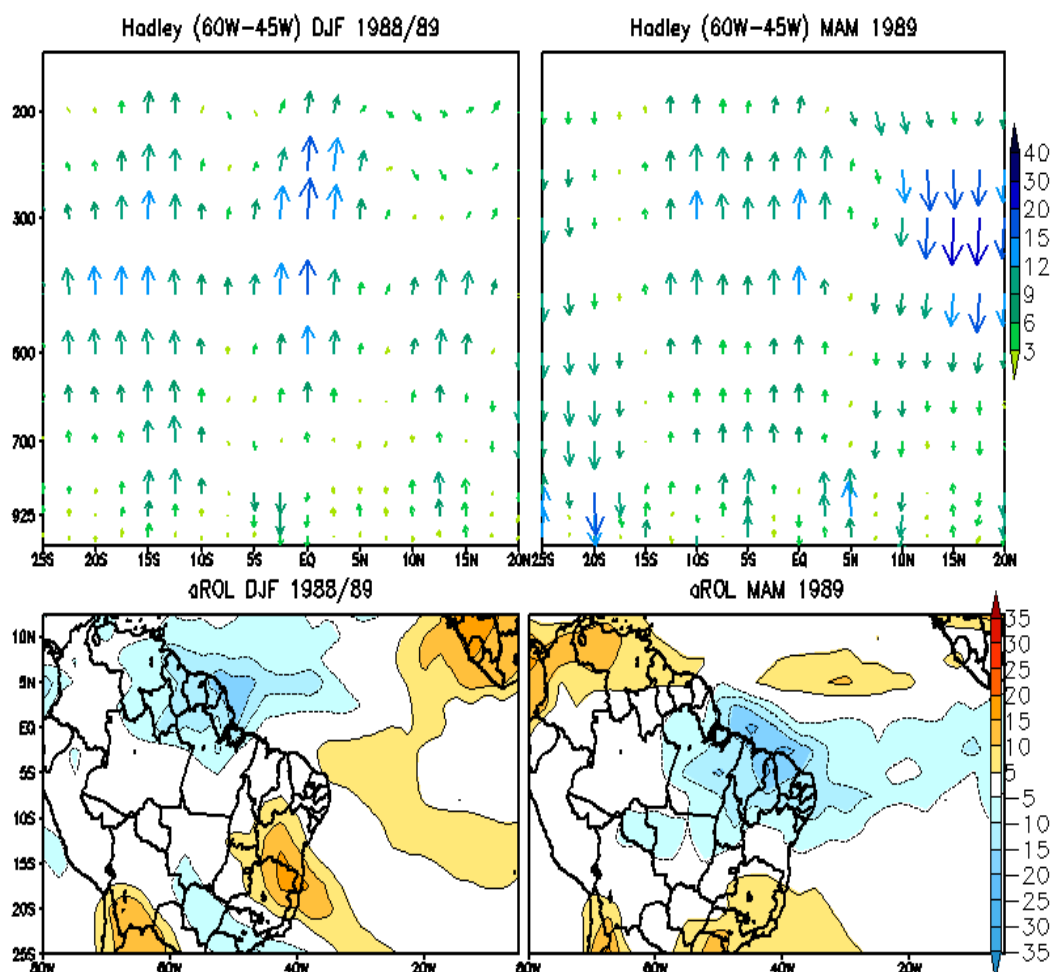


Figura 9. Cortes verticais (latitude x altura) da circulação meridional associada à célula de Hadley média entre 60°W-45°W (mapa superior) e anomalias de ROL (mapa inferior) sobre a América do Sul e Atlântico durante DJF 1988/89 e MAM 1989.

A Figura 10 mostra os padrões dinâmicos da circulação atmosférica em baixos níveis (850 hPa) e em altos níveis (200 hPa) para os períodos sazonais de DJF e MAM (1989/89).

O CN se faz presente no período de DJF (mapas superiores) estendendo-se para as regiões norte e nordeste do Brasil e a presença da AB bem configurada com seu centro perfeitamente sobre a Bolívia. Na estação de outono (MAM) a AB se desloca do centro da Bolívia para o estado do MT e uma e ainda no outono a figura nos mostra uma difluência sobre a região do nordeste brasileiro.

Os vento zonais se apresentam mais intensos no escoamento em baixos níveis (mapas inferiores) para os meses de DJF especificamente entre 10°N e 7°S abrangendo os estados de Maranhão, Piauí, Ceará, Paraíba e Pernambuco, nos

outros estados do NEB ele não se mostra tão intenso. No outono austral (MAM), o padrão dos ventos em boa parte do território do nordeste brasileiro diminui a sua intensidade e mantêm a direção.

