

ANA PAULA NUNES DA SILVA

**ESTUDO NUMÉRICO DO IMPACTO DO REALCE DE FLUXO À SUPERFÍCIE POR
RAJADAS DE NUVENS CONVECTIVAS SOBRE A PRECIPITAÇÃO**

Campina Grande – PB

Março - 2011

ANA PAULA NUNES DA SILVA

ESTUDO NUMÉRICO DO IMPACTO DO REALCE DE FLUXO À SUPERFÍCIE POR
RAJADAS DE NUVENS CONVECTIVAS SOBRE A PRECIPITAÇÃO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, na área de concentração de Meteorologia de Meso e Grande Escalas em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza

Campina Grande – PB

02 de Março de 2011

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

S586e Silva, Ana Paula Nunes da.
Estudo Numérico do Impacto do Realce de Fluxo à Superfície por Rajadas de Nuvens Convectivas Sobre a Precipitação / Ana Paula Nunes da Silva. — Campina Grande, 2011.
57 f.: il. col.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.
Referências.
Orientador: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza.

1. BRAMS. 2. Fluxos em Superfície. 3 Precipitação. 4. Rajadas. I.
Título

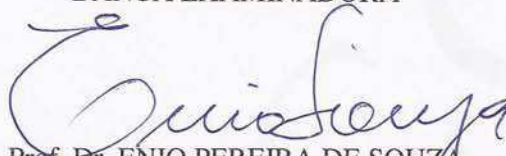
CDU 551.5(043)

ANA PAULA NUNES DA SILVA

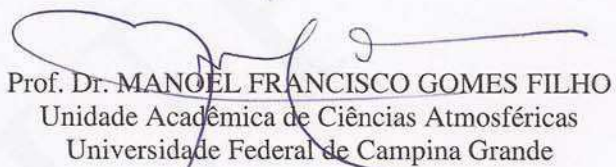
ESTUDO NUMÉRICO DO IMPACTO DO REALCE DE FLUXO À
SUPERFÍCIE POR RAJADAS DE NUVENS CONVECTIVAS SOBRE A
PRECIPITAÇÃO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 02/03/2011

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ALEXANDRE ARAÚJO COSTA
Mestrado Acadêmico em Ciências Físicas Aplicadas
Universidade Estadual do Ceará

*A minha avó **Maria Nunes da Silva**, exemplo constante de bom humor, de decência, de humanidade e principalmente por acreditar, mesmo nos momentos em que a vida lhe foi mais hostil, que sempre vale a pena viver.*

*E a minha sobrinha, **Maria Beatriz Nunes**, a mais nova integrante da família e que trouxe consigo a esperança de dias melhores.*

DEDICO.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida e por sempre estar comigo nesta caminhada me dando força, saúde e circunspeção para conduzi-la de forma honesta, pelas oportunidades em alcançar meus objetivos com êxito em minha jornada.

A minha família, pelo amor, pela formação moral e ética, pelo incentivo e pela constante dedicação em proporcionar-me boas condições de estudos e celebrar cada degrau em minha vida. Vocês foram essenciais para o meu sucesso! Principalmente ao meu irmão, Paulo Fernando, que mesmo ausente se fez presente, pelas conversas, pelos risos, por tudo!

À Universidade Federal de Campina Grande, especialmente à Coordenação do Curso de Pós-graduação em Meteorologia, pela oportunidade de realização de mestrado.

Ao professor Enio Souza. Sua orientação, conhecimento e conselhos transmitidos, serenidade e visão científica permitiram o desenvolvimento desta dissertação e das idéias contidas nestas páginas.

Ao professor Geber Moura por conduzir meus passos iniciais na vida acadêmica através de uma gratificante orientação durante a graduação.

A Leandro Souza, que fez meu ano de 2010 ter um significado diferente, estando presente nas horas de alegria e aflições, nos momentos saúde e de doença, além do carinho, amor, compreensão, incentivo e ajuda constantes.

A todos os meus colegas de turma (a melhor turma!), com os quais compartilhei uma harmoniosa convivência nas horas de aula e de distração: Ana Claudia, Ana Nery, Edicarlos, Francy, Francisco, Jonathan, Madson, Nilzele, Pollyanna, Richelle, Roni, Samira, Sonaly, Alexandra. Especialmente a Ana C. pela harmoniosa convivência durante o ano que compartilhamos, além da sala de aula, o mesmo lar; a Francy, Nery e Nalydu, pelas inúmeras confidências; a Nil e toda sua família, pela hospitalidade com a qual fui recebida em seu lar em todos os momentos que precisei.

A Francisco Lima, pela ajuda na manipulação de softwares; a Leandro e Thiago Luiz Silva pelas valiosas discussões na área de física e meteorologia; e, a Nilzele Gomes, pela ajuda na aquisição da imagem do TRMM.

Aos membros da banca examinadora, pela colaboração na melhoria e engrandecimento deste trabalho.

A todos os professores do curso de Pós-graduação em Meteorologia, pelos valiosos conhecimentos passados ao longo dos dois anos de curso, pela amizade formada e pela indispensável cooperação para minha formação profissional.

Aos funcionários do DCA, especialmente a nossa Diva (Divanete Rocha).

Ao CNPq pelo suporte financeiro desta pesquisa através do auxílio 132164/2009-4.

Enfim, a todos que direta ou indiretamente, contribuíram para a realização desse trabalho, o meu muito obrigado!

**Volto, pois tenho órbitas a cumprir
assim como vou, volto
ao ponto primeiro
as mesmas trilhas
já traçadas e consagradas.
A sua atração me faz voltar
para ver suas belezas,
que escorrem em veias da vida
em pedaços de outras belezas
que andam a me acompanhar
Maria do Carmo Silva Soares**

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi estudar a influência do realce de fluxo por rajadas na simulação de um mês no período chuvoso no Nordeste do Brasil (NEB) usando duas resoluções de grade. Um esquema de parametrização de realce de fluxos de superfície por rajadas associadas a nuvens convectivas foi implementado no modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System* - BRAMS. Foram realizados oito experimentos de sensibilidade utilizando algumas opções de parametrização da convecção existentes no BRAMS. Os resultados mostraram um impacto significativo sobre o campo de precipitação. O impacto é mais substancial na região da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), onde o vento sinótico é mais fraco. Verificou-se superioridade da parametrização convectiva de Grell na simulação da magnitude da precipitação, em relação à parametrização convectiva de Kuo. Entretanto, a parametrização convectiva de Grell tende a superestimar o dado observado de precipitação acumulada. O experimento com esquema de Kuo apresenta uma correlação negativa entre o realce dos fluxos e a precipitação. Já o experimento com o esquema do tipo fluxo de massa mostra aumento da precipitação como consequência do aumento do fluxo em superfície.

Palavras-chave: BRAMS, fluxos em superfície, precipitação, rajadas.

ABSTRACT

The objective of this work was to study the influence of the flux enhancement by gustiness in a one-month simulation in the rainy season of Northeast Brazil using two grid resolutions. A parameterization scheme for surface-flux enhancement due to gustiness associated with convective clouds was implemented in the BRAMS model. Eight sensitivity experiments were conducted using some of the model's options of convection parameterization. Results showed a significant impact on the precipitation field. The impact is more pronounced in the region of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) where the synoptic wind is weaker. Grell convective parameterization produced a better simulation of the precipitation amount, compared to Kuo convective parameterization. However, Grell convective parameterization tends to overestimate the observed accumulated precipitation. The experiment using the Kuo scheme showed a negative correlation between flux enhancement and precipitation. On the other hand the experiments with the Grell's mass-flux convective scheme showed an increase in precipitation as a consequence of the flux surface enhancement.

Key words: BRAMS, surface fluxes, precipitation, gustiness.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Diagrama esquemático para uma tempestade madura	11
Figura 2. Domínios de estudo	21
Figura 3. Campo médio das linhas de corrente para o experimento GREO em 900 hPa (A), precipitação acumulada observada sobre o continente (B), precipitação estimada pelo TRMM (C) para o mês de março de 2008.....	24
Figura 4. Precipitação acumulada (mm) sobre o continente para o mês de março de 2008 para o experimento GREO com grade de 80 (A) e 40 km (B).....	25
Figura 5. Precipitação acumulada (mm) sobre o oceano para o mês de março de 2008 para o experimento GREO com grade de 80 (A) e 40 km (B).....	26
Figura 6. Diferença da precipitação acumulada (GREE-GREO) [mm] sobre o continente para o mês de março de 2008 com grade de 80 (A) e 40 km (B).....	27
Figura 7. Diferença da precipitação acumulada (GREE-GREO) [mm] sobre o oceano para o mês de março de 2008 com grade de 80 (A) e 40 km (B).....	28
Figura 8. Precipitação acumulada (mm) sobre o continente para o mês de março de 2008 para o experimento KUOO com grade de 80 (A) e 40 km (B)	30
Figura 9. Precipitação acumulada (mm) sobre o oceano para o mês de março de 2008 para o experimento KUOO com grade de 80 (A) e 40 km (B)	31
Figura 10. Diferença da precipitação acumulada (KUOE-KUOO) [mm] sobre o continente para o mês de março de 2008 com grade de 80 (A) e 40 km (B).....	32
Figura 11. Evolução temporal média da diferença de precipitação acumulada (mm) entre os experimentos GREE e GREO, sobre o continente, com grade de 80 (A) e 40 km (B).....	33
Figura 12. Evolução temporal média da diferença de precipitação acumulada (mm) entre os experimentos GREE e GREO, sobre o oceano, com grade de 80 (A) e 40 km (B).....	34
Figura 13. Evolução temporal média da diferença de precipitação acumulada (mm) entre os experimentos KUOE e KUOO, sobre o continente, com grade de 80 (A) e 40 km (B)	35
Figura 14. Evolução temporal média da diferença de precipitação acumulada (mm) entre os experimentos KUOE e KUOO, sobre o oceano, com grade de 80 (A) e 40 km (B)	36
Figura 15. Precipitação acumulada pentadal observada pelo GPCP e os experimentos realizados no mês de março sobre o continente.....	38
Figura 16. Precipitação acumulada pentadal observada pelo GPCP e os experimentos realizados no mês de março sobre o oceano.....	38
Figura 17. Variação temporal do realce de precipitação acumulada (GREE-GREO) [mm] sobre o continente para o mês de março de 2008 com grade de 80 (A) e 40 km (B).....	40
Figura 18. Variação temporal do realce de precipitação acumulada (GREE-GREO) [mm] sobre o oceano para o mês de março de 2008 com grade de 80 (A) e 40 km (B)	41
Figura 19. Variação temporal do realce de precipitação acumulada (KUOE-KUOO) [mm] para o mês de março de 2008 com grade de 40 sobre o continente (A) e sobre o oceano (B).....	42
Figura 20. Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GREE e GREO, sobre o continente, para grade de 80 (A) e 40 km (B).....	43
Figura 21. Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GREE e GREO, sobre o oceano, para grade de 80 (A) e 40 km (B).....	44
Figura 22. Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos KUOE e KUOO, sobre o continente, para grade de 80 (A) e 40 km (B).....	45
Figura 23. Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos KUOE e KUOO, sobre o oceano, para grade de 80 (A) e 40 km (B).....	46
Figura 24. Evolução temporal média da diferença calor sensível ($W.m^{-2}$) entre os experimentos GREE e GREO, sobre o continente, para grade de 80 (A) e 40 km (B)	47
Figura 25. Evolução temporal média da diferença calor sensível ($W.m^{-2}$) entre os experimentos GREE e GREO, sobre o oceano, para grade de 80 (A) e 40 km (B)	48
Figura 26. Evolução temporal média da diferença calor sensível ($W.m^{-2}$) entre os experimentos KUOE e KUOO, para grade de 80 km, sobre o continente (A) e sobre o oceano (B).....	49

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resumo dos experimentos realizados.....	22
Tabela 2. Valores de diferença de precipitação acumulada (mm) para os experimentos em 1º de abril de 2008 às 0 UTC	37

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer
AMSU-B	Advanced Microwave Sounding Radiometer
AS	Parametrização de Arakawa-Schubert
ATMET	Atmospheric, Meteorological, and Environmental Technologies
BRAMS	Brazilian Regional Atmospheric Modelling System
CCM	Complexo convectivo de meso-escala
CISK	Convective Instability of the Second Kind (Instabilidade Condicional de Segundo Tipo)
CLC	Camada Limite Convectiva
CLP	Camada Limite Planetária
CPTEC/INPE	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasting
EN	Ensemble
ENOS	El Niño Oscilação Sul
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GrADS	Grid Analysis and Display Sytem
GREE	Experimento com parametrização convectiva de Grell com realce
GREO	Experimento com parametrização convectiva de Grell sem realce
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IME/USP	Instituto de Matemática e Estatística da Universidade de São Paulo
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
KUOE	Experimento com parametrização convectiva de Kuo com realce
KUOO	Experimento com parametrização convectiva de Kuo sem realce
LI's	Linhas de Instabilidade
LO	Low Level Omega
MC	Convergência de Umidade
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MCR	Modelo de Circulação Regional
MIT	Massachusetts Institute of Technology
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEB	Região Nordeste do Brasil
OMJ	Oscilação Intrasazonal Madden-Julian
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
SC	Kain Fritsch
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
TOGA-COARE	Tropical Ocean Global Atmosphere – Coupled Ocean-Atmosphere Research Experiment
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

- F_θ - fluxo de calor sensível
 F_q - fluxo de calor latente
 ρ_a - densidade do ar no nível do anemômetro
 c_p - calor específico a pressão constante
 L - o calor latente de condensação
 C_H e C_q - coeficientes de troca turbulenta entre a superfície e o ar
 U_0 - módulo do vetor velocidade
 θ - temperatura potencial
 q_s - umidade específica à superfície
 q_a - umidade específica ao nível do anemômetro
 U_g - módulo do vetor velocidade devido às rajadas
 R - taxa de precipitação
 s - energia estática
 q_t - umidade específica total
 b - fração da convergência do vapor d'água usada para umedecer a coluna atmosférica
 λ - taxa de entranhamento
 s - energia estática seca
 q_t - umidade específica
 \hat{s} - valor de energia estática
 \hat{q}^* - valor da razão de mistura à saturação
 D - desentranhamento total das nuvens no ambiente
 l - razão de mistura da água líquida
 $M_c(z)$ - fluxo de massa
 $A(\lambda)$ - precipitação convectiva
 $F(\lambda)$ - forçante de grande escala,
 $R(\lambda)$ - taxa de precipitação
 $I_1(\lambda)$ - constante que depende da convergência
 ω_l - peso do tempo do *nudging* τ_{nud} nos pontos laterais do domínio
 ω_t - peso do tempo do *nudging* τ_{nud} no topo do domínio
 ω_c - peso do tempo do *nudging* τ_{nud} no centro do domínio

SUMÁRIO

<u>1. INTRODUÇÃO.....</u>	<u>1</u>
1.1. OBJETIVO GERAL	3
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
<u>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</u>	<u>4</u>
2.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS	4
2.2. MODELOS ATMOSFÉRICOS	6
2.3. FLUXOS DE SUPERFÍCIE E REALCE	8
2.4. PARAMETRIZAÇÃO DE CONVECÇÃO	10
<u>3. MATERIAL E MÉTODOS</u>	<u>15</u>
3.1. DESCRIÇÃO DO MODELO UTILIZADO	15
3.2. ESQUEMA DE REALCE DE FLUXO.....	16
3.3. DESCRIÇÃO DO ESQUEMA KUO	17
3.4. DESCRIÇÃO DO ESQUEMA ARAKAWA-SCHUBERT	18
3.5. DESCRIÇÃO DO ESQUEMA GRELL	19
3.6. CARACTERÍSTICAS DOS EXPERIMENTOS	20
3.7. DADOS DE PRECIPITAÇÃO	22
<u>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</u>	<u>23</u>
4.1. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO	25
4.2. VARIAÇÃO TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO	32
4.3. VARIAÇÃO TEMPORAL DO REALCE DE PRECIPITAÇÃO	39
4.4. VARIAÇÃO TEMPORAL DO REALCE DE CALOR LATENTE.....	42
4.5. VARIAÇÃO TEMPORAL DO REALCE DE CALOR SENSÍVEL	46
<u>5. CONCLUSÕES.....</u>	<u>50</u>
<u>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</u>	<u>52</u>

1. INTRODUÇÃO

O intercâmbio entre os diferentes componentes do sistema climático é influenciado pela não-linearidade das trocas que ocorrem nas fases da água. Desta forma sugere-se que especialmente na região tropical o clima é particularmente sensível aos processos hidrológicos. Considerando o clima global, o oceano representa a máquina propulsora dos diferentes climas presentes no planeta, desta forma entender o processo de interação entre esses dois meios (oceano-atmosfera) é extremamente complexo.

Partindo do princípio que a atmosfera responde aos fluxos de calor à superfície, pode-se considerar que a interação mais evidente entre o oceano e a atmosfera se dá em função das mudanças ocorridas neste parâmetro. Desta forma, esta interação é controlada quase inteiramente pelos fluxos de calor sensível, latente e momentum.

As trocas de calor, momentum e umidade na fronteira ar-mar vêm sendo reconhecidas como processos fundamentais no desenvolvimento de fenômenos atmosféricos de mesoescala como ciclones tropicais, ciclones extratropicais, jatos de camada limite, frentes costeiras e sistemas precipitantes. As pequenas variações espaciais do gradiente da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) podem acarretar grandes variações nos fluxos nessa fronteira.

Sabe-se que a liberação de calor latente é reconhecida como um mecanismo importante em ciclogênese. Entretanto há dificuldades em representá-la adequadamente em modelos numéricos de previsão de tempo. A dificuldade em representar a liberação de calor latente associada à convecção cumulus deve-se ao conhecimento limitado de como esse processo realmente ocorre na natureza, além dessa interação entre a convecção e a circulação de grande escala ser um processo não linear.

Muitos estudos realizam o acoplamento o sistema oceano-atmosfera através de modelos. Os modelos atmosféricos consistem de sistemas de equações diferenciais parciais que descrevem os fenômenos físicos relacionados com o tempo e, possuem como objetivo principal simular o comportamento da atmosfera. Atualmente, várias ferramentas de modelagem atmosférica são utilizadas com o propósito de pesquisa e obtenção de prognósticos meteorológicos. Entretanto tanto os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs), modelos regionais e modelos acoplados oceano-atmosfera estão sujeitos a incertezas na determinação dos fluxos de calor, umidade e momentum que precisam ser prognosticados.