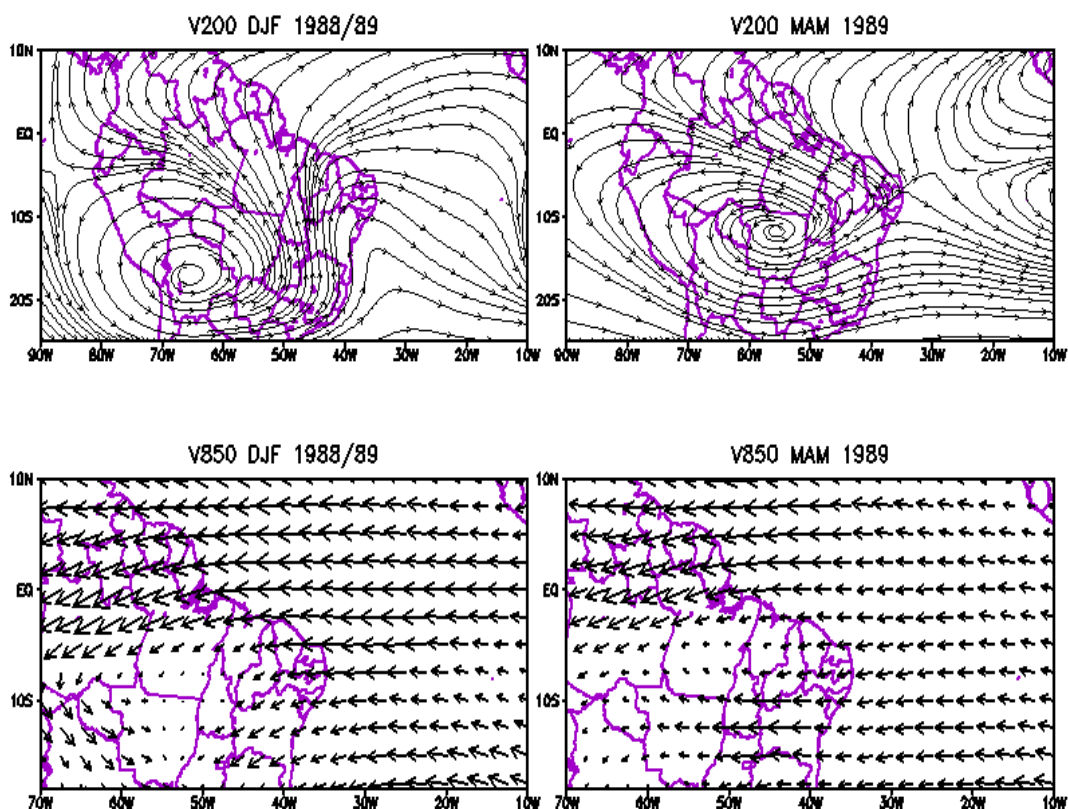


Figura 10. Padrões de vento horizontal em 200 hPa (mapa superior) e em 850 hPa (mapa inferior) durante DJF 1988/89 e MAM 1989.

Analisando a distribuição espacial das anomalias de precipitação observada durante DJF de 1988/89 e MAM de 1989 (FIGURA 11), evidencia-se que para o verão austral, todos os estados da região nordeste do Brasil permaneceram no padrão da normalidade ou abaixo da normal somente em algumas pequenas áreas, como no nordeste do Maranhão, por exemplo.

Durante o outono austral, a maior parte dos estados do NEB, apresentam anomalias de precipitação acima da normal, com algumas regiões possuindo o padrão muito acima da normal como no caso da região centro-oeste do Piauí, a região central da Bahia e litoral do Rio Grande do Norte e Paraíba mantiveram-se no padrão da normalidade.

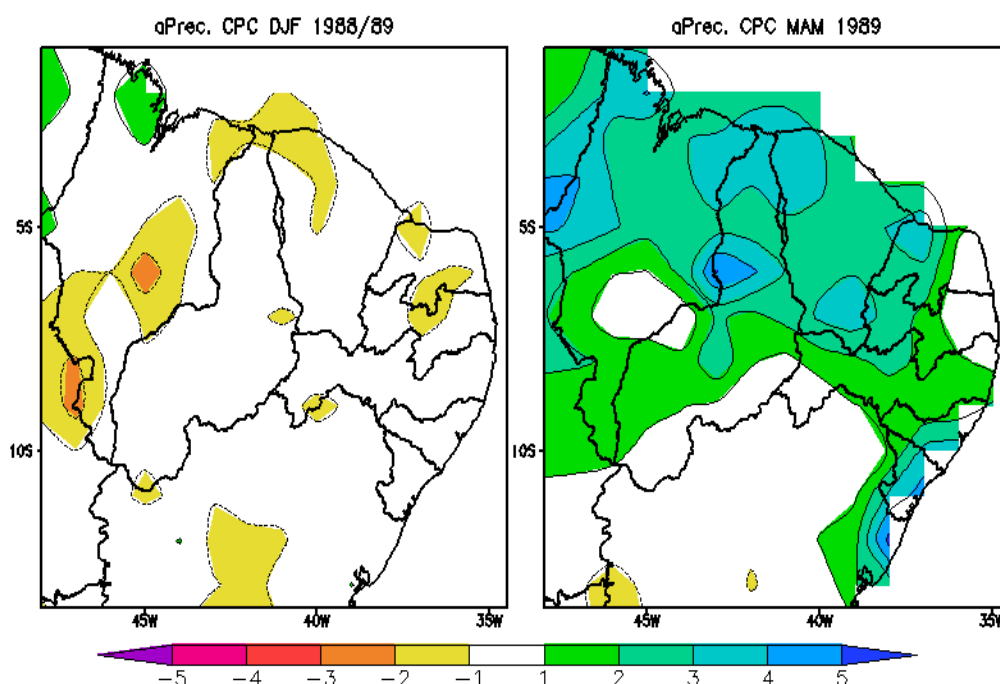


Figura 11. Anomalias de precipitação do CPC observada durante DJF 1988/89 e MAM 1989.

4.2. COMPARAÇÕES DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA E SIMULADA

O padrão da climatologia para a precipitação anual sobre o Nordeste Brasileiro considerando a média do período de 1978 a 2007 (30 anos) denota um aumento no índice pluviométrico estendendo-se zonalmente desde o litoral em direção ao oeste do NEB para os meses de DJF (Figura 12.). Já para os meses de MAM, o que se nota, é um máximo de precipitação na porção cento - norte do Maranhão e norte do Piauí e norte do Ceará. Outra característica, importante na climatologia de outono para o NEB é o aumento do índice pluviométrico em relação a estação anterior em toda a sua região litorânea, o que esta relacionado ao posicionamento mais ao sul da ZCIT.

A Figura 12 também mostra os padrões (distribuição espacial e intensidade) da precipitação sazonal **observados** nas estações de verão e outono para anos de La Niña e de El Niño.

Analisando a precipitação observada durante DJF 1982/83 evidencia-se um mínimo pluviométrico na faixa litoral dos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, estes, estão diretamente associados com o início do aquecimento da porção norte do Oceano Atlântico, associado ao

dipolo positivo e Oceano Pacífico associado ao fenômeno El Niño, o que comprovadamente causa secas severas para a região do NEB.

Visualmente há uma maior distribuição espacial das chuvas nas regiões interioranas do NEB. Ao aproximar-se da região central, nota-se que há um aumento no índice de precipitação, o que se mostra de acordo com o padrão climatológico para esse período, com um maior índice encontrado no oeste da Bahia, oeste do Piauí e sul e sudoeste do Maranhão. O que se percebe de diferente na estação do outono de 1983 são os mínimos de precipitação que se estenderam para as regiões centrais do nordeste brasileiro. Os maiores índices foram observados no estado do Maranhão, isso pode ser explicado pelo fato de que em ano seco, a bacia do Atlântico Norte (ATN) se apresenta ligeiramente mais quente que a bacia sul, com isso, a alta subtropical do atlântico sul vai estar mais intensa do que a alta subtropical do atlântico norte, esta configuração gera alísios de Sudeste (SE) mais intensos que os de Nordeste (NE), deslocando a ZCIT mais para o Hemisfério Norte (HN), o que causa baixos índices diários de chuva.

Durante o período de DJF 1988/89 o que se constata são os maiores índices de chuva no estado do Maranhão, extremo oeste do Piauí e extremo oeste da Bahia em comparação com os outros estados do nordeste. É possível perceber uma diminuição na intensidade da precipitação na região à medida que se aproxima do Oceano Atlântico, não indicando assim ocorrência de chuvas na porção centro/leste do Rio Grande do Norte e centro da Paraíba, estes mínimos estão associados a anomalia positiva de água do Oceano Atlântico que nesta época estava próximo à costa do nordeste brasileiro e também à posição mais ao Norte da ZCIT.

Na estação do outono percebe-se claramente o aumento na intensidade da precipitação na faixa litorânea do NEB, tal fato é explicado pela diminuição da temperatura das águas do Oceano Atlântico e também porque em ano chuvoso a bacia do atlântico norte se apresenta ligeiramente mais fria em relação à bacia sul, com isso a alta subtropical do atlântico norte vai estar mais intensa que a alta subtropical do atlântico sul. Esta configuração gera alísios de NE mais intensos que os de SE, deslocando a ZCIT para as latitudes mais ao sul, o que caracteriza o dipolo negativo influenciando assim o aumento de chuvas na porção central do Nordeste.

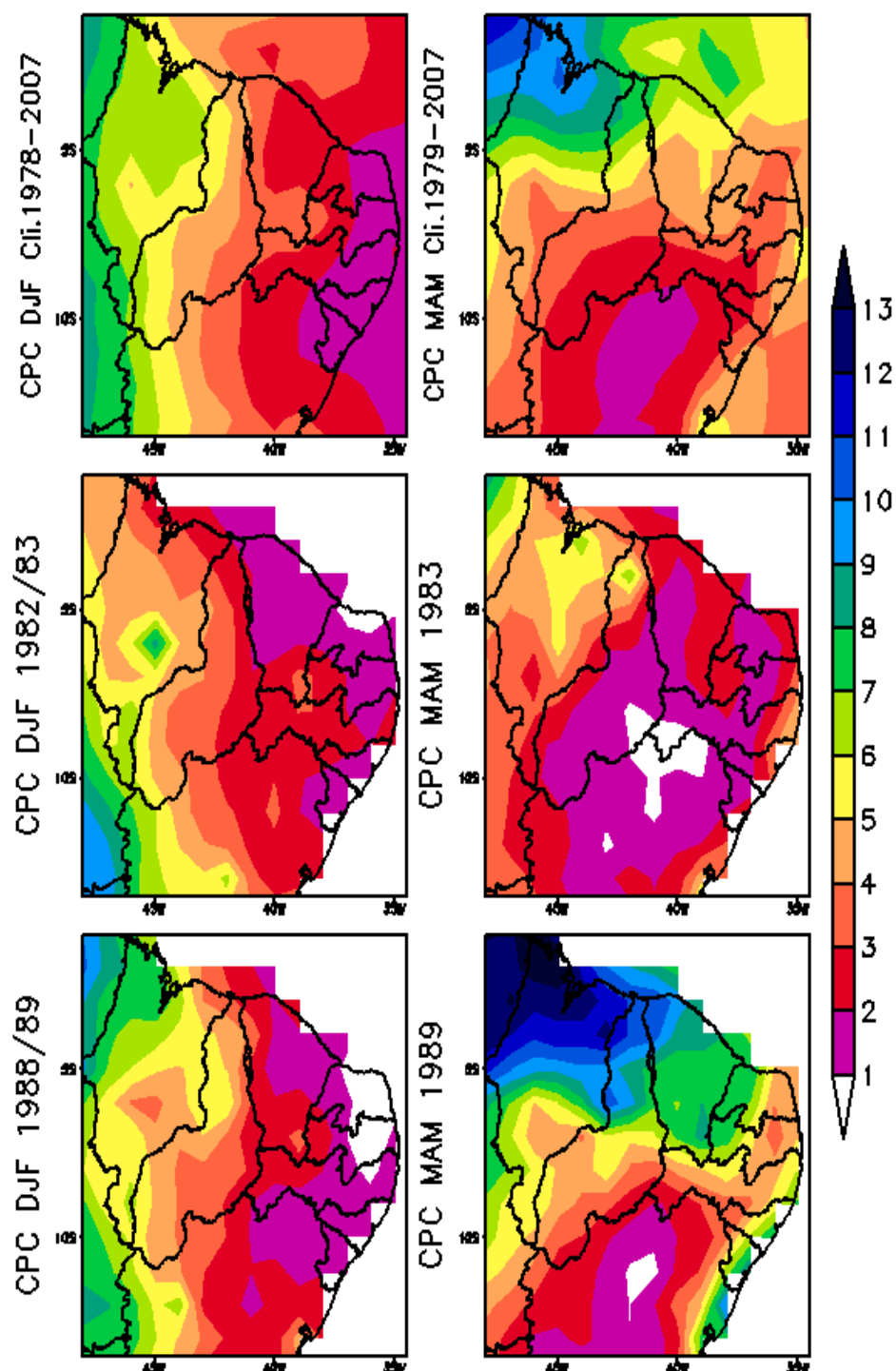


Figura 12. Padrões (distribuição espacial e intensidade) da precipitação (mm/dia) sazonal **observada** em DJF e MAM correspondentes a climatologia 1979-2008 (mapa superior), 1982/83 (mapa intermediário) e 1988/89 (mapa inferior).