Os esquemas, em geral, usam fórmulas baseadas em medidas locais, assumindo serem homogêneos os parâmetros na escala da grade. No entanto, essa suposição não é válida nos

casos em que movimento de sub-grade induz variabilidade do vento horizontal que não é explicitamente representada (SLINGO et al., 1994). A compreensão completa dos mecanismos que regulam esses fluxos não é trivial, dada a não-linearidade entre algumas variáveis do problema (COSTA et al., 2001).

Há duas fontes diferentes de realce nos fluxos: convecção profunda e convecção livre na camada limite. As respectivas escalas (temporal e espacial) e os padrões convectivos são muito diferentes para cada uma dessas fontes. Aos diferentes processos físicos envolvidos, sugerem-se diferenciar aproximações para parametrizar as duas fontes do realce do vento em mesoescala. A parametrização deve levar a mudanças significantes na predição dos fluxos de superfície em regiões onde o vento médio é fraco, como por exemplo, a região da “piscina quente” do Oceano Pacífico.

Para Slingo et al. (1994) é fundamental considerar o aumento na velocidade do vento devido aos movimentos de mesoescala. A variabilidade do vento em mesoescala origina-se principalmente a partir de dois processos físicos: movimentos convectivos na camada limite e cisalhamento do vento em precipitação convectiva. A aproximação em representar o aumento nos fluxos de superfície devido aos ventos associados com a convecção profunda tem um efeito direto e eficaz nas simulações de circulação tropical.

Um dos aspectos físicos relacionados à intensificação de sistemas com forte presença de nuvens convectivas é o realce dos fluxos em superfície em virtude das rajadas geradas por fortes correntes que descem da base das nuvens. No caso de um sistema ciclônico é de se esperar que o efeito desse realce dos fluxos desempenhe um papel fundamental na sua intensificação, pois este simulará a contribuição das rajadas de ventos em superfície e, que não são levadas em consideração nos modelos atmosféricos, já que estes não possuem implementado na sua física um esquema de parametrização de realce dos fluxos por rajadas. Contudo, Wu e Guimond (2006) observaram que o efeito do realce deve ser mais expressivo em sistemas com menor intensidade de vento na meso e grande escalas. É, portanto, interessante observar esse efeito em associação com sistemas de menor velocidade em baixos níveis.

Diante dos atuais eventos extremos de precipitação na Região Nordeste do Brasil (NEB), torna-se imprescindível o estudo das influências das parametrizações de convecção na simulação desses fenômenos: comparando as precipitações observadas e simuladas, além das reservas de energia envolvidas no processo da convecção, a fim de propiciar ainda mais confiabilidade à previsão numérica do tempo.

1.1. Objetivo geral

O objetivo principal deste trabalho é dar continuidade ao trabalho desenvolvido por Ricarte (2007), trabalhando com uma série temporal mais longa com o intuito de compreender o efeito das rajadas no realce dos fluxos de superfície e sua conseqüente contribuição para o desenvolvimento dos sistemas convectivos que podem ocorrer sobre o Atlântico Sul, sobre a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e demais sistemas precipitantes sobre o Brasil.

1.2. Objetivos específicos

- ✓ Implementar no BRAMS, versão 4.2, um esquema de parametrização de realce de fluxos à superfície por rajadas, proposto por Redelsperger et al. (2000).
- ✓ Estudar um caso em que vários sistemas produtores de precipitação estavam simultaneamente presentes, de modo a verificar como cada um responde à parametrização do realce.
- ✓ Discutir a sensibilidade dos esquemas de convecção disponíveis no BRAMS, em termos das suas respostas ao realce dos fluxos em superfície.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Considerações gerais

O oceano e a atmosfera partilham uma fronteira onde se realizam os processos de troca de energia e matéria entre os dois fluidos. Esse sistema acoplado interage de maneira complexa, tal que algumas vezes as relações de causa e efeito não podem ser distinguidas. Esses processos são importantes para a manutenção das circulações atmosféricas e oceânicas (PERRY e WALKER, 1977). Nas regiões costeiras esta interação ocorre em função da influência do contraste de temperaturas terra-mar. Webster (1994) investigando o papel do ciclo hidrológico nas interações oceano-atmosfera verificou essa não-linearidade na estrutura de ambos os sistemas, hidrosfera e atmosfera.

As diferenças de temperatura e umidade no sistema oceano-atmosfera em grande escala são determinadas em parte pela transferência vertical de calor, umidade e momentum entre a camada limite e a atmosfera livre, incluindo o efeito dos sistemas convectivos de mesoescala como movimento ascendente e descendente e convecção.

Em 1964, Charney e Eliassen estudaram o desenvolvimento de furacões e propuseram um modelo de interação entre a escala convectiva e a grande escala no qual, em uma área com instabilidade condicional, a convecção está acoplada à convergência de grande escala em baixos níveis. Este acoplamento recebeu o nome de CISK (Convective Instability of the Second Kind - Instabilidade Condicional de Segundo Tipo).

A atmosfera terrestre é uma massa de ar não homogênea que possui camadas de acordo com o gradiente térmico vertical, sendo sua primeira camada a troposfera, em cuja sub-camada em contato direto com a superfície do planeta é chamada de Camada Limite Planetária (CLP).

Segundo Stull (1988) a CLP é definida como sendo a região da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície terrestre, e que responde as forçantes de superfície com uma escala de tempo cerca de uma hora ou menos. Os efeitos superficiais agem através das trocas verticais de calor, momentum, vapor d'água, emissões de poluentes e a modificações do escoamento do ar geradas pela influência do terreno.

A CLP se divide em uma subcamada inercial, em uma camada limite superficial, em uma camada de mistura e em uma camada de transição. A CLP pode apresentar-se em diferentes estados: como uma camada residual, resultante do decaimento da turbulência, como uma camada limite estável, que ocorre após o pôr do sol através do resfriamento radiativo da

superfície, ou como uma Camada Limite Convectiva (CLC), que ocorre durante o dia. (BITENCOURT, 2008).

O mecanismo primário para mudanças rápidas nas propriedades da CLP é o movimento vertical do ar em nuvens convectivas, devido às rajadas de vento provenientes da base das nuvens que modificam os fluxos em superfície. Regiões de convecção profunda e de precipitação sobre oceanos tropicais não apresentam evaporação máxima; estudos observacionais mostram que a zona equatorial tem valores de evaporação mais baixos do que a região dos alísios (RICARTE, 2007).

Desse modo, em regiões altamente convectivas, o acoplamento dos sistemas oceano-atmosfera ocorre em escala temporal variando de intradiurna à interanual e em escala espacial de poucos quilômetros (escala de nuvens) a milhares de quilômetros, devido aos movimentos ascendentes e descendentes no interior de torres convectivas individuais que são da ordem de 1 km ou menos (BYERS e BRAHAM, 1948; LEMONE e ZIPSER, 1980) e a subsidência, que os compensam, que cobre distâncias muito maiores [de 10 km até muito mais de 100 km, dependendo do raio de deformação (BRETHERTON, 1993; MAPES, 1998)]. Esses movimentos correspondem a circulações cujas escalas, tão desiguais, os impedem de ser explicitamente resolvidos nos modelos numéricos de previsão de tempo e clima com as resoluções atuais (ADAMS et al., 2009).

Do exposto, percebe-se a necessidade de previsão, nos MCGAs, dos fluxos de calor e umidade, haja vista que estes fluxos possuem efeitos importantes sobre a atmosfera, trazendo umidade e calor essenciais para a organização da convecção e das precipitações. Assim, tanto os modelos de circulação geral oceânica quanto os MCGAs necessitam parametrizar os fluxos de superfície. Entretanto, nos MCGAs as equações de fluxos de superfície são baseadas em medidas locais, onde parâmetros homogêneos horizontalmente na escala de subgrade são assumidos. Esta suposição não é válida em casos em que os movimentos de escala de subgrade induzem variabilidade do vento horizontal que não é representada explicitamente. Slingo et al. (1994), em estudos com MCGAs, mostraram que é fundamental considerar este realce em parametrização de fluxos de superfície.

O acoplamento de mesoescala que ocorre entre o oceano e a atmosfera quando a convecção precipitante profunda está presente certamente parece ser uma das chaves para o entendimento da dinâmica de regiões ativamente convectivas (RICARTE, 2007).

Heerwaarden et al. (2009) estudando as interações entre o escoamento de ar seco nos fluxos de superfície e no desenvolvimento da CLP verificaram que o escoamento do ar seco realça a evaporação, e que sua influência é mais acentuada nos fluxos de calor de superfície

nas baixas temperaturas potenciais (275-280 K) do que nas altas temperaturas potenciais (290-295 K). Isto acontece porque sob condições frias o feedback do escoamento do ar seco é mais dominante. A análise mostrou que o escoamento do ar seco é o processo qual cria uma correlação pobre entre a umidade relativa e a superfície evaporativa. Verificaram ainda que as interações do escoamento do ar seco e dos fluxos de superfície conduzem às respostas não-lineares da umidade relativa no topo da CLP e que a rugosidade da superfície é o parâmetro mais sensível na determinação dos fluxos de superfície e a altura de CLP, mas que o índice de umidade na atmosfera livre ainda tem um efeito significativo nos fluxos de superfície. Estes resultados mostram que para reproduzir fluxos de superfície realísticos e as propriedades da CLP, é essencial não somente ter propriedades da superfície e perfis de temperatura, mas é igualmente fundamental ter perfis da umidade e propriedades do escoamento do ar seco. E que para estudos da formação da nuvem, é essencial compreender que o escoamento do ar seco determina se uma ascensão na temperatura realça ou inibe a formação de nebulosidade.

2.2. Modelos atmosféricos

Os modelos atmosféricos são modelos desenvolvidos para simular e prever o comportamento da atmosfera, através de condições iniciais específicas. Esses modelos consistem em formulações matemáticas dos processos atmosféricos e das superfícies terrestre e oceânica, baseadas nos princípios físicos clássicos da hidrodinâmica e termodinâmica da atmosfera. Verticalmente, os modelos são divididos em perfis, e na superfície é constituído de uma malha horizontal (grade), com diversos nós onde as equações são calculadas formando dessa forma uma malha tridimensional. De acordo com sua abrangência superficial, os modelos podem ser divididos em modelos regionais e globais.

Os modelos baseiam-se nas equações da dinâmica da atmosfera, que expressam os princípios de conservação de movimento, massa e energia. Fenômenos que não podem ser resolvidos explicitamente para certo espaçamento de grade são incorporados através de parametrizações, tais como: difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos úmidos (incluindo a formação e a interação de nuvens e água líquida precipitante e gelo), calor sensível e latente, camadas de solo, vegetação, superfície d'água, efeitos cinemáticos do terreno e convecção cúmulos (rasos e profundos). As parametrizações do modelo podem ser alteradas para se adaptarem às condições de um determinado trabalho.

Os MCGAs possuem resolução na ordem de várias dezenas ou algumas centenas de quilômetros, sendo capazes de representar o comportamento de fenômenos de grande escala (KALMA e CALDER, 1994).

Os modelos de circulação regional (MCRs) se propõem a prever os fenômenos de mesoescala, como as frentes, orografia, brisa marítima, tempestades severas, etc. nesta escala a previsibilidade é menor e as previsões são de curto prazo, devido a não-linearidade dos sistemas. Os MCRs possuem resolução na ordem de poucas dezenas de quilômetros sendo capazes de representar comportamento de mesoescala em uma área específica (PIELKE, 2002).

Para se fazer previsões de um estado futuro da atmosfera (por exemplo, a previsão quantitativa de precipitação) com os MCRs, o mesmo é executado com as condições iniciais que descrevem o estado atual observado na atmosfera e recebem como condição de contorno as previsões realizadas por um MCGA em maior escala (NOBRE et al., 2001; DRUYAN et al., 2002; SUN et al., 2005).

O modelo atmosférico permite que suas simulações sejam realizadas com diferentes tamanhos de grades. Isso implica em diferentes respostas, que podem ser mais representativas dos eventos. Entretanto, previsões em alta resolução de grade do modelo, em torno de 1 km, exigem acréscimo de tempo computacional, podendo tornar inviáveis as previsões operacionais que podem não ficar prontas em tempo hábil.

Através de imagens de satélites, para a tensão do vento em superfície e TSM respectivamente, Chelton et al. (2001) analisaram no período de 3 meses o acoplamento oceano-atmosfera no leste do Pacífico Tropical. Os autores mostraram que o mecanismo responsável pelo acoplamento entre a TSM e o vento em superfície é a mudança na estabilidade na Camada Limite Planetária (CLP) que ocorre quando o ar que vem do HS atravessa a língua fria e sopra sobre águas mais quentes ao norte do Equador. A divergência do vento no lado norte e a convergência do vento no lado sul, na língua fria, foram diretamente induzidas pela variação da TSM e pelo vento em superfície.

A parametrização dos fluxos de superfície em modelos atmosféricos e oceânicos é baseada no método aerodinâmico, que pressupõe que o fluxo de uma variável é proporcional à diferença dos valores entre a superfície e o nível de medição logo acima e também à magnitude do vento local (GARRATT, 1992).

2.3. Fluxos de superfície e Realce

Os cálculos de fluxos de calor latente e sensível na superfície dos oceanos são essenciais para estudar as interações atmosfera-oceano, pois são esses fluxos que disponibilizam umidade e calor para atmosfera e são essenciais para o padrão da convecção e das precipitações (TAO e SIMPSON, 1991). Da mesma forma, as condições atmosféricas (vento, cobertura de nuvens, precipitação) podem alterar os parâmetros da superfície do oceano modificando os fluxos (WEBSTER e LUKAS 1992). Num estudo de sensibilidade, Wang (1996) mostrou que dentre os três fluxos já citados, o fluxo de calor latente tem a maior influência sobre a estrutura e a dinâmica interna de sistemas convectivos intensos sobre a superfície oceânica. De acordo com Wallace e Hobbs (1977) sobre a superfície dos oceanos, os fluxos de calor sensível e latente representam aproximadamente 30% do balanço de energia global médio anual.

Estudos mostram que o fluxo de calor sensível pode aumentar por uma ordem de magnitude se associado à presença de sistemas convectivos de mesoescala (JOHNSON e NICHOLLS, 1983).

Ren et al. (2004) realizaram estudos sobre a passagem de ciclones em latitudes médias. Os autores acoplaram os modelos MC2 (Canadian Mesoscale Compressible Community - BENOIT et al., 1997) e POM (Princeton Ocean Model) (BLUMBERG e MELLOR, 1987) e observaram que quando há a passagem de um ciclone sobre o oceano, a rugosidade da superfície extrai momentum da área abrangida pelo ciclone e seus arredores, e o ciclone obtém calor e umidade através dos fluxos de calor sensível e latente da superfície do oceano. A resposta positiva tende a dominar nos estágios iniciais, quando os fluxos do oceano coincidem com a intensificação do ciclone. Respostas negativas ocorrem com a geração de correntes induzidas pela tempestade, que transferem momentum para as camadas superiores do oceano, aumentando a troca vertical dentro desta camada, e, assim, resultando na diminuição da TSM. Assim, os fluxos de superfície do mar são reduzidos e a intensidade do ciclone também é reduzida. Este fato mostra como as condições atmosféricas podem interferir nos fluxos de superfície no oceano e de como os sistemas de nuvens sobre os oceanos tropicais são essenciais na avaliação do balanço de energia à superfície através da modificação dos fluxos de superfície para movimentos de mesoescala e escala de nuvens.

Segundo Wu e Guimond (2006) em eventos convectivos associados à precipitação, as correntes ascendentes e descendentes podem aumentar significativamente os fluxos de calor

latente e sensível através do aumento na velocidade do vento associado com eventos precipitantes bem como o decréscimo na temperatura do ar em regiões.

Chuda et al. (2008) usando imagens de radar e dados *in situ* de precipitação no Pacífico ocidental tropical (em torno de 2°N, 138°E), por um período de 74 dias, observaram que frações significativas dos fluxos de calor sensível e latente são encontrados durante as passagens de sistemas precipitantes, que causam grandes fluxos de superfície. Os autores também verificaram que as contribuições dos realces de superfície do fluxo de calor devido à condensação das nuvens aos fluxos de calor de superfície acumulados totais ao longo do período observacional foram 41 e 10% para os fluxos de calor sensível e latente, respectivamente.

A parametrização dos fluxos de superfície em modelos atmosféricos e oceânicos é baseada no método aerodinâmico, que pressupõe que o fluxo de uma variável é proporcional à diferença dos valores entre a superfície e o nível de medição logo acima e também à magnitude do vento local (GARRATT, 1992). Costa et al. (2001) mostraram que os fluxos de superfície também são realçados pelas correntes descendentes, que trazem ar frio e seco e modificam a camada limite para um estado mais frio, seco e com vento mais intenso.

Entretanto, os MCGAs sofrem incertezas adversas no acoplamento do sistema oceano-atmosfera e no balanço de energia à superfície, afetando a credibilidade das informações providas (GODFREY e LINDSTROM, 1989; GODFREY et al. 1991).

Renfrew et al. (2002) analisaram os valores de fluxo de superfície no mar do Labrador através de dados observacionais e dados de reanálise do NCEP (National Centers for Environmental Prediction) e do European Centre for Medium-Range Weather Forecasting (ECMWF). Os dados observacionais foram provenientes do período de invernos no hemisfério norte, de 6 fevereiro a 13 março 1997. Os autores observaram que os fluxos de calor sensível e latente do ECMWF foram superestimados em 13% e de 10%, respectivamente, quando comparados com os dados de superfície, mostrando que este modelo teve uma boa estimativa. Ao contrário do modelo de NCEP superestimou os fluxos de calor sensível e latente de 51% e 27%, respectivamente. As diferenças entre as estimativas dos fluxos pelos dois modelos são devido aos diferentes algoritmos do fluxo de calor de superfície utilizados pelos modelos.

O realce dos fluxos de mesoescala pode ser estimado pelo cálculo diagnóstico dos fluxos de calor à superfície, incluindo perfis de temperatura, umidade e vento. Parametrização e estudos de modelagem mostraram que tanto a convecção livre na camada limite quanto a convecção profunda precipitante podem resultar em realce de mesoescala nos fluxos de

superfície através da variabilidade do vento horizontal, que é a convecção induzida pelo cisalhamento na superfície, sugerindo assim que o vento é um parâmetro essencial na modulação da intensidade dos fluxos (GODFREY e BELJAARS, 1991; JABOUILLE et al., 1996; MONDON e REDELSPEGER 1998; REDELSPEGER et al., 2000).