A Figura 13 mostra os padrões de precipitação **simulados** pelo modelo RegCM4 para DJF 1982/83 e MAM 1983, considerando a grade G1, cujo domínio

abrange toda a região do nordeste brasileiro, grade G2, cujo domínio abrange a América do Sul mais o Oceano Atlântico e a grade G3, que engloba o Oceano Pacífico, a América do Sul, o Oceano Atlântico e a África, usando o esquema de parametrização convectiva GFC.

Comparando os dados observados do CPC para DJF de 1982/83, ano de La Niña, com os dados simulados pelo modelo RegCM4 na grade G1, percebemos que a prp foi subestimada na porção mais central do NEB, e especificamente nas regiões norte do Piauí, faixa Este-Sudeste-Sul do Ceará, e oeste do Rio grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, uma vez que não foi registrado nenhum índice diário de chuva nesta área. No interior do NEB, na fronteira com os estados da região norte do Brasil, notou-se também que houve uma subestimativa por parte do modelo. Comparando os meses de MAM de 1983, observamos que o modelo subestimou a precipitação para quase toda a região do NEB, e manteve-se igual ao observado somente no norte do Ceará e Sergipe.

Para a grade G2, observou-se que houve uma superestimativa da prp nas áreas litorâneas do NEB, o contrário ocorre com relação as outras áreas do Nordeste, onde houve uma subestimativa por parte do RegCM4/Grell. Para os meses de MAM, notou-se uma subestimativa do modelo, indicando que não ocorreu nenhuma chuva nos dias de El niño em toda a região central do NEB.

Para a grade G3, a prp para os meses de DJF de 1982/83 através do modelo RegCM4, foi subestimada em quase todos os estados do NEB, observamos isso principalmente nas regiões este dos estados do Maranhão, Piauí e Bahia. Para MAM, notamos uma superestimativa da prp do modelo para o norte do Maranhão, e para as demais localidades houve uma subestimativa do modelo.

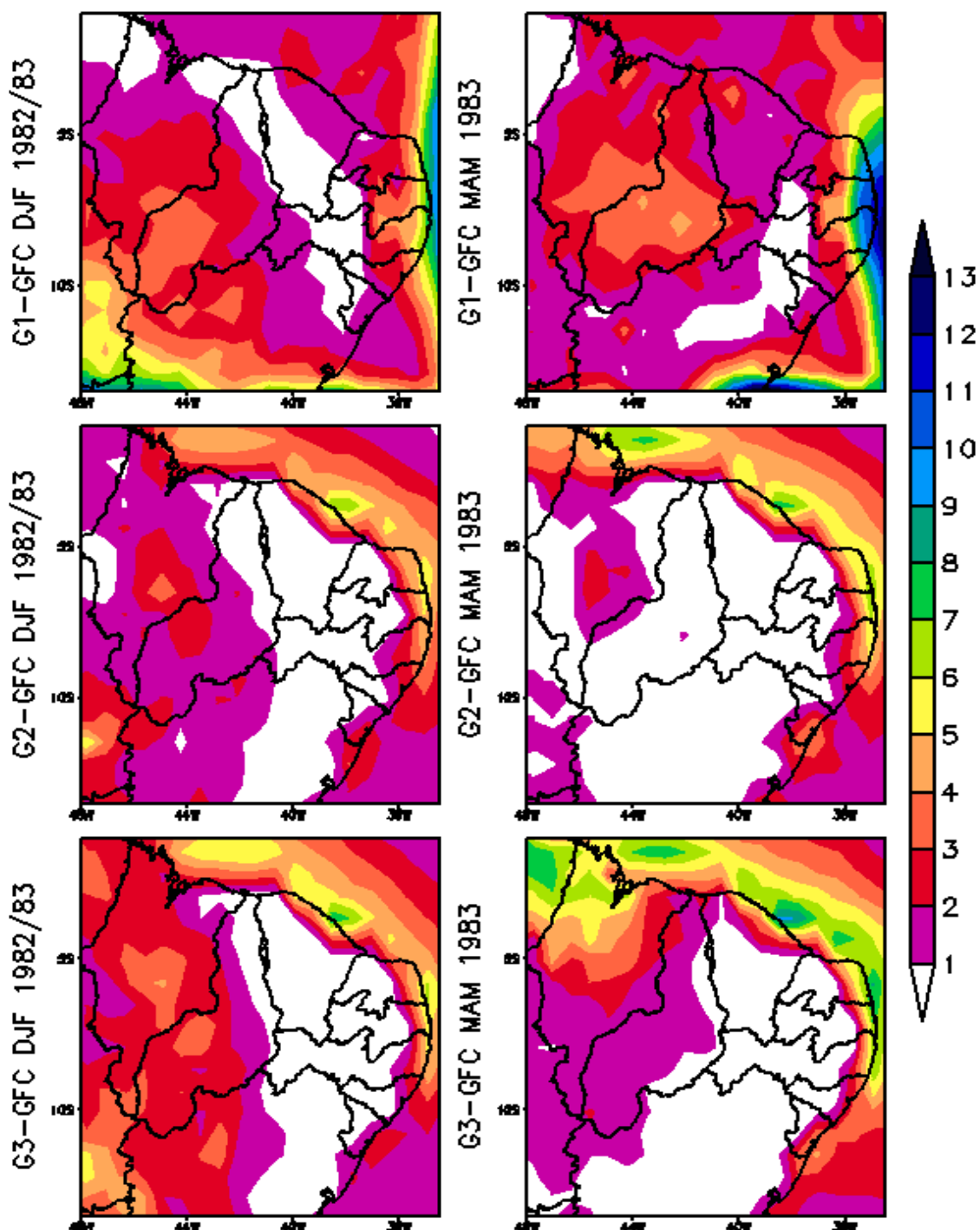


Figura 13. Padrões (distribuição espacial e intensidade) da precipitação (mm/dia) sazonal **simulada** em DJF 1982/83 e MAM 1983 correspondentes as grades G1 (mapa superior), G2 (mapa intermediário) e G3 (mapa inferior), usando o esquema convectivo GFC.

A Figura 14 mostra os padrões de precipitação **simulados** pelo modelo RegCM4 para DJF 1982/83 e MAM 1983 considerando as grades G1, G2 e G3,

usando o esquema de parametrização convectiva MIT. Comparando os padrões de precipitação simulados a partir desta figura com os padrões de precipitação sazonal observados (Figura 12). Inicialmente nota-se que o cenário da grade G1 simulado pelo RegCM4 assenta os máximos na faixa Oeste/Centro/Sul dos estados de MA, PI e BA, onde o modelo subestimou a precipitação. Visualmente, para toda a região do NEB verifica-se uma subestimativa do RegCM4/MIT para a simulação do verão. No outono o modelo superestima no estado do Maranhão e Piauí, mas no setor Centro/Oeste do Piauí é onde ocorre a maior superestimativa. Para os outros estados mais próximos do Oceano Atlântico o modelo subestimou a precipitação, sendo que na fronteira da Bahia, Pernambuco e Piauí a simulação para o outono se aproxima do que foi observado para a região.

De modo geral, percebe-se que não tem uma grande diferença entre a precipitação observada e a simulada pelo RegCM4/MIT, todavia, houve uma pequena subestimativa do modelo para a maior parte da região do NEB.

Discutiremos agora a análise objetiva de comparação entre a precipitação observada x simulada pelo RegCM4, através do comportamento da grade G2 para DJF. Essencialmente o RegCM4 subestimou na região nordeste do estado da Bahia, e para a maior parte do estado do Maranhão com exceção das regiões litorâneas do estado. Nota-se uma superestimativa do RegCM4/MIT na região centro/leste do Piauí e centro/leste da Paraíba.

No período de MAM acontece a persistência da subestimativa para a maior parte dos estados do NEB, com exceção do oeste da Bahia e faixa centro/oeste/este/sul do Piauí. Outro ponto interessante foi de que o modelo RegCM4/MIT aproximou-se do observado na faixa central do estado da Bahia. Esta claramente visível que há uma extrema variação espacial e temporal na distribuição da precipitação na grade G2-MIT.

A grade G3, para os meses de verão de 1982/83 nos mostra que na a maior parte do NEB o modelo superestimou a PRP, especialmente na faixa centro/leste do Piauí e oeste da Bahia, onde encontramos também o maior índice pluviométrico até aqui simulado pelo modelo, que foi de 10 mm/dia, nos mostrando assim uma diferença notória em relação ao observado. O modelo aproximou-se do simulado no sul do Piauí e faixa central da Bahia.

No outono austral, nota-se que o modelo superestimou para grande parte da região do NEB, subestimando apenas em uma pequena região ao norte do Piauí

(cor amarela no observado). O modelo foi capaz de satisfazer a prp na faixa oeste/centro/este da Bahia. De modo geral percebe-se que o modelo nessa grade, aproximou-se mais do observado em relação às outras grades, com alguns picos de superestimativa da precipitação.

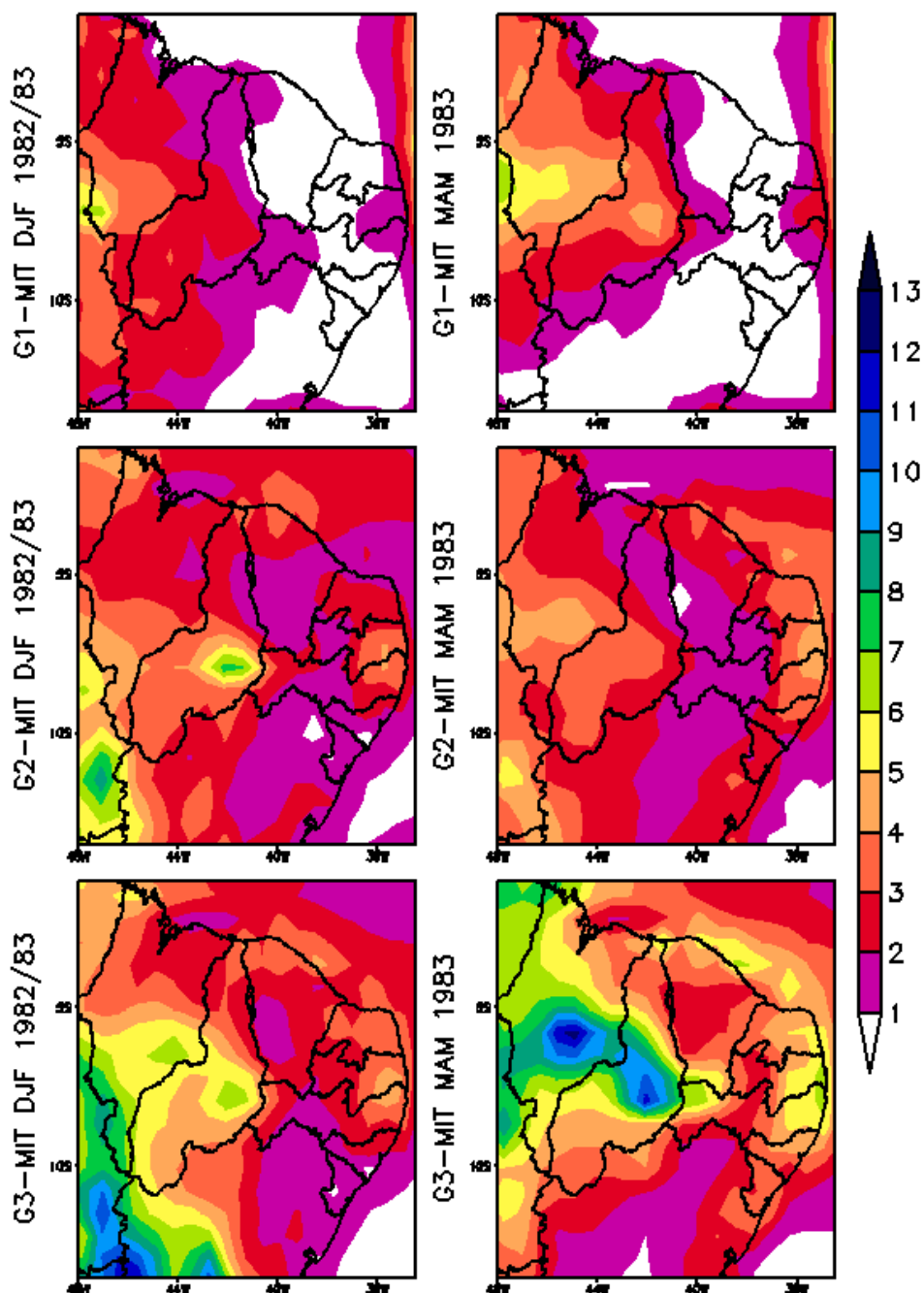


Figura 14. Idem a Figura 13, porém para o esquema convectivo MIT.