O problema do realce de fluxos de superfície em regiões de intensa atividade convectiva pode ser encontrado no trabalho pioneiro de Gastrang (1967). Ele mostrou que para determinadas regiões sob perturbação as transferências de calor sensível e de calor latente podiam aumentar em uma ordem de magnitude. Quando integrado sobre toda a perturbação os fluxos podiam atingir o dobro do valor em relação a valores não perturbados.

Esbensen e McPhaden (1996) estudaram os fluxos sobre a “piscina quente” do Oceano Pacífico e encontraram que as correntes descendentes que causam rajadas em sistemas de mesoescala elevam a evaporação média mensal em até 10 %. Durante períodos calmos, de ventos fracos e variáveis, sobre o Pacífico Oeste, o realce causado pela atuação dos sistemas de mesoescala pode atingir algo em torno de 30 % do valor médio mensal.

Jabouille et al. (1996) estudaram o realce dos fluxos para o mesmo experimento estudado por Esbensen e McPhaden (1996) e mostraram que o fator de realce que as rajadas podem causar nos fluxos de superfície aumenta com o valor médio das rajadas, mas que esse valor satura em torno de 3 m.s^{-1} , ou seja, a partir desse valor não se observa mais efeito das rajadas sobre os fluxos.

Redelsperger et al. (2000), na linha do trabalho de Jabouille et al. (1996), propuseram uma parametrização de realce de fluxos de superfície. Essa parametrização estabelece um valor de vento devido à rajada que é calculado em função da taxa de precipitação ou do fluxo de massa na base das nuvens. A partir de um conjunto de dados dessa perturbação, eles obtiveram uma relação logarítmica entre o realce pelas rajadas e a taxa de precipitação.

Wu e Guimond (2006) realizaram simulações bi e tri-dimensionais das nuvens e seu ambiente. Eles obtiveram, usando o trabalho de Redelsperger et al. (2000), que simulações com modelos que resolvem a escala da nuvem levam a relações consistentes do efeito do realce por rajadas e que a fórmula que relaciona o realce com a taxa de precipitação produz o menor erro médio quadrático.

2.4. Parametrização de convecção

A princípio, o objetivo da parametrização convectiva em modelos numéricos de previsão de tempo é estimar a taxa de precipitação convectiva na sub-grade, concomitante

liberação de calor latente, redistribuição de calor, umidade e momento na vertical. Sendo assim um dos aspectos mais controversos da modelagem numérica da atmosfera, pois além das taxas de precipitação, os esquemas de convecção são determinantes do balanço de energia e de umidade da atmosfera. Outra motivação para utilizar parametrização de convecção é prevenir o rápido e irrealístico crescimento dos distúrbios em escalas menores do que aquelas resolvidas pelo modelo numérico (KAIN e FRITSCH, 1998).

Um problema meteorológico de grande importância está em entender os processos de transporte convectivo a fim de incorporá-los parametricamente nos modelos numéricos de grande escala (BETTS, 1973). Vários esquemas de parametrização de cúmulos têm sido desenvolvidos ao longo dos anos (MANABE et al., 1965; KUO, 1965, 1974; ARAKAWA e SCHUBERT, 1974; GRELL e DÉVÉNYI, 2002; entre outros).

A Figura 1 ilustra alguns processos comuns nas nuvens cumulus profundas, sendo os principais a condensação (congelamento) e evaporação (derretimento). Na corrente ascendente o vapor d'água se condensa e na descendente a fração (ou todo) condensada se evapora. A evaporação, abaixo da base da nuvem, produz resfriamento estabilizando o ambiente. Outras regiões de evaporação situam-se nas laterais e no topo, onde o ar da nuvem é desentranhado para o ambiente. O entranhamento de ar ambiente, mais frio e mais seco, na nuvem contribui para diminuir o empuxo positivo da corrente ascendente.

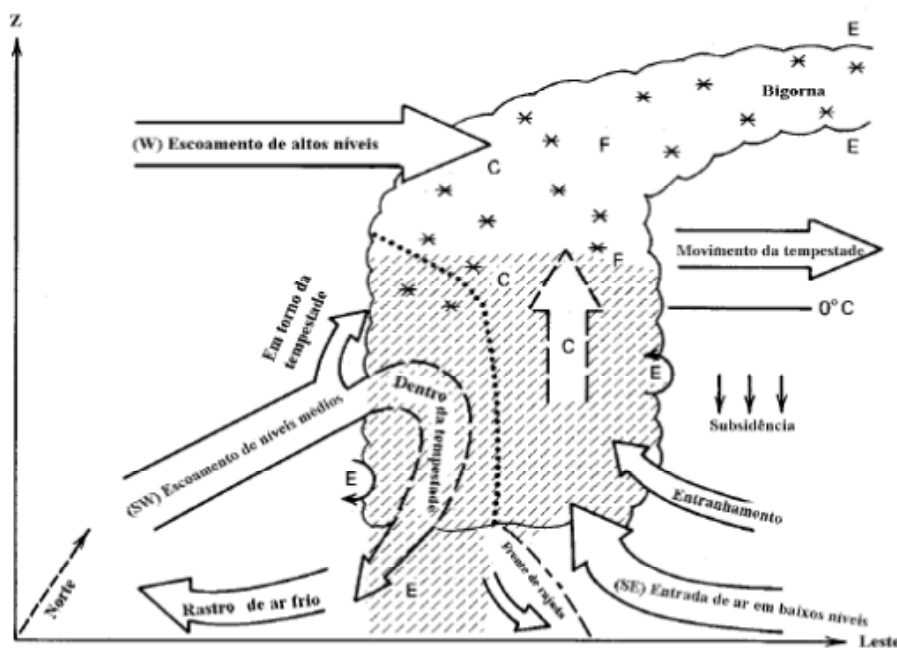


Figura 1. Diagrama esquemático para uma tempestade madura

Legenda: C, refere-se à condensação; E, evaporação; F, congelamento. As setas indicam a direção do vento.
 FONTE: adaptada de Haltiner e Williams (1980, p.321).

Ainda na Figura 1 observa-se a frente de rajada, rastro de ar frio (“wake of cool air”), a entrada de ar de baixos níveis para dentro da nuvem e a subsidência no ambiente. Este último torna o ambiente ao redor da nuvem mais seco e quente por compressão adiabática. Todos os processos mostrados na Figura 1 são representados em modelos numéricos através dos esquemas denominados explícitos ou esquemas que parametrizam os seus efeitos.

Kuo (1965) propôs um esquema de parametrização para os efeitos estatísticos da convecção em cumulus profundos nos ciclones tropicais na forma de liberação de calor latente, através da condensação, e as consequentes mudanças nas distribuições de umidade e temperatura na grande escala (HALTINER e WILLIAMS, 1980). Os esquemas do tipo Kuo são adaptações dos trabalhos de Kuo (1965, 1974). A parametrização de Kuo, foi desenvolvida sob condições de um quase balanço entre a precipitação e o transporte vertical de água pelo escoamento de grande escala, já que suas observações foram em regiões sob a ação de convecção profunda. Assim, Kuo assumiu que a convecção ocorre em camadas de estratificação condicionalmente instável sobre áreas de convergência em baixos níveis. A base da nuvem é dada pelo nível de condensação por levantamento do ar de superfície. A distribuição vertical de temperatura e de razão de mistura dentro da nuvem é representada pela adiabática úmida, e o topo é determinado quando essa intercepta a sondagem ambiente.

Inicialmente, a aproximação de Kuo (1974), que incorpora os efeitos de escala de sub-grade da convecção cúmulos foi muito usada em modelos de previsão numérica de tempo. Porém, tinha uma incapacidade de produzir perfis verticais observados de fonte aparente de calor e sumidouro aparente de umidade, propostos por Yanai et al. (1973).

A Parametrização Kuo sofreu alguns ajustamentos. Entre esses se tem as propostas por: Anthes (1977), que propôs que o parâmetro b fosse dependente da umidade relativa, de tal forma que, a eficiência de precipitação seria zero em ambiente seco, e um em ambiente saturado; Molinari (1982), que formulou b para garantir que quando a atmosfera se aproxima da saturação na grande escala a taxa de variação vertical da temperatura virtual aproxima-se da adiabática úmida.

Molinari (1985) apresentou uma forma geral da parametrização cúmulos Kuo, que foi testada na previsão de um complexo convectivo de meso-escala (CCM). Embora limitada fisicamente, essa aproximação satisfaz arbitrariamente os perfis verticais de fontes e sumidouros de calor e umidade, tendo benefícios significantes com relação à simplicidade para reproduzir qualquer perfil desejado. Essa é a forma da parametrização de Kuo que existe no modelo BRAMS.

Para Emanuel (1994) uma virtude do esquema de Kuo é a de ajustar a taxa de variação vertical da temperatura virtual para valores adiabáticos e, uma limitação seria o impedimento da liberação da energia de empuxo. A presença de energia disponível é uma condição necessária, mas não suficiente para ativar a convecção Kuo. Vale ressaltar que mesmo em áreas onde a convergência de umidade é insignificante para acionar a convecção, outros processos físicos de grande escala podem instabilizar a atmosfera e ativar a convecção Kuo. O acúmulo de instabilidade nestas áreas e a sua liberação com grande vigor em pequenas áreas, muitas vezes, leva a valores artificiais de CISK. O resultado é a geração de “tempestades em pontos de grade” (BOUGEAULT e GELEYN, 1989), onde a energia disponível sobre uma extensa área é liberada em um único ponto de grade.

Arakawa e Schubert (1974) observaram que a convecção de cúmulos modifica os campos de temperatura e umidade de grande escala. Essa modificação dá-se em primeiro lugar devido ao desentranhamento do ar nas nuvens, que causa um resfriamento e umedecimento do ambiente, e em segundo lugar, por causa dos movimentos compensativos induzidos entre as nuvens, que causam um aquecimento e uma secagem do ambiente. Ainda neste estudo eles desenvolveram uma teoria da interação mútua de um conjunto de nuvens cúmulos com a grande escala do ambiente, na qual o controle deste mecanismo é formulado através do forçamento de grande escala. Dessa forma, o problema da parametrização da convecção de cúmulos reduziu-se a determinação de alguns parâmetros como, por exemplo, a distribuição vertical do fluxo total de massa pelo conjunto, o total do desentranhamento de massa proveniente das nuvens e as propriedades termodinâmicas desta massa de ar. Por isso, esquemas desse tipo são chamados de “esquemas fluxo de massa”. Entretanto, a implantação do esquema de Arakawa e Schubert (1974) não é simples e formulações simplificadas foram aplicadas para problemas práticos (ALBRECHT et al., 1986; SILVA, 2001). A parametrização de AS, segundo Cotton e Anthes (1989), é mais geral do que a de Kuo (1974) e foi desenvolvida principalmente para ser utilizada em modelos de circulação geral.

Estudos sobre a fidelidade física dos esquemas de convecção indicam que esquemas do tipo Kuo tendem a falhar na representação de processos físicos mais complexos, como a interação entre convecção e processos evaporativos de superfície. Emanuel et al. (1994) e Raymond (1994) apontam que uma das fraquezas dos esquemas tipo Kuo é que em um processo no qual a grande escala precisa que os efeitos das nuvens convectivas seja o de gerar energia potencial disponível, esses esquemas tendem a consumir energia da atmosfera, em vez de gerá-la. Já esquemas do tipo fluxo de massa (como Arakawa e Schubert, 1974) tendem a

ter uma retroalimentação positiva com a superfície, por estarem baseados no princípio do quase equilíbrio.

A parametrização de corrente descendente úmida foi incluída no esquema Arakawa e Schubert (1974) por Grell (1993). 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 (de SOUZA et al., 2009).

Santos e Souza (2009) para simular um evento chuvoso extremo testaram dois esquemas de parametrização convectiva: Kuo e Grell. O modelo BRAMS foi usado para simular o período de 30 de Julho de 2000 a 02 de Agosto de 2000, com uma grade com 10 km de resolução horizontal. E verificaram que o esquema de parametrização de convecção de Grell evidenciou melhor o evento obtendo resultados bastante satisfatórios.

Buscando-se analisando o desempenho do modelo RegCM3 em simular a variabilidade pluviométrica sazonal da Amazônia oriental de Souza et al. (2009) usaram duas parametrizações. Os autores verificaram que o RegCM3 apresenta erros sistemáticos, sobretudo aqueles relacionados com viés seco no Amapá e norte/nordeste do Pará usando ambos os esquemas Grell e MIT (Massachusetts Institute of Technology), os quais apontam que o modelo não reproduz as características da ZCIT sobre o Atlântico equatorial. Também constataram que para padrões anômalos precipitação sazonal em associação aos episódios ENOS (El Niño Oscilação Sul) e às fases do gradiente térmico sobre o Atlântico intertropical fora melhores simulados pelo Grell do que o MIT.

De acordo com Kuo et al. (1997) tentando-se melhorar o entendimento da interação entre a grande escala e a convecção cumulus muitos esquemas de parametrização já foram desenvolvidos e incorporados em modelos numéricos, entre esses, têm-se: Kuo (1974), Arakawa e Schubert (1974), e Grell (1993). Até o momento, nenhum dos esquemas existentes é considerado melhor do que outro sob qualquer situação atmosférica (KUO et al., 1997; WANG e SEAMAN, 1997).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Descrição do Modelo utilizado

O modelo atmosférico utilizado será o *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* - BRAMS (FAZENDA et al., 2007) na sua versão 4.2.

O RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) é um modelo que possui freqüentes aplicações de simulações de fenômenos atmosféricos na mesoescala (PIELKE et al., 1992) para previsões operacionais do tempo, de regulação da qualidade do ar e também de suporte a pesquisas (TREMBACK e WALKO, 2003). O modelo tem um código dinâmico que foi desenvolvido na Universidade do Estado do Colorado, nos Estados Unidos. O RAMS, como um modelo regional, trabalha com condições de contorno fornecidas por MCGAs.

O BRAMS foi resultado de um projeto de pesquisa do Atmospheric, Meteorological, and Environmental Technologies (ATMET), do Instituto de Matemática e Estatística da Universidade de São Paulo (IME/USP), do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da USP e do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), financiado pela FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos) para a formação de uma versão do RAMS para ser usado em produção por centros operacionais brasileiros e em modo de pesquisa pelas universidades brasileiras (FAZENDA et al., 2007). Este projeto rendeu três versões do BRAMS, as demais foram geradas pelo CPTEC.

O modelo RAMS é utilizado mundialmente, o BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) possui diversas aplicações no Brasil (SILVA et al., 2002; ALONSO et al., 2004), inclusive no Estado da Paraíba (CAVALCANTI, 2001; MELO et al., 2004), sendo largamente difundido para uso operacional e de pesquisa no Brasil.

O BRAMS é um modelo de mesoescala e inclui no seu código várias opções de parametrizações físicas, dentre elas: radiação de onda longa e de onda curta (CHEN e COTTON, 1983); de turbulência na camada limite planetária (MELLOR e YAMADA, 1982); microfísica de nuvens que segue o esquema descrito por Walko et al. (1995); de convecção rasa desenvolvida por Souza (1999); e, convecção profunda do tipo Kuo (1974), modificada por Molinari (1985) e do tipo Grell (GRELL e DÉVÉNYI, 2002).

O código do modelo contém uma variedade de estruturas e feições que permitem resoluções menores que um metro a centenas de quilômetros, domínios de poucos quilômetros ao globo inteiro e ainda um conjunto de opções físicas para sua implementação (COTTON et al., 2003).

3.2. Esquema de Realce de Fluxo

Uma boa discussão sobre a troca turbulenta entre a superfície e a atmosfera pode ser encontrada em Garratt (1992). Essa troca é geralmente expressa pela fórmula aerodinâmica integral, que tem a seguinte forma, para fluxos de calor sensível e de calor latente, respectivamente:

$$F_{\theta} = \rho_a c_p C_H U_0 (\theta_s - \theta_a) \quad (1)$$

e

$$F_q = \rho_a L C_q U_0 (q_s - q_a) \quad (2)$$

em que F_{θ} é o fluxo de calor sensível e F_q é o fluxo de calor latente, ρ_a é a densidade do ar no nível do anemômetro, c_p é o calor específico a pressão constante, L é o calor latente de condensação, C_H e C_q são coeficientes de troca turbulenta entre a superfície e o ar, U_0 é o módulo do vetor velocidade, θ é a temperatura potencial, q é a umidade específica e os índices s e a referem-se à superfície e ao nível do anemômetro, respectivamente.

O termo U_0 na fórmula aerodinâmica representa a contribuição do vento para os fluxos de superfície. Esse termo, em um modelo, representa o vento médio resultante em um ponto de grade. Como os elementos convectivos são um efeito de subgrade na maioria dos modelos, o efeito que as rajadas associadas às nuvens causa no realce da evaporação não aparece nesse termo geral. Para incorporar esse efeito, as Equações (1) e (2) devem ser reescritas na forma:

$$F_{\theta} = \rho_a c_p C_H U (\theta_s - \theta_a) \quad (3)$$

$$F_q = \rho_a L C_q U (q_s - q_a) \quad (4)$$

sendo:

$$U = (U_0^2 + U_g^2)^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

em que U_g representa a contribuição das rajadas. Redelsperger et al. (2000) derivaram uma fórmula que associa o efeito das rajadas a taxa de precipitação. Usando dados do TOGA-COARE eles obtiveram uma relação logarítmica com uma correlação de 0,752. O termo de rajada pode ser, então, escrito em função da precipitação na forma:

$$U_g = \log(1 + 6,69R - 0,476R^2), \quad R \leq 6 \text{ cm.dia}^{-1} \quad (6)$$

$$U_g = 3,2 \text{ m.s}^{-1}, \quad R > 6 \text{ cm.dia}^{-1}$$

em que R é a taxa de precipitação. A Equação (5) foi implementada no BRAMS de modo que, antes de calcular os fluxos de superfície, o vento que vai ser usado na fórmula aerodinâmica é

modificado pela Equação (5). Evidentemente, o valor de U_g será nulo se a taxa de precipitação do passo de tempo anterior for zero. Outro ponto é que a Equação (6) foi obtida com base nos valores médios na região do experimento TOGA-COARE. É de se esperar, no entanto, que o realce seja dependente da resolução horizontal do modelo, conforme mostrado por Wu e Guimond (2006).