A Figura 15 mostra os padrões de precipitação **simulados** pelo modelo RegCM4 para o ano de La Niña DJF 1988/89 e MAM 1989 considerando as grades G1, G2 e G3, usando o esquema de parametrização convectiva GFC.

Analisando a distribuição espacial da chuva na grade G1 observamos que quantitativamente, para o setor este do estado da Bahia, a simulação para o verão se aproxima do que foi observado para a região. Visualmente toda a faixa litorânea do estado do Rio Grande do Norte ao estado de Alagoas verifica-se que há uma superestimativa do modelo RegCM4.

Para os meses de outono, o modelo subestima na faixa noroeste/nordeste do MA, sul do Piauí e todo o estado do Ceará, onde ocorreu a maior diferença no índice de precipitação. Destaca-se ainda que os melhores resultados de simulação ocorreram nos domínios norte/oeste/centro/sul da Bahia e sul do Piauí. Em uma visão geral percebemos nesta análise que o modelo possui uma boa performance de simulação para a grade G1 nos meses de DJF e MAM no estado da Bahia e sul do Piauí e nas áreas adjacentes ao Oceano Atlântico ela se mostra divergente à prp observada.

Analisando a grade G2 para o período do verão através do modelo RegCM4/GFC, notamos claramente uma subestimativa do modelo em simular a precipitação na faixa litorânea dos estado do Ceará ao estado da Bahia (cor branca), o modelo não foi capaz de capturar nenhuma chuva nestas localidades, em contrapartida ele foi capaz de estimar a chuva semelhante ao observado na faixa centro/oeste do estado da Bahia. Ainda no verão, observamos que o modelo superestimou na porção sul/oeste em direção ao Piauí (cor verde claro).

Nos meses de outono de 1989, nota-se uma elevada subestimativa do modelo em todos os estados do nordeste brasileiro.

Analisando a grade G3 para os meses de verão austral, nota-se uma superestimativa na intensidade da PRP no extremo este dos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, e Pernambuco, e outra superestimativa foi simulada pelo modelo RegCM4 na porção central do Maranhão e faixa oeste/sul do Piauí. Destacamos ainda que os melhores resultados da simulação ocorreram nos domínios do estado do Ceará e centro/oeste da Bahia.

Analisando a precipitação simulada durante o trimestre MAM evidencia-se um mínimo pluviométrico que engloba os setores oeste do Ceará, centro/oeste do Rio grande do Norte, centro/oeste da Paraíba, centro/sul de Pernambuco, centro

de Alagoas, Sergipe e nordeste/centro/sul da Bahia. Por outro lado, a precipitação modelada utilizando o esquema de convecção GFC exibe alternância de valores subestimados notadamente na porção este/oeste/centro/sul do estado do Piauí e em todo o estado do Maranhão. Assim sendo, em geral, nota-se que o modelo no domínio da grade G3 aproximou-se do observado em algumas regiões do NEB no verão austral, mas no outono ele obteve divergências claras nos resultados das simulações.