Costa et al. (2001) mostraram que os fluxos de superfície também são realçados pelas correntes descendentes, que trazem ar frio e seco e modificam a camada limite para um estado mais frio, seco e com vento mais intenso. O realce do fluxo de superfície se dá, então, pela correlação negativa entre o módulo do vento e a temperatura e a umidade do ar (geralmente o primeiro nível de um modelo).

3.3. Descrição do Esquema Kuo

Esquemas do tipo Kuo (1974) apresentam os termos de aquecimento e de umedecimento devidos à convecção profunda, respectivamente, na forma:

$$\left. \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{CP} = (1-b) \frac{(s_n - \bar{s})}{\langle s_n - \bar{s} \rangle} L \left\langle \left(\frac{Dq}{Dt} \right)_{GE} \right\rangle \quad (7)$$

e

$$\left. \frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} \right)_{CP} = b \frac{(q_n - \bar{q})}{\langle q_n - \bar{q} \rangle} \left\langle \left(\frac{Dq}{Dt} \right)_{GE} \right\rangle \quad (8)$$

com

$$\langle \chi \rangle = \frac{1}{\Delta z} \int_{nuvem} \chi dz$$

Nas equações (7) e (8) s é a energia estática e q_t é a umidade específica total, o termo b é a fração da convergência do vapor d'água que é usada para umedecer a coluna atmosférica. Conseqüentemente, a outra fração $(1-b)$ é usada para aquecer a coluna, através da liberação de calor latente.

Outro termo importante é $\left\langle \left(\frac{Dq}{Dt} \right)_{GE} \right\rangle$ que representa a convergência total de umidade em uma coluna atmosférica, dado pela soma da convergência de grande escala com o termo de evaporação local. Devido à associação com a convergência de grande escala, esses esquemas são denominados de esquemas do tipo CISK (Instabilidade Condicional de Segundo Tipo (CHARNEY e ELIASSEN, 1964)).

3.4. Descrição do Esquema Arakawa-Schubert

Arakawa e Schubert (1974) desenvolveram um esquema de parametrização de cúmulos que considera um espectro de tipos de nuvens, cada uma caracterizada por uma taxa de entranhamento λ . O fechamento do esquema está baseado no quase equilíbrio entre o conjunto de nuvens e o forçante de grande escala.

Nesse esquema as equações prognósticas da energia estática seca s e da umidade específica q_t , equações básicas usadas para descrever as variações temporais dos campos de umidade e temperatura de grande escala, são dadas por:

$$\rho \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = D(\hat{s} - \bar{s} - L\hat{l}) + M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} - \rho \bar{v} \cdot \nabla \bar{s} - \rho \bar{\omega} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} + \bar{Q}_R \quad (9)$$

em que,

$$\bar{Q}_R \equiv \tilde{Q}_R + \sum_{d.c.} Q_{Ri}$$

e

$$\rho \frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} = D(\hat{q}^* + l - \bar{q}) + M_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} - \rho \bar{v} \cdot \nabla \bar{q} - \rho \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (10)$$

em que \hat{s}, \hat{q}^* são os valores de energia estática e razão de mistura à saturação, D é o desentranhamento total das nuvens no ambiente l é a razão de mistura da água líquida.

Os dois primeiros termos das equações (9) e (10) são os efeitos da convecção e são determinados através de um modelo de nuvens e de um fechamento para o fluxo de massa $M_c(z)$.

No quase equilíbrio as nuvens são a resposta estabilizante da atmosfera ao processo de desestabilização causado pela grande escala e a energia disponibilizada pelo forçante de grande escala é dissipada pelos processos convectivos de modo que a função-trabalho da nuvem permanece quase constante. A função-trabalho é dada por:

$$A(\lambda) = \int_{z_B}^{z_D(\lambda)} \frac{g}{c_p T(z)} \eta(z, \lambda) [s_{vc}(z, \lambda) - \bar{s}_v(z)] dz \quad (11)$$

A precipitação convectiva instantânea nos trópicos não é muito relacionada com o grau de instabilidade; assim para um dado valor de $A(\lambda)$ não se deve esperar uma relação próxima com a atividade convectiva. Em vez disso, a atividade convectiva é relacionada com a taxa temporal de mudança de $A(\lambda)$. Assim, a derivada temporal da função-trabalho da

nuvem pode ser expressa como o somatório dos termos da nuvem e dos termos de grande escala, na forma:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_C + \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{LS} \quad (12)$$

em que os subscritos C e LS denotam, respectivamente, os termos da nuvem e os termos de grande escala. Os termos de grande escala são chamados de forçante $F(\lambda)$, assim:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_C + F(\lambda) \quad (13)$$

e

$$\left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_C = \int_0^{\lambda_{m\acute{a}x}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' \quad (14)$$

O princípio do quase equilíbrio estabelece que:

$$\left| \frac{dA(\lambda)}{dt} \right| \ll \left[\left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right] \right]_C \approx |F(\lambda)| \quad (15)$$

Assim, o fluxo de massa convectivo na base da nuvem é encontrado de:

$$\int_0^{\lambda_{m\acute{a}x}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) = 0 \quad (16)$$

3.5. Descrição do Esquema Grell

O esquema proposto por Grell e Dévényi (2002), que é a outra opção de parametrização convectiva do BRAMS, usa o princípio do esquema de Arakawa e Schubert para uma única nuvem. Há uma gama de fechamentos diferentes para determinar a quantidade e a localização de convecção. Esses fechamentos são utilizados com o objetivo de determinar o fluxo de massa na base da nuvem m_b . Na versão atual do BRAMS o Grell está com os seguintes esquemas disponíveis: Ensemble (EN), Grell (GR), Low Level Omega (LO), Convergência de Umidade (MC), Kain Fritsch (SC) e Arakawa-Schubert (AS).

Na implementação original do esquema Grell, um equilíbrio entre o forçante de grande escala e a resposta da nuvem é assumida como:

$$-\frac{A'(\lambda) - A(\lambda)}{dt} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda) dt} m_b(\lambda) \quad (17)$$

No fechamento Grell (Grell, 1993), A é calculado localmente, enquanto que para o outro fechamento AS é utilizado um valor climatológico de A .

No esquema Kain e Fritsch (1992) simulam um fechamento no qual a instabilidade é simplesmente removida pela convecção em um período de tempo $(dt)_c$:

$$-\frac{A(\lambda)}{(dt)_c} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda)dt} m_b(\lambda) \quad (18)$$

No esquema do tipo convergência de umidade, o fluxo de massa é determinado a partir de um esquema tipo Kuo.

$$R(\lambda) \equiv I_1(\lambda)(1-b)m_b(\lambda) \quad (19)$$

em que $R(\lambda)$ é a taxa de precipitação e $I_1(\lambda)$ é uma constante que depende da convergência.

O fechamento *low level omega* (LO) foi adaptado por Frank e Cohen (1987). Assumindo que o fluxo de massa na base da nuvem é determinado pelas condições em um nível l_t , na camada sob-nuvem, $m_b(\lambda)$ pode ser calculado de:

$$m_b(\lambda) = m_u(l_t, \lambda) = \tilde{M}(l_t) - m_d(l_t, t - \Delta t) \quad (20)$$

O esquema proposto por Grell e Dévényi (2002), o fluxo de massa convectivo pode ser determinado por cada um dos fechamentos descritos acima ou por uma média entre todos os fluxos, que é o fechamento “ensemble”.

3.6. Características dos experimentos

A região de estudo cobre a ZCIT e parte do Atlântico Sul ao leste da costa sul do Brasil. As coordenadas centrais das grades foram 7°S, 15°W.

Para cada experimento, foi feita uma integração durante um período de 744 horas a partir da 00 UTC do dia 1° de março de 2008 até 00 UTC do dia 1° de abril de 2008.

A integração foi heterogênea e não-hidrostática, com duas grades com resolução horizontal de 80 km e 40 km, cujos domínios foram configurados com 100 pontos na direção x e 100 pontos na direção y (para a resolução de 80 km) e 200 pontos na direção x e 200 pontos na direção y (para a resolução de 40 km), de modo que o domínio foi o mesmo para as duas grades. Na vertical foram utilizados 42 níveis na atmosfera, além de 9 níveis de solo. A resolução vertical começa com 20 m no primeiro nível e cada camada aumenta por um fator 1,2 até atingir uma resolução de 1000 m, que é mantida até o topo do modelo atingindo mais de 20 km. O passo de tempo de integração foi de 60 s.

A análise foi dividida em dois domínios espaciais: continente (C), abrangendo as coordenadas de latitude 10°S a 4°S e longitude 42°W a 35°W; e, oceano (O), com coordenadas laterais de latitude 6°S a 5°N, e, longitude de 35°W a 12°W (Figura 2).

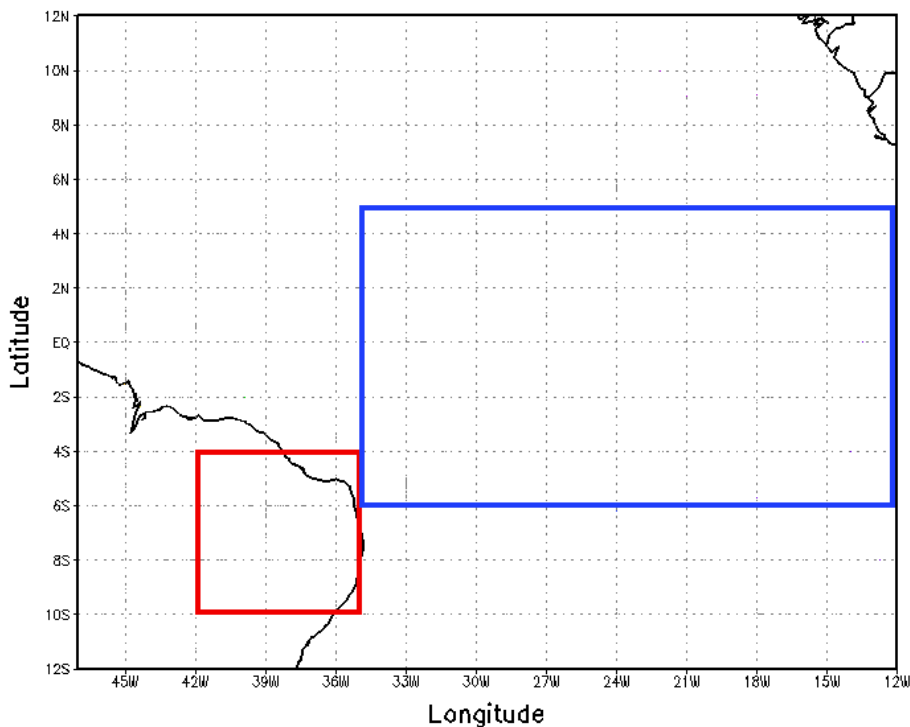


Figura 2. Domínios de estudo

O *Nudging* foi aplicado com 1800 s nos cinco pontos laterais. No centro o *Nudging* foi de 21600 s (6 horas) e no topo foi de 10800s (3 horas).

Durante a realização deste trabalho foram utilizados dados de análise fornecidos pelo CPTec para alimentação do modelo regional, como também para a análise sinótica do período, com intervalos de análise de 6 horas. Para visualização dos resultados da simulação utilizou-se o software gráfico de visualização e análise de dados dispostos em grade, o GrADS.

Foram realizados 8 experimentos, nos quais os esquemas Kuo e Grell e Dévényi (2002) foram usados para teste de sensibilidade ao realce dos fluxos de superfície: sem realce (KUOO40, KUOO80, GREO40, GREO80) e 4 com realce de fluxo (KUOE40, KUOE80, GREE40, GREE80).

Os experimentos KUOO e KUOE foram feitos utilizando o esquema de parametrização convectiva padrão do BRAMS, o esquema Kuo. Os experimentos GREO e GREE foram feitos utilizando o esquema de Grell e Dévényi (2002), com o fechamento de Grell (1993).

Tabela 1. Resumo dos experimentos realizados

Experimento	Parametrização de convecção	Realce	Resolução (km)
GREO40	Grell	Não	40
GREE40	Grell	Sim	40
GREO80	Grell	Não	80
GREE80	Grell	Sim	80
KUOO40	Kuo	Não	40
KUOE40	Kuo	Sim	40
KUOO80	Kuo	Não	80
KUOE80	Kuo	Sim	80

3.7.Dados de precipitação

Os dados de observacionais de precipitação foram estimados por satélite no projeto Global Precipitation Climatology Project (GPCP). A precipitação é do produto GPCP-1DD, que tem precipitação acumulada pentadal em resolução de $1^\circ \times 1^\circ$.

Dados de precipitação também foram obtidos no CPTEC, que forneceu carta com o total de precipitação no mês de março de 2008.

Também se usou a estimativa de precipitação 3B43. Este algoritmo é proveniente de uma combinação entre estimativas multi-satélites do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), Special Sensor Microwave Imager (SSM/I), Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E) e Advanced Microwave Sounding Radiometer (AMSU-B) no canal de microondas, canal infravermelho; e as análises de pluviômetros do Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) baseados em medições de pluviômetros em superfície (HUFFMAN et al., 2007). O 3B43 tem como resolução temporal, acumulados mensais de precipitação (mm) e estão organizados espacialmente em ponto de grade com resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ de latitude e longitude.

A técnica de estimativa de precipitação do TRMM fornece valores mais precisos do que as técnicas indiretas baseadas em imagens de outros satélites (BARRERA, 2005).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Figura 3A encontra-se o campo médio de linhas de corrente para o mês de março de 2008. As linhas de corrente são para o experimento GREO80, mas dá uma idéia das condições de grande escala no período analisado. Observa-se confluência dos ventos na região da ZCIT entre 6°N e 6°S. De acordo com a revista CLIMANÁLISE, o mês de março de 2008 foi considerado um dos meses mais chuvosos dos últimos anos em grande parte da NEB. Sendo a ZCIT e os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) os principais sistemas responsáveis pela ocorrência das chuvas, acompanhados do sinal da Oscilação Intrazonal Madden-Julian (OMJ) e de linhas de instabilidade (LIs) que favoreceram valores de chuvas acima da média sobre a região entre o final de março e início de abril. Pela Figura 3B, obtida no CPTEC pode-se observar que o setor Norte do NEB e o litoral de Pernambuco e de Alagoas apresentaram valores acumulados de precipitação superiores a 600 mm.

Percebe-se que no domínio do continente (Figura 3A) os ventos em superfície são de leste, enquanto no domínio do oceano a ZCIT tem configuração de ventos de nordeste. Pela Figura 3C vê-se que o satélite estima de forma satisfatória a ZCIT, entre 4°N e 5°S. Sobre o continente o TRMM apesar de subestimar os valores máximos de precipitação, os demais valores são coerentes com os observados, como por exemplo, o setor leste do Rio Grande do Norte, que apresenta precipitação observada entre 150 e 250 mm, enquanto a estimada variou entre 150 e 300 mm.

No domínio oceânico percebe-se forte influencia da ZCIT (Figura 3C), com precipitação máxima estimada de 400 mm e maiores totais a oeste do domínio.

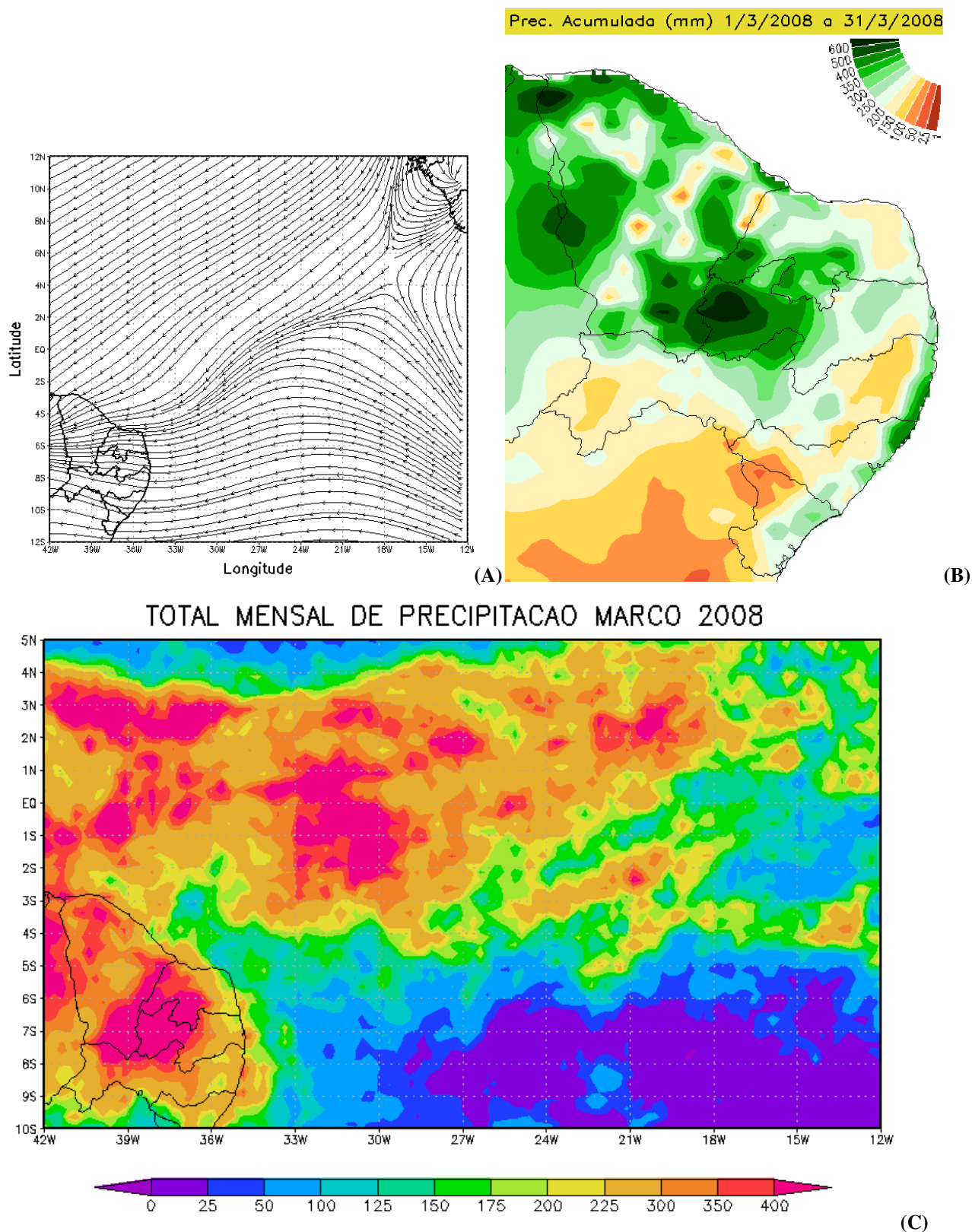


Figura 3. Campo médio das linhas de corrente para o experimento GREO em 900 hPa (A), precipitação acumulada observada sobre o continente (B), precipitação estimada pelo TRMM (C) para o mês de março de 2008

Fonte (Fig. 3B): CPTEC/INPE

4.1. Distribuição espacial da precipitação

As Figuras 4 (A-B) mostram a precipitação acumulada no experimento GREO para o mês de março de 2008 para as duas resoluções. Percebe-se que os dois experimentos simularam valores de precipitação maiores na parte Norte do NEB, entretanto o experimento GREO40 foi mais sensível à detecção da precipitação no setor leste do NEB. A mínima precipitação acumulada é de 100 mm, e ocorre no Agreste de Pernambuco, associada ao centro do VCAN. No experimento GREO80 a precipitação mínima encontra-se mais a oeste, enquanto no GREO40 a precipitação mínima está próxima ao litoral, concordando com a observação (Figura 3B). Sobre o norte do Ceará, observa-se um máximo superior a 500 mm, associado à ZCIT, que se encontra posicionada entre 2°N e o 6°S, com máximos valores (700 mm) a oeste do domínio. Comparando-se com a observação (Figura 3B), pode-se ver que o esquema GRE produz e superestima a precipitação principalmente na parte oeste da ZCIT. No experimento GREO40 o modelo detecta os dois picos de precipitação: um situado no Semiárido paraibano (6,8°S, 38,5°W); e outro na divisa do estado do Maranhão com o Ceará (4,2°S, 41,7°W), entretanto subestima os valores máximos. Ainda no experimento GREO percebe-se que o modelo superestima em aproximadamente 100 mm os valores das precipitações máximas e mínimas quando comparados com os dados observados (Figura 3B).

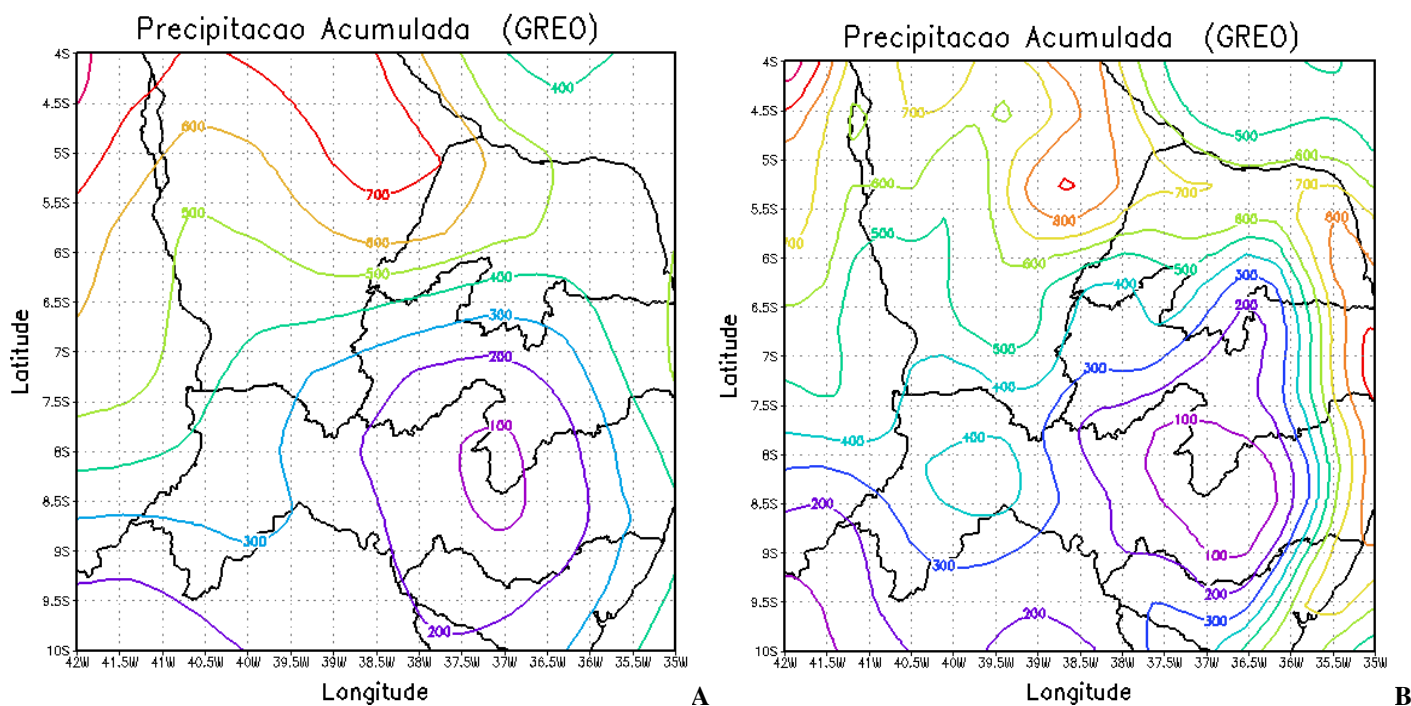


Figura 4. Precipitação acumulada (mm) sobre o continente para o mês de março de 2008 para o experimento GREO com grade de 80 (A) e 40 km (B)

Nas Figuras 5 (A-B) encontram-se a distribuição espacial da precipitação acumulada para o experimento GREO no mês de março de 2008, sobre o oceano, para as duas grades analisadas. Nos dois experimentos a precipitação é máxima a oeste do domínio, região de confluência dos alísios, atingindo o valor de 450 mm, próximo a costa leste do NEB, valor bem superior ao estimado pelo TRMM (Figura 3C) que foi de 200 mm e ao observado na costa leste do Rio Grande do Norte de aproximadamente 150 mm (Figura 3B). Para o experimento GREO40 a área com precipitação de 400 é maior que a do GREO80.

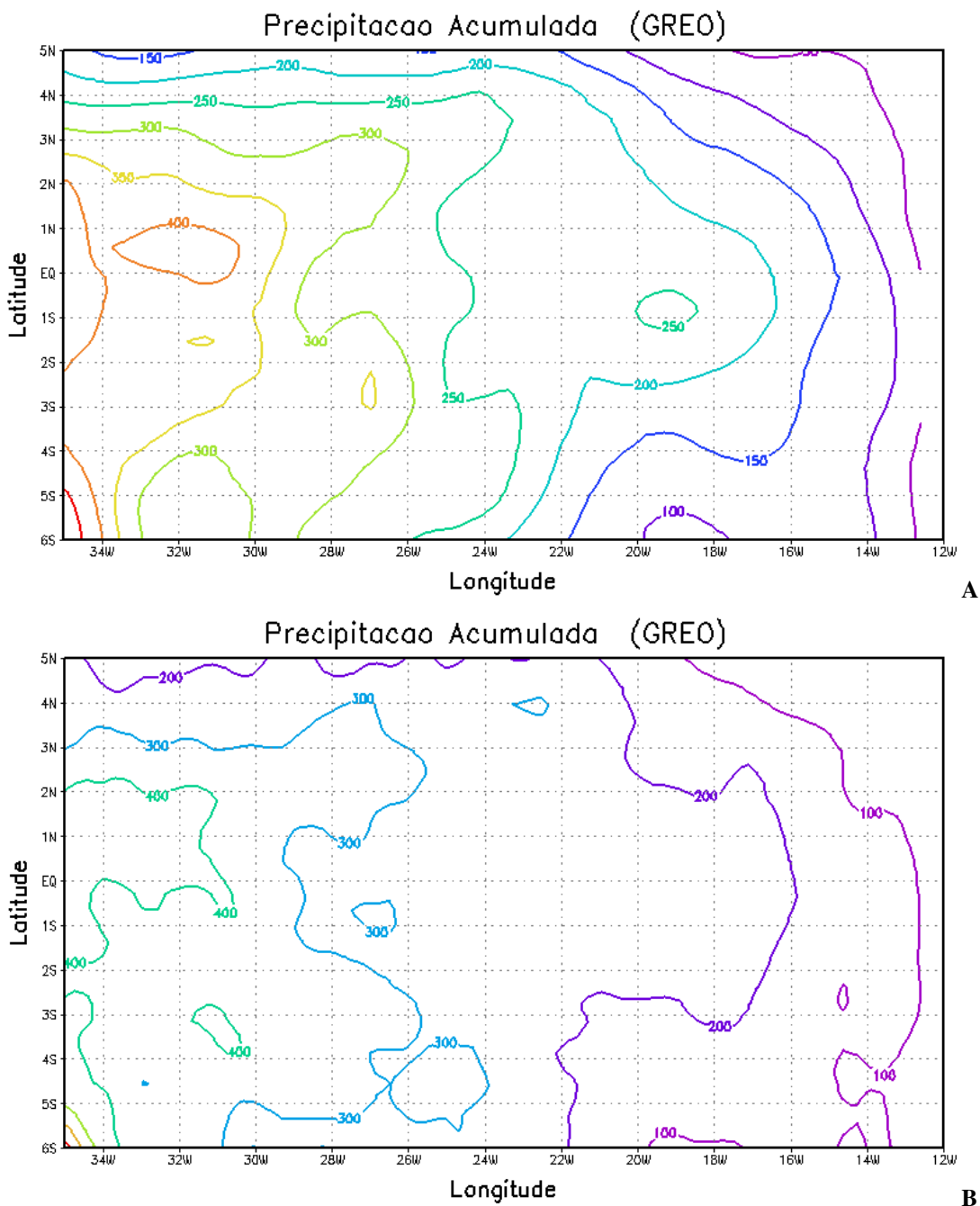


Figura 5. Precipitação acumulada (mm) sobre o oceano para o mês de março de 2008 para o experimento GREO com grade de 80 (A) e 40 km (B)

Desta forma ficou evidenciado que sobre o continente o experimento GREO40 apresentou resultados mais próximos aos observados. Já no domínio oceânico pode-se inferir que o experimento que obteve resultados mais semelhantes aos dados estimados por satélite foi o experimento GREO80.

As Figuras 6 (A-B) mostram o efeito do realce por rajadas no campo de precipitação acumulada em março de 2008 sobre o continente, à 00 UTC do dia 1º de abril. Cada Figura representa a diferença entre os experimentos GREE e GREO, de modo que valores positivos mostram onde o realce levou ao aumento de precipitação. É de se esperar que os maiores efeitos se mostrem nas regiões de forte precipitação. Contudo, efeitos não lineares podem levar a impactos fora das regiões onde o realce acontece.

A Figura 6A mostra o impacto do realce para o experimento com grade de 80 km. Observa-se que o impacto mais forte acontece na parte leste da ZCIT, com máximo atingindo 80 mm na costa norte do Rio Grande do Norte e mais fraco na parte oeste da ZCIT, chegando a valores de -40 mm. Sobre o domínio, observa-se uma extensa área de realce negativo, com máximo de -30 mm, abrangendo o sudeste do NEB. Para o experimento com grade de 40 km, observa-se diminuição do impacto na região da ZCIT e supressão da estrutura bipolar sobre esta faixa de nebulosidade, havendo um máximo de 80 mm a divisa do Ceará com o Rio Grande do Norte e mínimo de -40 mm no sudoeste do domínio. Grande parte do Sul do NEB apresentou impacto entre -20 e 20 mm.

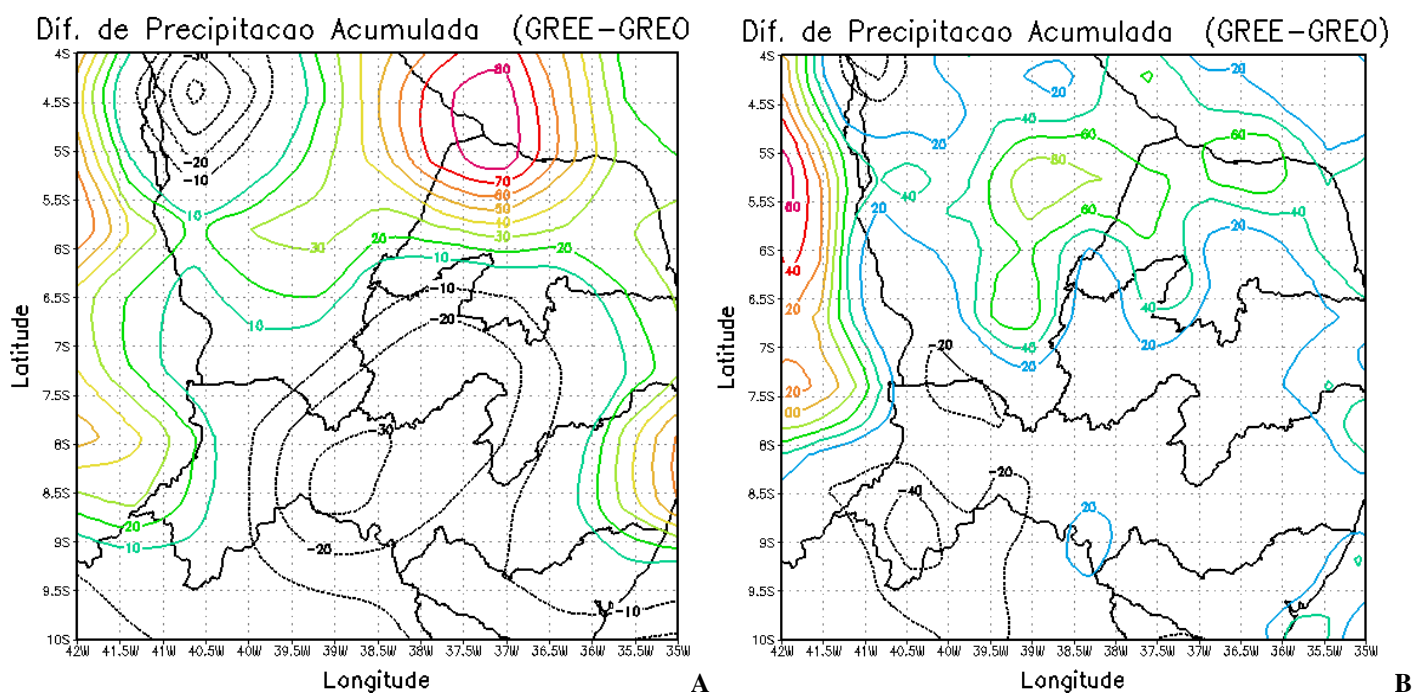


Figura 6. Diferença da precipitação acumulada (GREE-GREO) [mm] sobre o continente para o mês de março de 2008 com grade de 80 (A) e 40 km (B)

As Figuras 7 (A, B) mostram o efeito do realce por rajadas no campo de precipitação acumulada no mês de março de 2008, sobre o oceano, representando a diferença entre os experimentos GREE e GREO. Pode-se observar um leve impacto positivo na região da ZCIT de nordeste a sudoeste do domínio para o experimento GREE80-GREO80, com máximo atingindo 50 mm, próximo a costa leste do NEB. Ocorre também impacto negativo cujo mínimo é de -20 mm entre 1 e 2°N.

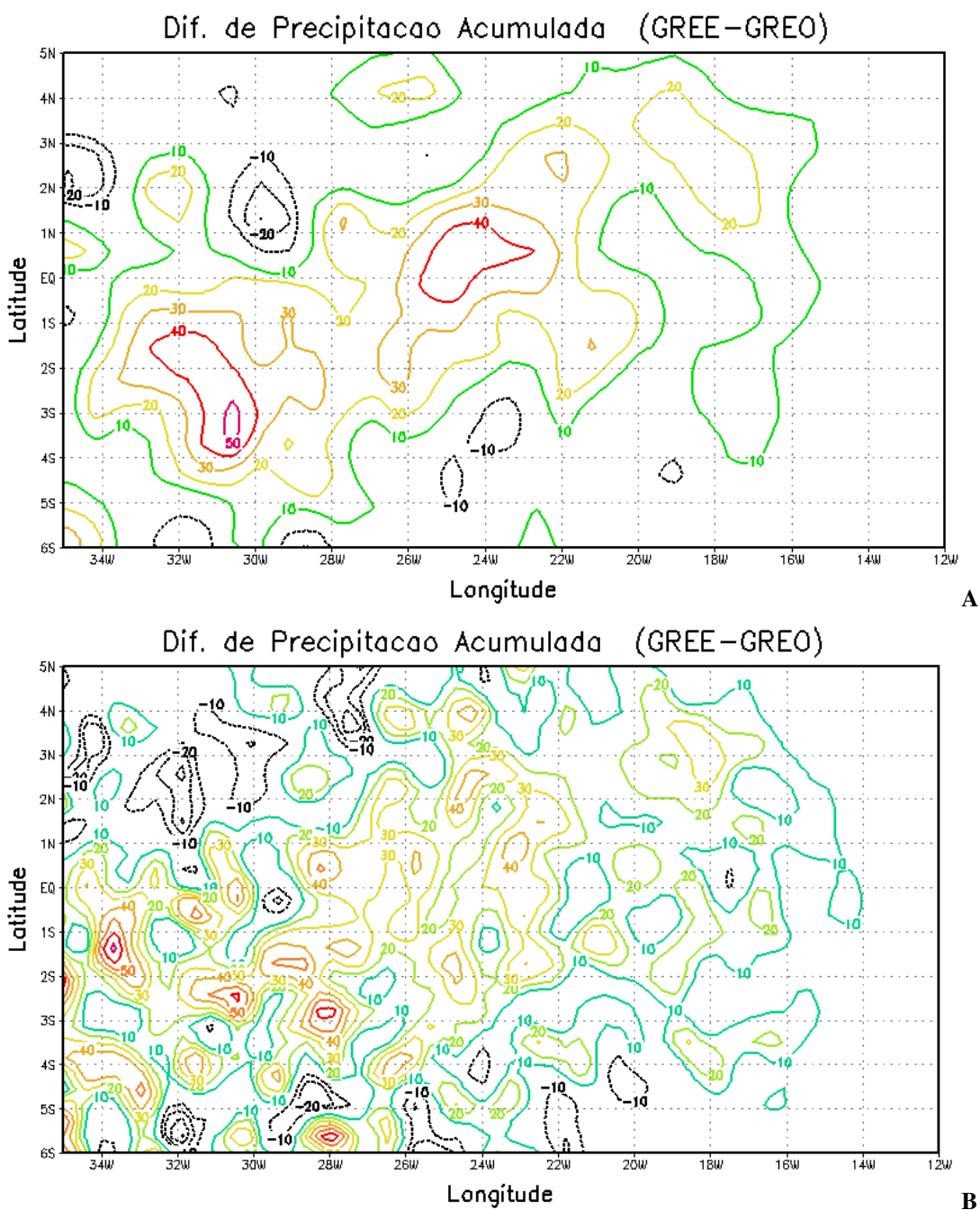


Figura 7. Diferença da precipitação acumulada (GREE-GREO) [mm] sobre o oceano para o mês de março de 2008 com grade de 80 (A) e 40 km (B)

A Figura 7B mostra que para o experimento GREE40-GREO40 há um forte impacto associado à ZCIT com máximo atingindo 70 mm no oeste do domínio, próximo à costa leste do NEB. Observa-se, ainda, a presença de núcleos de impacto negativo, com um mínimo de -20 mm ao norte e ao sul da ZCIT.