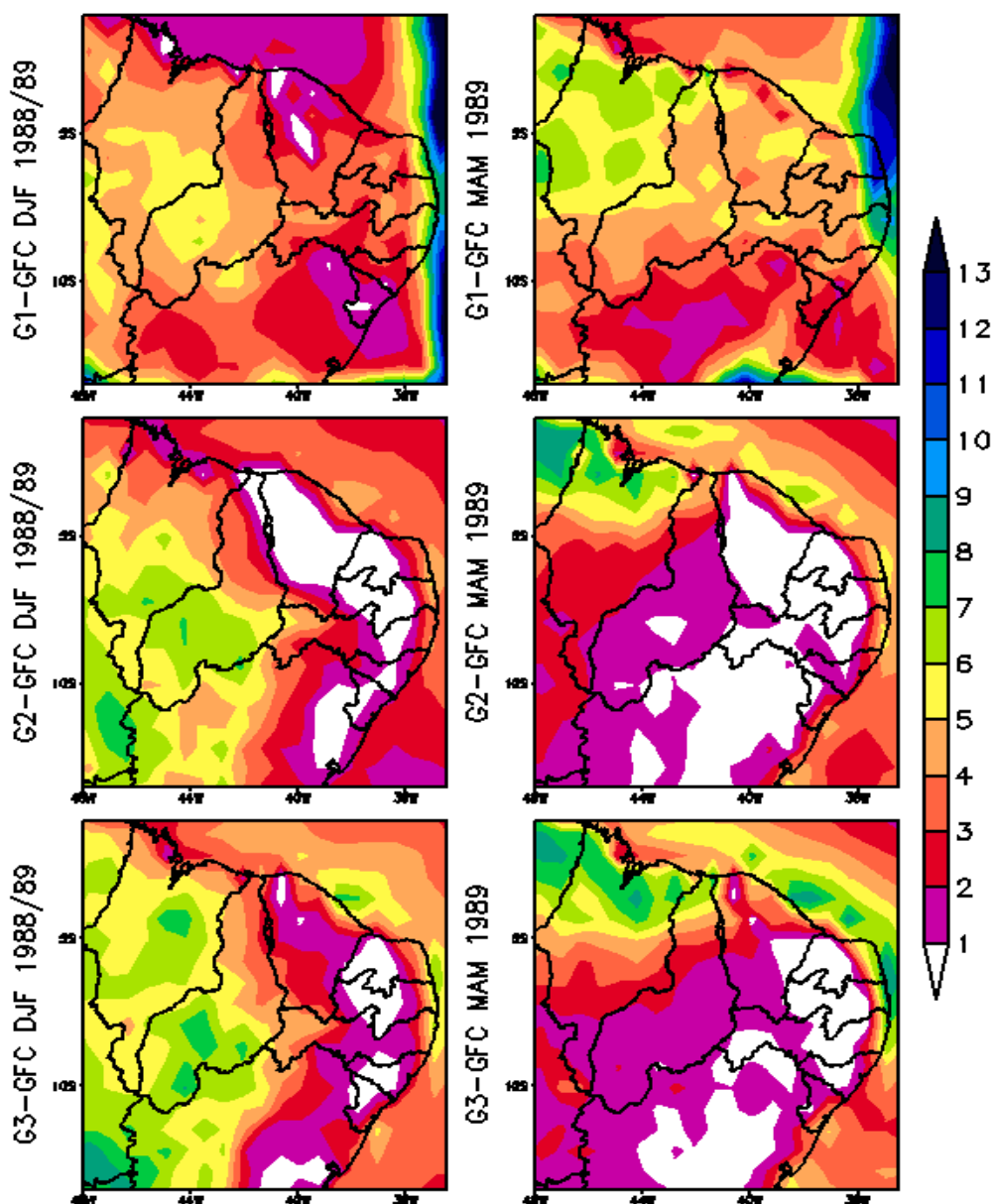


Figura 15. Padrões (distribuição espacial e intensidade) da precipitação (mm/dia) sazonal **simulada** em DJF 1988/89 e MAM 1989 correspondentes as grades G1 (mapa superior), G2 (mapa intermediário) e G3 (mapa inferior), usando o esquema convectivo GFC.

Discutiremos agora a análise objetiva de comparação entre a precipitação observada x simulada pelo RegCM4 para o ano de La Niña DJF 1988/89 e MAM 1989, através do esquema de parametrização convectiva MIT considerando as grades G1, G2 e G3, com base na Figura 16.

Essencialmente, o RegCM4/MIT subestima a precipitação em praticamente toda a região costeira do nordeste brasileiro, na reprodução do período de DJF na Grade G1, de maneira que os valores mais intensos se encontram no noroeste/norte/nordeste do Maranhão e norte do Piauí. Destaca-se uma boa estimativa do modelo para a porção oeste/noroeste/norte/centro do estado da Bahia.

O modelo RegCM4 apresenta uma boa performance no período de MAM na faixa este/centro/oeste do Maranhão onde encontra-se os maiores índices pluviométricos (cor azul escuro). Em contrapartida, o modelo superestimou a prp em toda a faixa litorânea que liga o estado do Ceará à Bahia, com exceção do extremo leste de Alagoas e Sergipe onde notou-se um resultado semelhante ao observado.

A grade G2 para os meses de verão de 1988/89 nos mostra que o modelo superestimou a intensidade da precipitação especialmente na região sul do Maranhão, faixa oeste/sudoeste/centro/este/sudeste do Piauí e centro-oeste da Bahia, onde encontrou-se também nestas localidades os maiores índices pluviométricos (cor azul escuro).

No período de MAM, observa-se índices elevados de precipitação (cores azul e verde escuro) sobre o estado do Maranhão e Piauí, onde neste último houve uma superestimativa do RegCM4/MIT, o mesmo ocorreu nas áreas litorâneas dos estados de Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco.

Em uma visão mais ampla conclui-se que o para a grade G2, o modelo climático RegCM4/MIT superestimou em quase todos os domínios do NEB.

A grade G3 para o verão mostra que o modelo superestimou a precipitação em toda a sua região costeira e principalmente na faixa oeste/centro/este/sul do Maranhão e parte central e sul do Piauí, onde foi encontrado os maiores índices pluviométricos. O modelo apresentou um bom resultado no estado do Sergipe, onde foi simulado um mínimo de precipitação.

Comparando os padrões de precipitação sazonal observado x simulado, nota-se um máximo de precipitação no Maranhão, Piauí e Ceará, sendo que nos dois últimos houve uma superestimativa do modelo RegCM4/MIT.