De uma forma geral, o realce do fluxo por rajadas para os experimentos com a parametrização de Grell (Grell e Dévényi, 2002) apresentou impactos positivos na região da ZCIT, indicando que o aumento dos fluxos em superfície e, conseqüentemente, a quantidade de vapor disponível para a convecção, há um incremento positivo na precipitação quando o esquema Grell é utilizado.

As Figuras 8 (A-B) mostram a precipitação acumulada em 744 h no experimento KUOO entre os dias 1 e 31 de março de 2008. Para os dois experimentos a máxima precipitação simulada foi no setor leste do NEB, reproduzindo os dados observados de forma coerente, entretanto os máximos situados no Semiárido não foram detectados em nenhum dos experimentos. Para o experimento KUOO80 a precipitação acumulada máxima é de 400 mm no leste do NEB e a mínima é de 100 mm no Estado de Pernambuco. No experimento KUOO40, a precipitação acumulada máxima simulada foi de 500 mm no leste do NEB, valor semelhante ao observado (Figura 3B). Entretanto os valores máximos encontrados no oeste da Paraíba (7°S , $38,3^{\circ}\text{W}$) e na divisa do Ceará com o Rio Grande do Norte (5°S , 41°W), não foram detectados, a simulação gerou uma precipitação de 150 mm próximo a $6,5^{\circ}\text{S}$ e $38,7^{\circ}\text{W}$, valor baixo em relação aos 600 mm observados no período. A mínima precipitação acumulada é de 100 mm, numa faixa a oeste do domínio, entre $6,5$ e 10°S , área que apresentou precipitação acumulada de aproximadamente 150 mm (Figura 3B). Comparando-se com a observação (Figura 3B), pode-se ver que o esquema Kuo tende a subestimar a precipitação na maior parte do domínio e não simula o máximo observado no setor oeste da ZCIT.

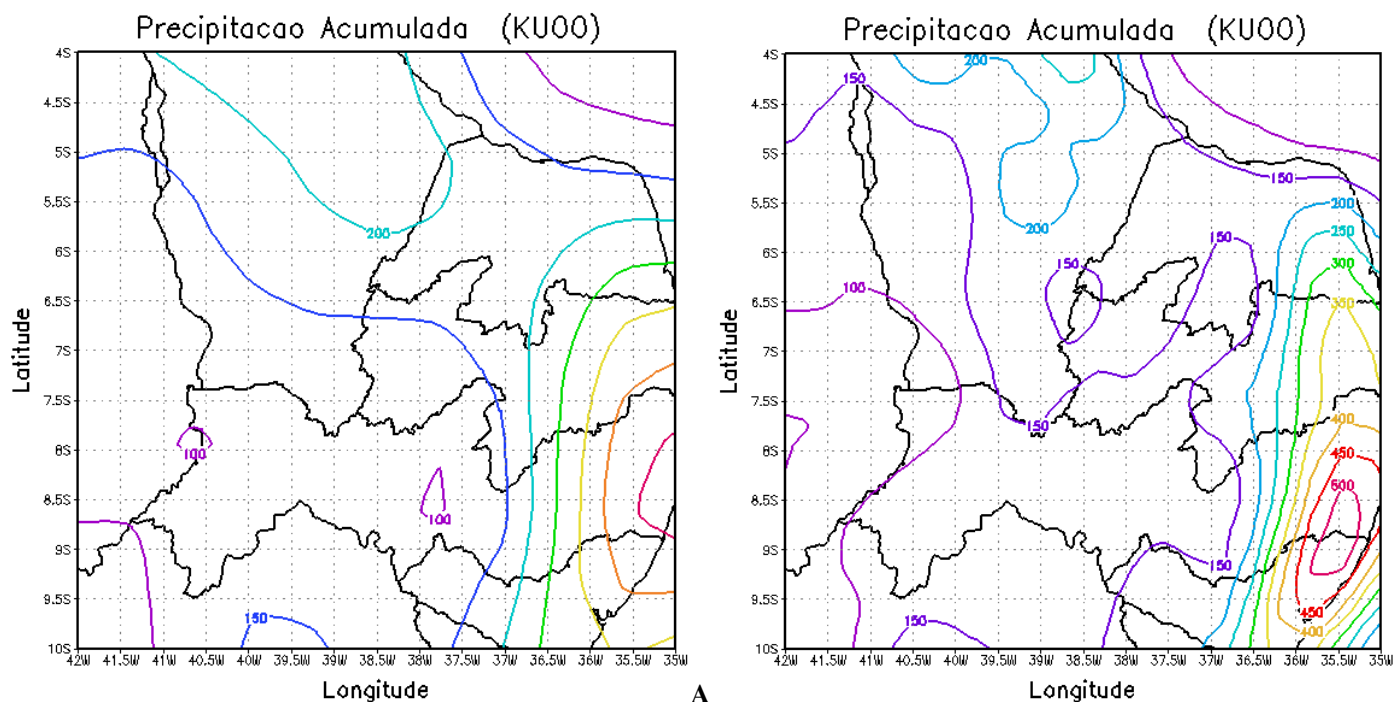


Figura 8. Precipitação acumulada (mm) sobre o continente para o mês de março de 2008 para o experimento KU00 com grade de 80 (A) e 40 km (B)

Para o oceano, os experimentos KU0080 e KU0040 representaram as máximas precipitações acumuladas no mês de março de 2008 no setor leste e no extremo sudoeste do domínio (Figuras 9A-B). Na simulação KU0080 a máxima precipitação acumulada foi de 90 mm, em torno de 14°W, sendo a maior parte do domínio representado por precipitação entre 30 e 60 mm, valores inferiores ao estimado pelo TRMM, que varia de 50 a 400 mm para esta mesma região do oceano. No experimento KU0040, a precipitação máxima é de 160 mm a leste do domínio, valor bem superior ao estimado pelo TRMM, que foi de 150 mm a leste do domínio (Figura 3C). A simulação KU0040 apresenta uma área na direção Nordeste-Sudoeste com formação de uma banda de precipitação com valor de 60 mm, reproduzindo o posicionamento da ZCIT, desde o Atlântico central à costa leste do NEB. Para ambos os experimentos com a parametrização Kuo, a precipitação é mais distribuída sobre a parte central do oceano e um máximo é produzido próximo à costa do Rio Grande do Norte.

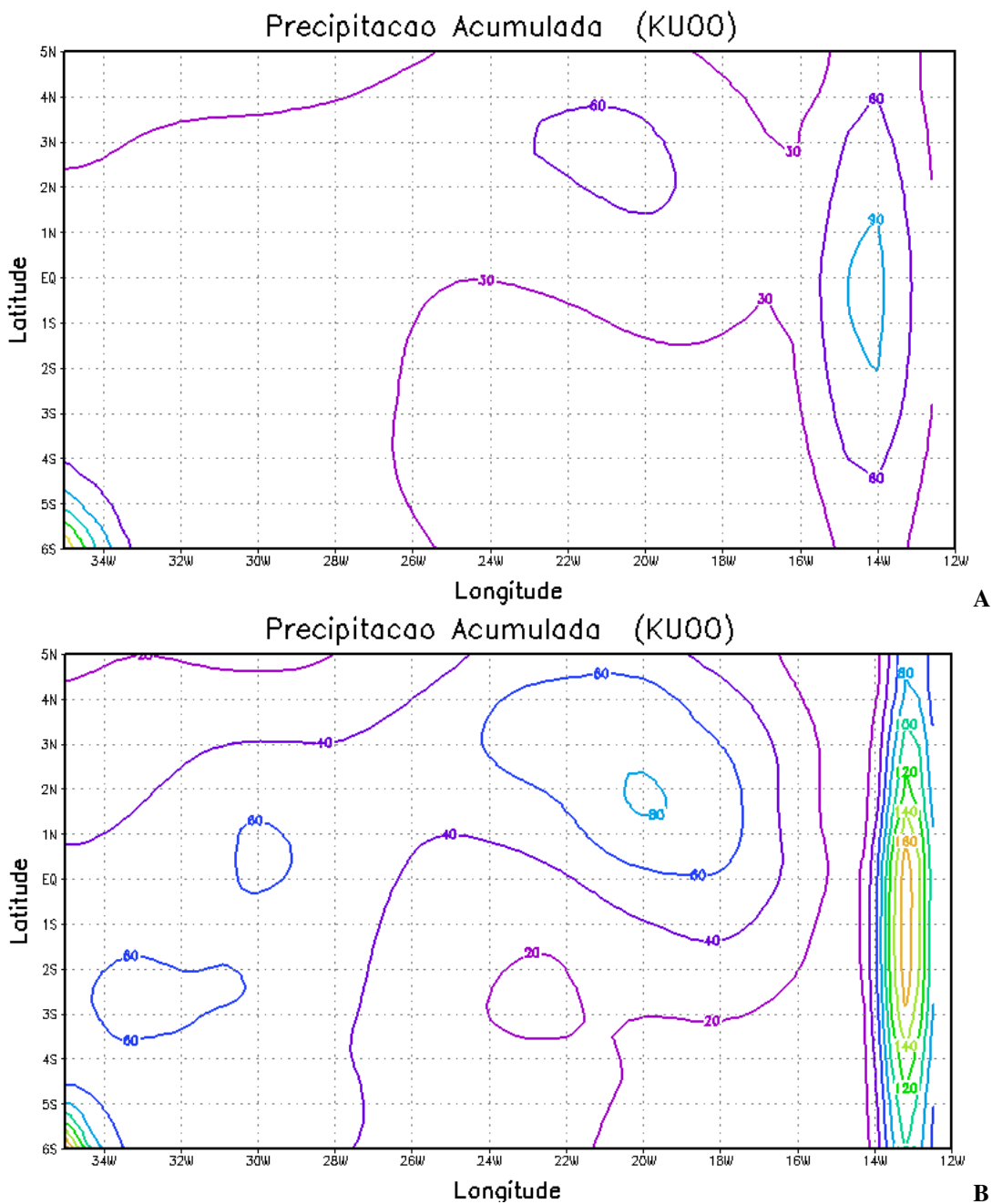


Figura 9. Precipitação acumulada (mm) sobre o oceano para o mês de março de 2008 para o experimento KU00 com grade de 80 (A) e 40 km (B)

As Figuras 10 (A-B) mostram o efeito do realce por rajadas no campo de precipitação acumulada sobre o continente no mês de março de 2008. Cada figura representa a diferença entre os experimentos KUOE e KU00, de modo que valores positivos mostram onde o realce levou ao aumento de precipitação. Vê-se que para os dois experimentos não houve realce positivo, sendo que as configurações do realce sobre a precipitação tiveram respostas bastante diferentes na precipitação. No experimento com grade de 80 km os maiores valores negativos se concentraram a oeste do domínio, com valor mínimo de -14 mm, no experimento KUOE40-KU0040, os valores foram mais bem distribuídos, com um mínimo de -15 mm,

próximo a 5,5°S, 38,7°S, área que apresentou valores de precipitação próximos a 400 mm, no mês de março. Sobre o oceano, em ambos os experimentos, nenhum impacto foi detectado (não mostrado).

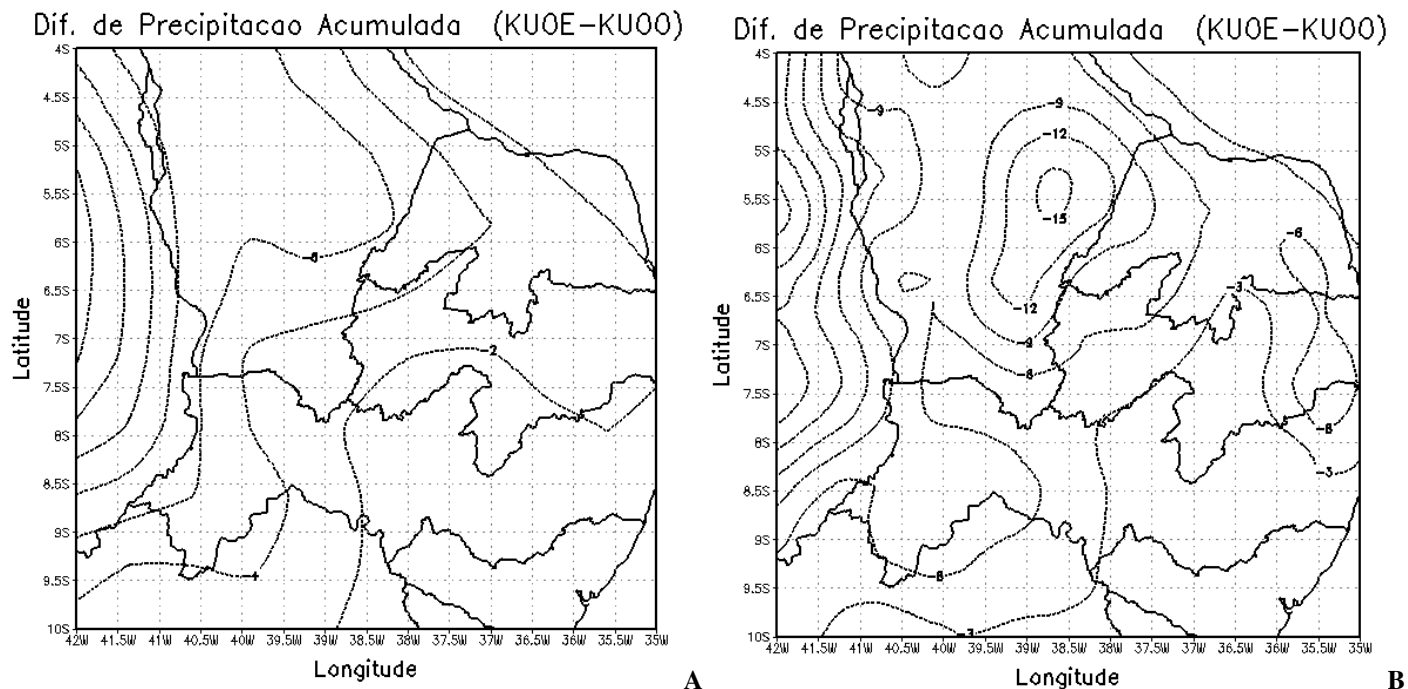


Figura 10. Diferença da precipitação acumulada (KUOE-KU00) [mm] sobre o continente para o mês de março de 2008 com grade de 80 (A) e 40 km (B)

Verificou-se que a ZCIT foi mais perceptível na simulação com a parametrização Grell, com grade de 40 km, tanto para o domínio continental quanto para o oceânico. E que a parametrização Kuo sobre o oceano subestimou os valores da precipitação na região da ZCIT e superestimou na costa leste do Rio Grande do Norte.

4.2. Variação temporal da precipitação

As Figuras 11 (A-B) mostram a evolução temporal média, sobre o continente em todo o domínio, da diferença de precipitação acumulada (mm) entre os experimentos GREE (com realce) e GREO (sem realce) no período de 1° de março a 1° de abril. Percebe-se que a curva apresenta a maioria de seus valores em ordenadas positivas, indicando que o impacto causado pelo realce é positivo ao longo quase todo o mês de março. No experimento GREE80-GREO80 (Figura 11A), a partir de 17 de março a curva é crescente e, mesmo quando a derivada da curva é negativa indicando que, naquele intervalo de tempo, a precipitação acumulada no experimento GREE foi maior que a do experimento GREO, mas não chega a

inverter a diferença total. Essa média envolve regiões sem precipitação, por isso, seu valor numérico não é fisicamente significativo.

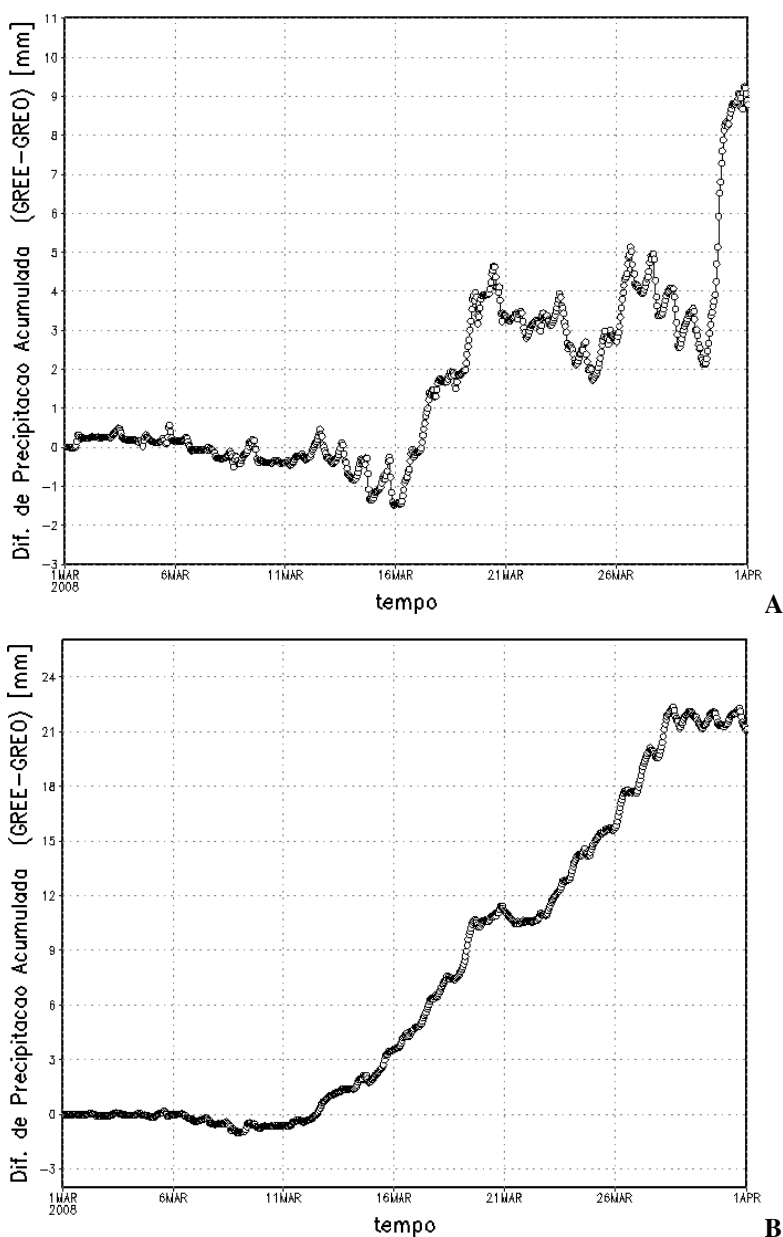


Figura 11. Evolução temporal média da diferença de precipitação acumulada (mm) entre os experimentos GREE e GREO, sobre o continente, com grade de 80 (A) e 40 km (B)

No experimento GREE40-GREO40 (Figura 11B) a diferença é mais linear, chegando ao valor máximo de 22 mm. Em ambas as resoluções a parametrização Grell possui o efeito de aumentar a precipitação e apresenta ciclos bem evidenciados no experimento com grade de 80 km e mais suavizados no experimento de 40 km, entretanto para este ultimo experimento, quando a diferença GREE-GREO atinge 21 mm os valores do ciclo passam a ser semelhantes. Percebe-se pelas Figuras 11 (A-B) que a resolução dos dados mostra diferença significativa na

resposta do realce na precipitação sobre o continente. Estes ciclos ocorrem devido a diferenças de temperatura da superfície no período diurno e noturno.