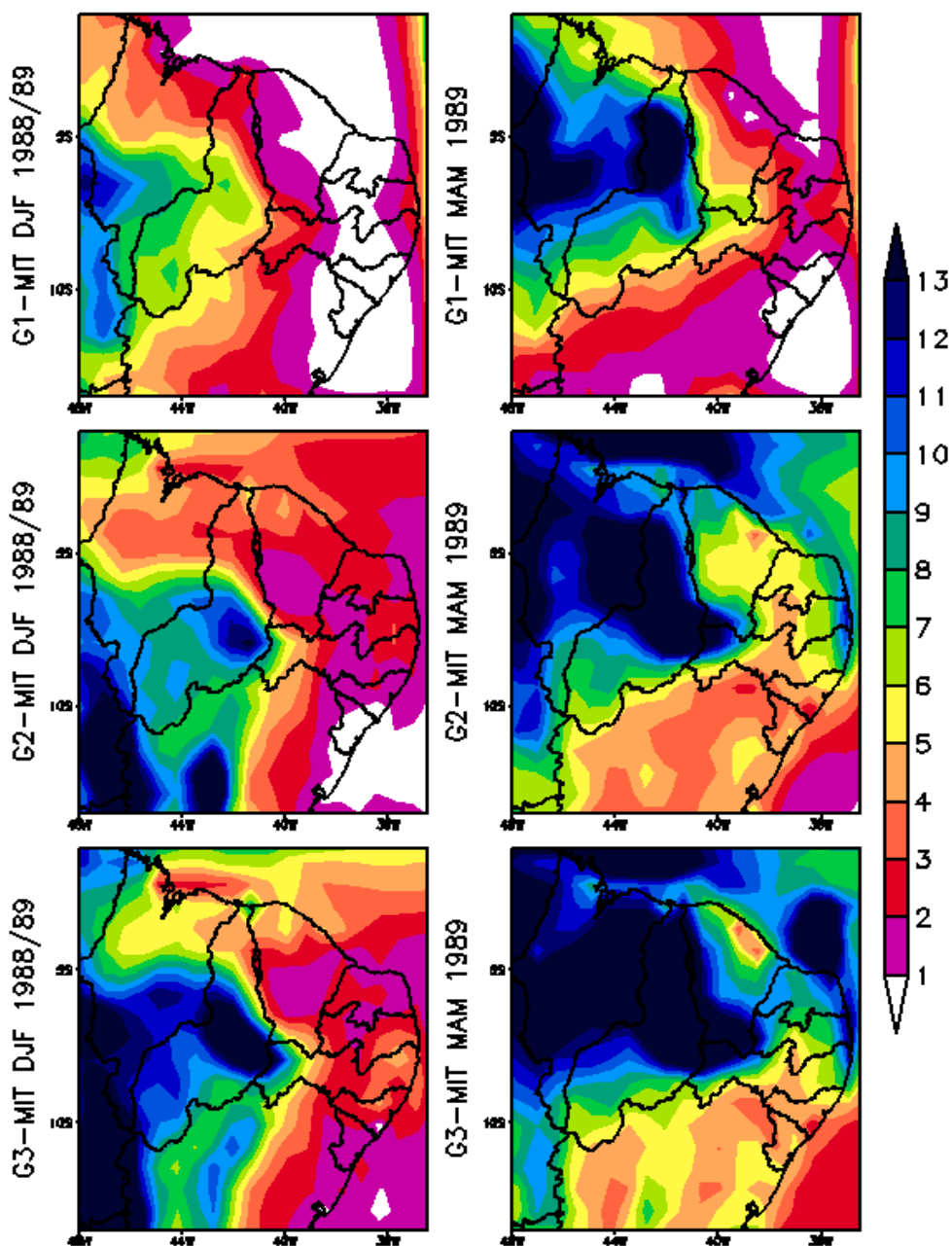


Figura 16. Idem a Figura 15, porém para o esquema convectivo MIT.

6 CONCLUSÕES

Os resultados das simulações do RegCM4 usando a parametrização GFC mostraram erros sistemáticos de subestimativa e de superestimativa de precipitação em pequenas áreas da região do Nordeste Brasileiro nos domínios da grade do Nordeste Brasileiro (G1), América do Sul + Oceano Atlântico (G2) e Pacífico + América do Sul + Atlântico + África (G3), mostrando assim, que o modelo não foi capaz de capturar a evolução espacial das chuvas associados à ZCIT e nem respondeu positivamente às conseqüências causadas no NEB em virtude das anomalias de água do Oceano Pacífico. As melhores simulações da precipitação em comparação ao padrão observado no ano de La Niña verificaram-se especificamente na grade G1 do Nordeste Brasileiro, comprovando que o modelo é adequado para simular efeitos de escala local.

Em um contexto geral, o modelo MIT mostrou uma melhor aproximação ao observado em comparação com o GFC, em ano de El Niño. Sendo que para a grade G3 foi encontrado um melhor resultado; comprovando que o modelo foi adequado para simular efeitos da precipitação associada ao padrão de dipolo no Oceano Atlântico Tropical e El Niño no Oceano Pacífico.

Foi mostrado que a utilização de várias grades para analisar a precipitação sazonal no Nordeste Brasileiro de maneira geral, contribui para a análise da chuva sazonal, visto que ela nos mostrou os efeitos dos oceanos, no resultado final e verificou-se que não há grande discrepância entre as simulações simuladas em relação às observadas.

E por fim, considerando somente os resultados para a estação chuvosa de 1988/89 e estação seca 1982/83 foi comprovado que o modelo RegCM4 pode ser utilizado para a região do Nordeste Brasileiro, porém devem ser feitos mais estudos e testes com outras resoluções, bem como devem ser feitos ajustes nas suas parametrizações, com a finalidade de adequá-lo a realidade da região.

REFERÊNCIAS

- ALVES J. M. B.; REPELLI, C.A. *Evidências físicas no Atlântico Intertropical em anos de La Niña relacionadas a deficiência ou excesso de chuva no Nordeste setentrional*. 1999. Departamento de Meteorologia – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) Fortaleza, 1999.
- 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.
- DESCRIÇÃO de modelos numéricos. In: INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS. Projeto SIHESP. 1998. Disponível em: <http://www.grec.iaq.usp.br/sihesp/descricao.htm>. Acesso em: 30 de Novembro de 2009.
- DICKINSON, R. E. A regional climate model for the western United States. *Climate Change*, p.383-422. v. 15. 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.
- 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.
- 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.
- GIORGI, F.; MEARNES, L. O. Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p.6335-6352. 1999.
- 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.
- GRELL, G.A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*. v.121, p.764-787. 1993.

HASTENRATH, S. On modes of tropical circulation and climate anomalies. *Journal of Atmospheric Sciences*, v.35, n.12, p. 2222-2231. 1978.

KALNAY, E. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.77, n.3, p437-471. 1996.

KANE, R. P. El Niño and La Niña events and rainfall in NE and south Brazil, *Rev. Bras. Geofís.*, v.10, n.2, p.49-59. 1992.

KANE, R. P. Prediction of droughts in North-east Brazil: Role of ENSO and use of periodicities. *Inter. J. Climatol.*, v.17, p.6 55-665.1997.

KANE, R. P. Spectral characteristics of the annual rainfall series for northeast Brazil, *Clim. Change*, v.13, p.317-336. 1988.

KOUSKY, V.E.; ROPELEWSKI C. F. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. *J. Climate*. v. 7, p 1131-1143. 1989. 51

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

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

NICOLINI, M. et al. January and July regional climate simulation over South American. *Journal Geophysical Research*. v. 107 . n. D22. 2002.

NOBRE P., SHUKLA J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*. v. 9:p. 2464-2479. 1996.

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.

QUIAN, J. H.; SETH, A.; ZEBIAK, S. Reinitialized versus continuous simulations for regional climate downscaling. *Monthly Weather Review*, v. 131. n. 11. p. 2857-2874. 2003.

REYNOLDS, R. W. et al. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, v.15, p.1609-1625. 2002.

SOUZA, E.B.de, et. al. *On the Influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian Rainfall during 1960-1998. Acta Amazonica.* v 30, n.2, p. 305-318. 2002.

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.