Para o domínio oceânico (Figuras 12A-B), em todo o mês de março de 2008 a curva foi crescente e com valores positivos, apresentando variação temporal semelhante para as duas resoluções. Diferentemente do experimento para o continente, a parametrização Grell para o oceano, revelou que a resolução espacial dos dados não muda visivelmente a resposta da precipitação devido ao realce.

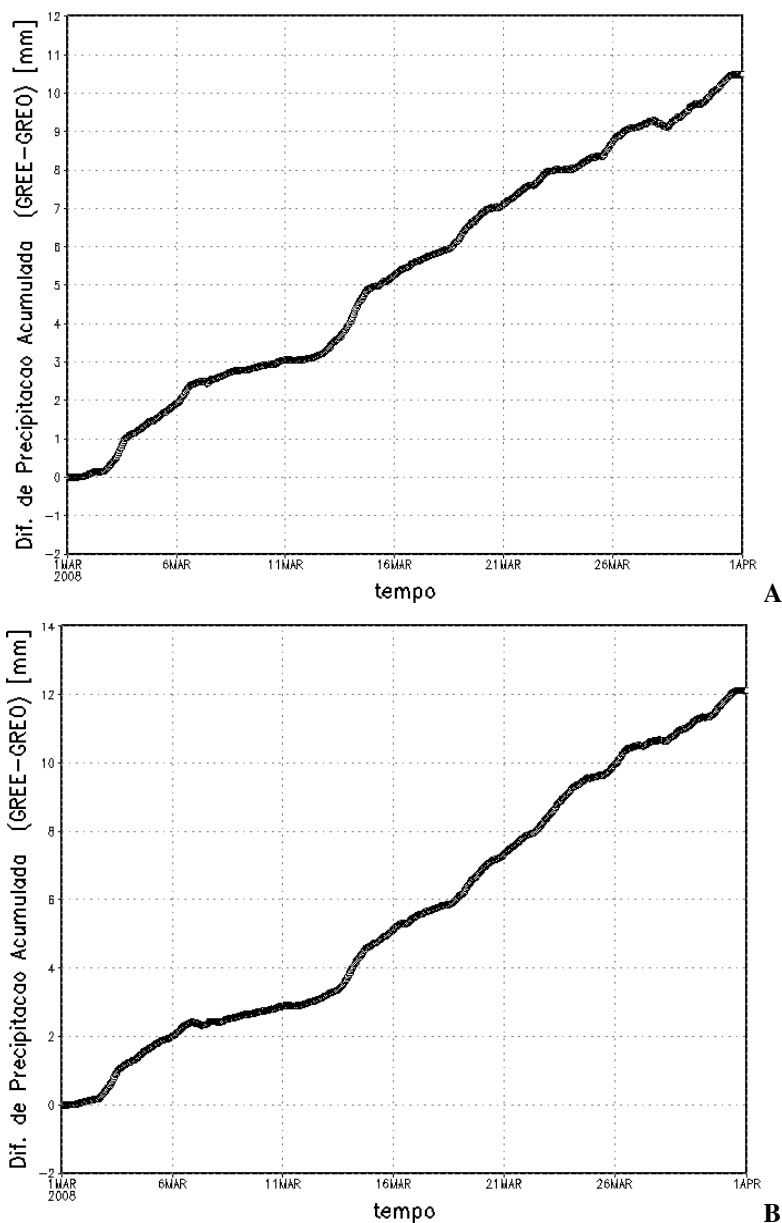


Figura 12. Evolução temporal média da diferença de precipitação acumulada (mm) entre os experimentos GREE e GREO, sobre o oceano, com grade de 80 (A) e 40 km (B)

A visível disparidade de variabilidade temporal entre a diferença de precipitação acumulada sobre o continente (Figuras 11A-B) para as diferentes resoluções é devida ao

relevo e o tipo de superfície continental que, dependendo da grade, os valores da grade do modelo possui média de vegetação e cotas diferentes. Já sobre a superfície do oceano a variação de resolução da grade não causa muita diferença, pois o nível médio do mar e a superfície (de elemento água) não mudam a média da grade devido à resolução espacial adotada.

As Figuras 13 mostram a evolução temporal média, no continente, da diferença de precipitação acumulada entre os experimentos KUOE (com realce) e KUOO (sem realce) no mês de março de 2008.

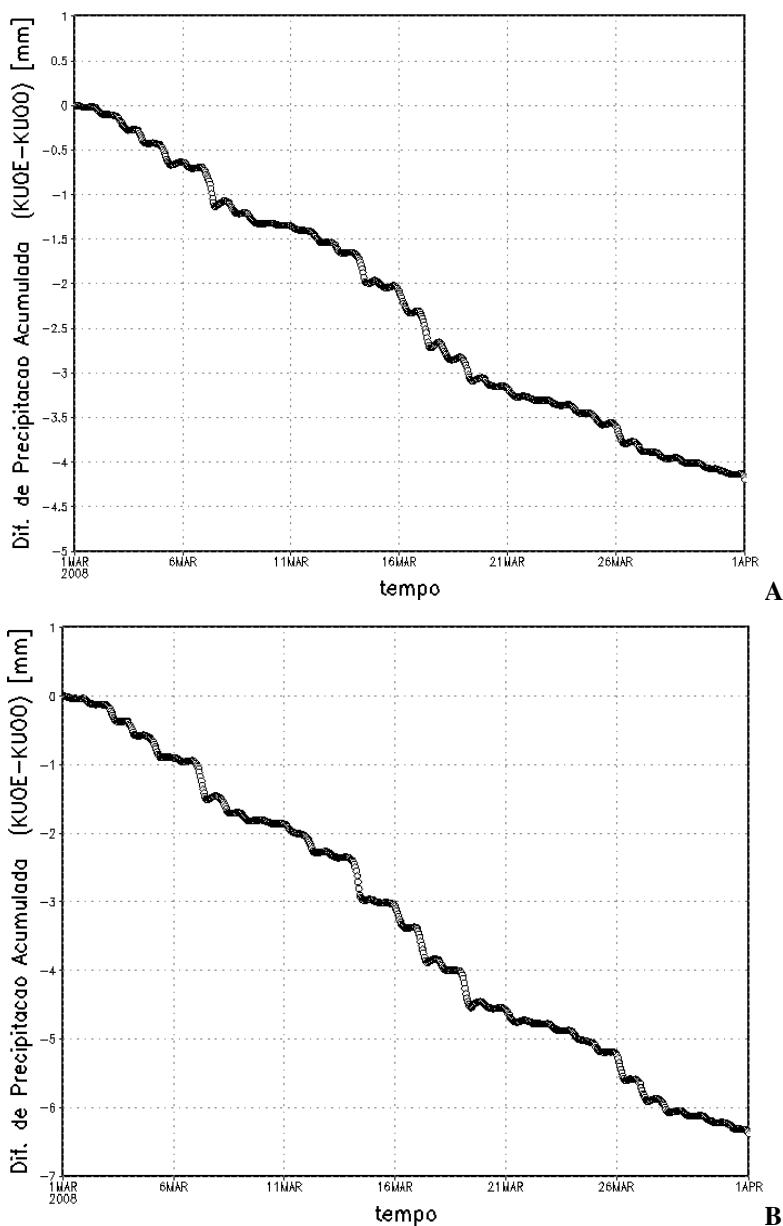


Figura 13. Evolução temporal média da diferença de precipitação acumulada (mm) entre os experimentos KUOE e KUOO, sobre o continente, com grade de 80 (A) e 40 km (B)

Ao contrário do esquema Grell, o realce do fluxo no experimento KUOE tem o efeito de diminuir a precipitação (Figuras 13 A-B). O efeito tende a ser decrescente e, ao final da integração, chega a ser menor que -4,0 mm para as duas resoluções. Diferente da parametrização Grell para o continente, a diferença de precipitação acumulada entre os experimentos para a parametrização Kuo não apresentou diferença apreciável na variabilidade temporal para as duas resoluções testadas.

As Figuras 14 mostram a evolução temporal média, sobre o oceano, da diferença de precipitação acumulada entre os experimentos KUOE (com realce) e KUOO (sem realce) no mês de março de 2008. O efeito do realce em diminuir a precipitação apresenta uma tendência constante no tempo para as duas resoluções analisadas, e atinge valores inferiores a -0,15.

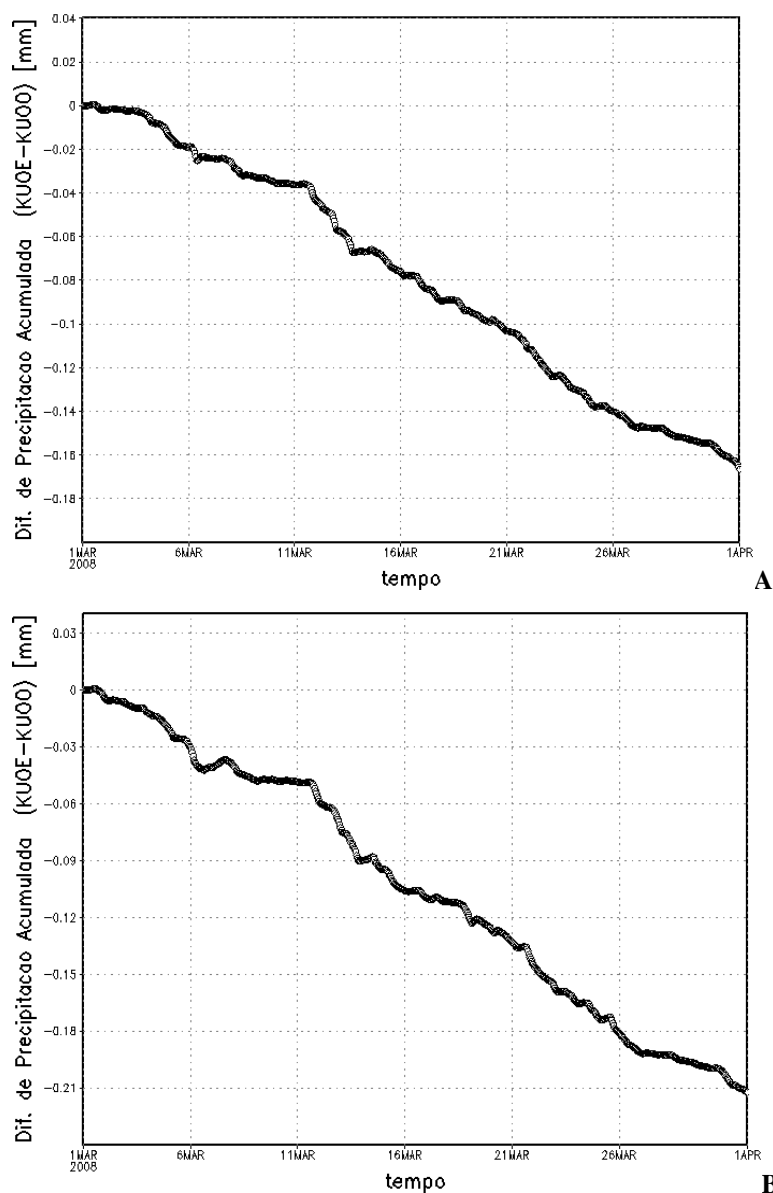


Figura 14. Evolução temporal média da diferença de precipitação acumulada (mm) entre os experimentos KUOE e KUOO, sobre o oceano, com grade de 80 (A) e 40 km (B)

Para a parametrização Kuo, sobre o oceano, o realce causa um impacto negativo mais fraco que o impacto sobre o continente, este fato deve-se ao fluxo de vapor d'água proveniente do oceano Atlântico equatorial, que de acordo com o CLIMANÁLISE (2008), no período de análise apresentou águas mais quentes que a climatologia.

Pela Tabela 2 observa-se que além de possuir efeito contrário ao da parametrização de Kuo, os experimentos GRE possuem um forte impacto na precipitação nos dois domínios considerados, sendo mais expressivos usando-se a resolução de grade de 40 km sobre o continente. Alonso e Saraiva (2004), simularam um CCM ocorrido no dia 07 de janeiro de 2004, sobre o Paraguai, comparando as parametrizações convectivas de Grell e de Kuo no modelo BRAMS. Os autores verificaram que a parametrização convectiva de Grell simulou com mais exatidão o fenômeno em questão.

Tabela 2. Valores de diferença de precipitação acumulada (mm) para os experimentos em 1º de abril de 2008 às 0 UTC

Experimento	Continente	Oceano
(GREE-GREO) ₈₀	9,3	10,5
(GREE-GREO) ₄₀	21	12,1
(KUOE-KUOO) ₈₀	-4,2	-0,17
(KUOE-KUOO) ₄₀	-6,4	-0,21

Nas Figuras 15 e 16 mostra-se uma análise pontual comparando-se a precipitação simulada nos experimentos com os dados observados pelo GPCP, sobre o continente e sobre o oceano, respectivamente. Percebe-se que a grade, nos dois domínios considerados, não causou grande mudança nos valores de precipitação. As duas parametrizações superestimaram a precipitação nos dois domínios nas duas grades analisadas, entretanto a parametrização convectiva de Grell apresentou os maiores valores, principalmente na 2ª quinzena do mês sobre o continente. Foi no final de março que o NEB apresentou precipitação influenciada pela presença do sinal da OMJ além da interferência da ZCIT e VCANs. O experimento GREO40 superestimou em 650% a precipitação sobre o continente na 4ª pântada e sobre o oceano, na 1ª pântada superestimou em 825%. Nas simulações com a parametrização Kuo, também não houve grandes diferenças nos valores da precipitação acumulada pentadal nas diferentes grades analisadas, mas foi esta parametrização que apresentou valores semelhantes aos observados pelo GPCP. Na 6ª pântada, no domínio oceânico, esta parametrização apresentou precipitação 42 e 48% inferior a precipitação observada nas grades de 40 e 80, respectivamente.

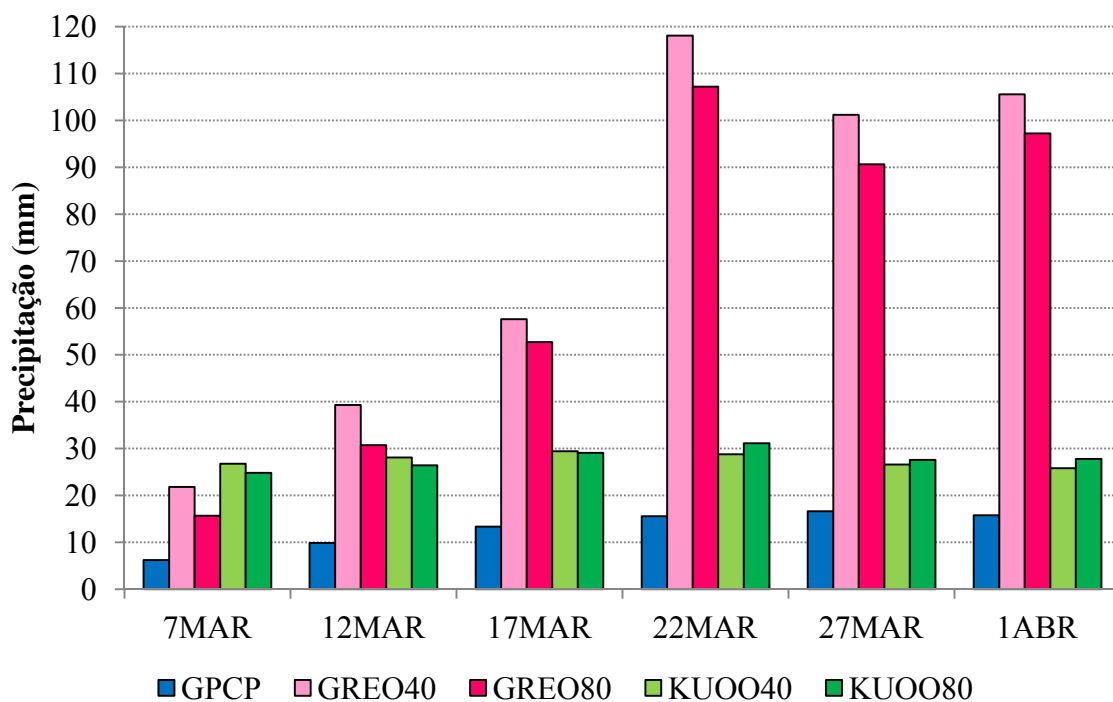


Figura 15. Precipitação acumulada pentadal observada pelo GPCP e os experimentos realizados no mês de março sobre o continente

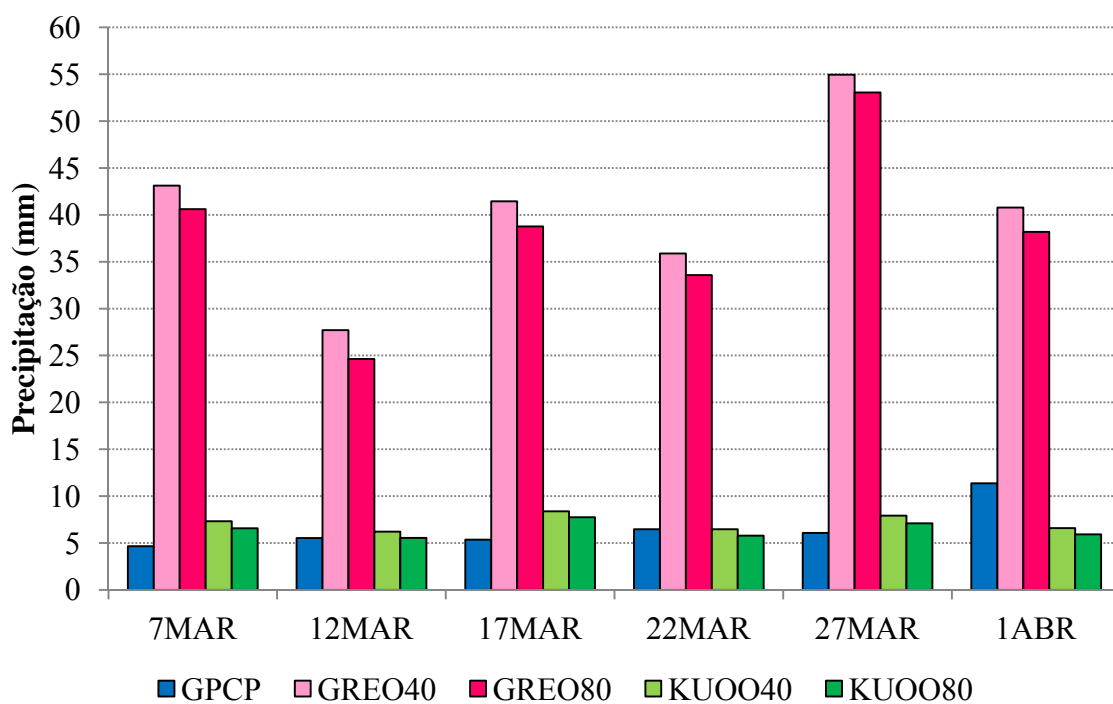


Figura 16. Precipitação acumulada pentadal observada pelo GPCP e os experimentos realizados no mês de março sobre o oceano

Desta forma evidenciou-se que espacialmente a parametrização Grell é que a melhor identifica as áreas de precipitação, entretanto a parametrização convectiva Kuo é a que mais se aproxima quantitativamente da precipitação observada. Isso com base nos dados do GPCP.

4.3. Variação temporal do realce de precipitação

As Figuras 17 (A, B) mostram a diferença percentual na precipitação acumulada devido ao efeito do realce por rajadas no mês de março de 2008, sobre o continente, representando a diferença entre os experimentos GREE e GREO. Percebe-se que no dia 2 março para as duas grades analisadas o realce causou um impacto negativo na precipitação, entretanto no decorrer do mês de março predominou impacto positivo, chegando a 2,5 e 5% no final do experimento, nas grades de 80 e 40 km, respectivamente. O impacto positivo indica que o realce aumentou o transporte vertical de umidade, aumentando a convecção na área e conseqüentemente a precipitação. Sobre o oceano (Figuras 18 A-B) predominou impacto positivo e a variabilidade temporal foi semelhante para as duas grades analisadas, ocorrendo valores máximos entre os dias 4 e 7 de março, com máximos de 7 e 5,5% para as grades de 80 e 40 km, respectivamente.

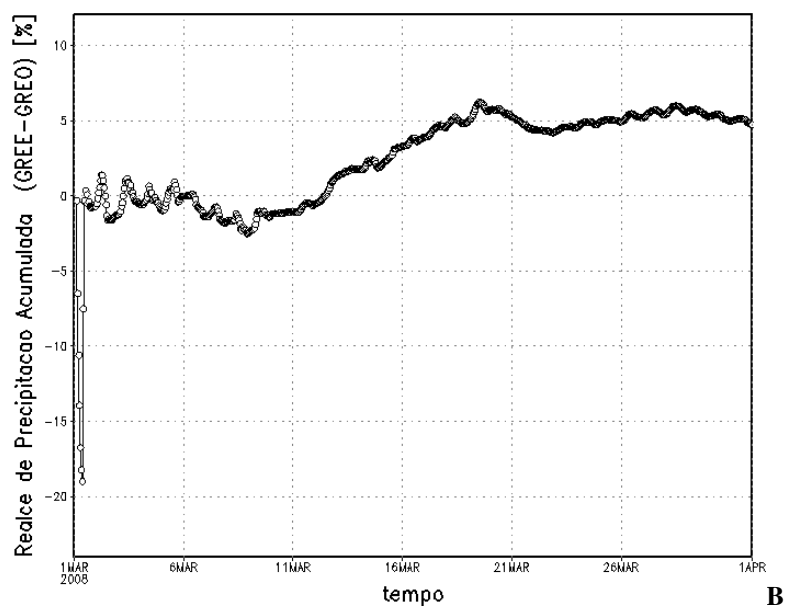
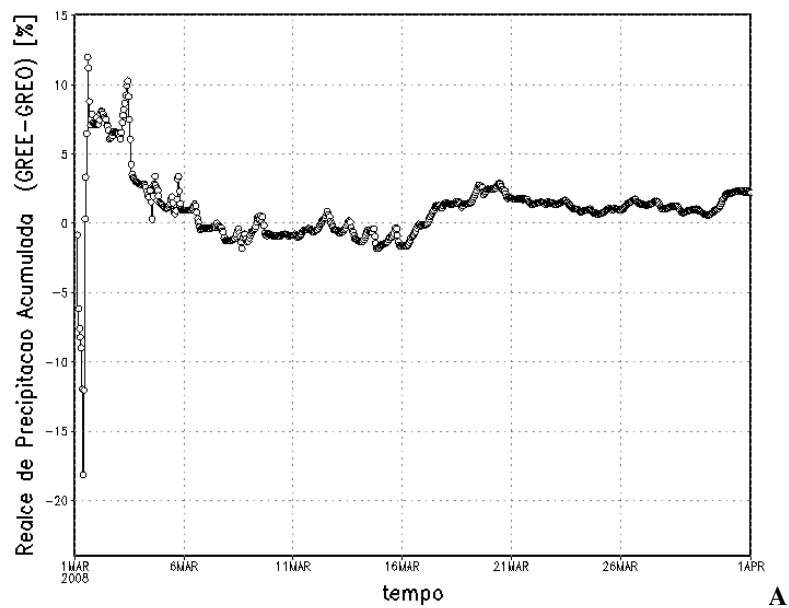


Figura 17. Variação temporal do realce de precipitação acumulada (GREE-GREO) [mm] sobre o continente para o mês de março de 2008 com grade de 80 (A) e 40 km (B)

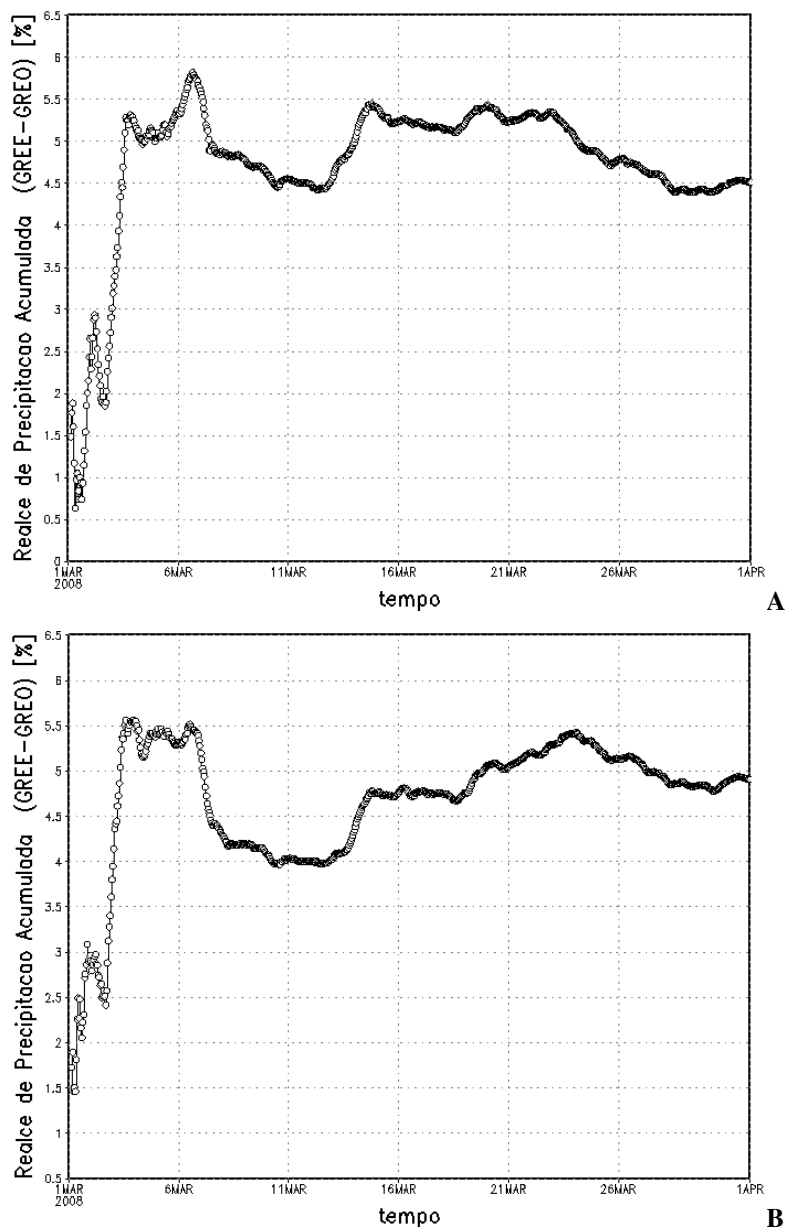


Figura 18. Variação temporal do realce de precipitação acumulada (GREE-GREO) [mm] sobre o oceano para o mês de março de 2008 com grade de 80 (A) e 40 km (B)

Diferentemente da resposta do realce na precipitação acumulada observada com a parametrização Grell, as simulações com a parametrização tipo Kuo, predominou valores negativos, indicando que o realce causou um impacto negativo na precipitação nos dois domínios estudados (Figuras 19 A-B), sendo maior sobre o continente, com diminuição de aproximadamente 4,5%.

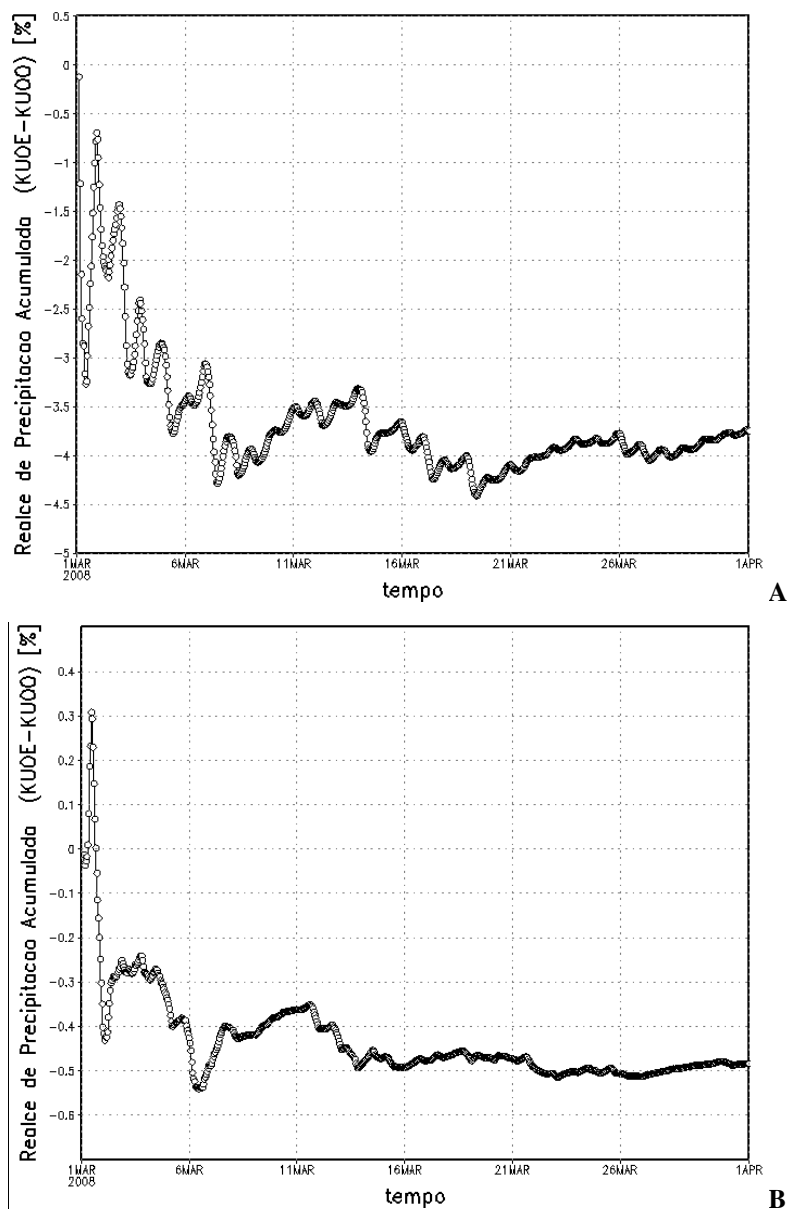


Figura 19. Variação temporal do realce de precipitação acumulada (KUOE-KUOO) [mm] para o mês de março de 2008 com grade de 40 sobre o continente (A) e sobre o oceano (B)

4.4. Variação temporal do realce de calor latente

As Figuras 20 (A-B) mostram a diferença do impacto percentual sobre o fluxo de calor latente, sobre o continente, entre os experimentos GREE (com realce) e GREO (sem realce) no mês de março de 2008. Como os experimentos são independentes, os resultados oscilam entre valores positivos e negativos. É possível ver que a tendência é de que o efeito do realce seja de diminuir a evaporação sobre o continente, independente da grade considerada. O realce dos fluxos fica mais evidente, devido ao domínio ser na região da ZCIT, sendo positivo ao longo de quase toda a simulação. No caso do esquema de Grell e Dévényi (2002), existe

uma relação direta entre o realce do fluxo e o aumento da precipitação, o que é o efeito físico esperado.

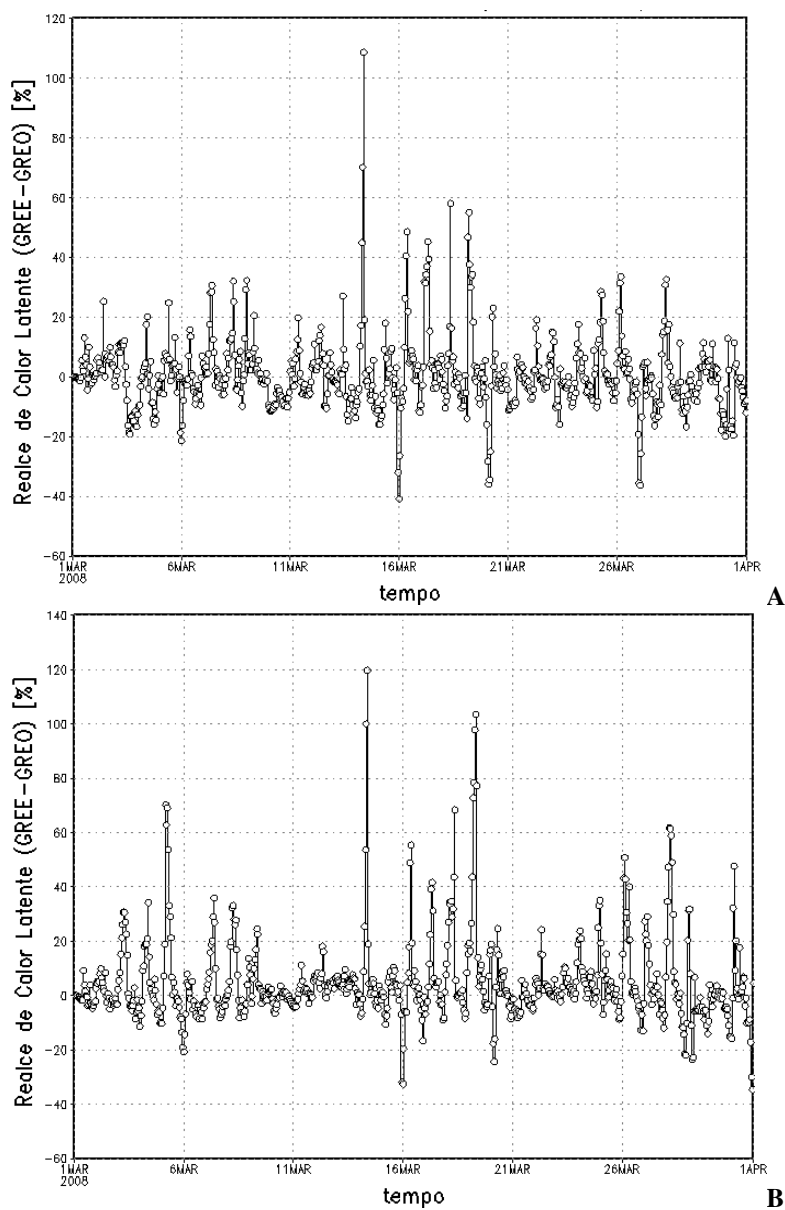


Figura 20. Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GREE e GREG, sobre o continente, para grade de 80 (A) e 40 km (B)

As Figuras 21 (A-B) mostram a diferença do impacto percentual médio sobre o fluxo de calor latente, sobre o oceano, entre os experimentos GREE e GREG, para as duas grades consideradas. O realce dos fluxos aumenta e apresentam variação temporal semelhante, chegando ao valor de aproximadamente 21 e 17% no dia 20 e 22 de março, respectivamente, para a grade de 80 km. Para a grade de 40 km, o valor chega 19% nos dias 20 e 22 de março. Note-se que esse valor se aproxima dos 18 % obtidos por Wu e Guimond (2006), principalmente se for considerado que há regiões sem precipitação, o que tende a reduzir o efeito médio.

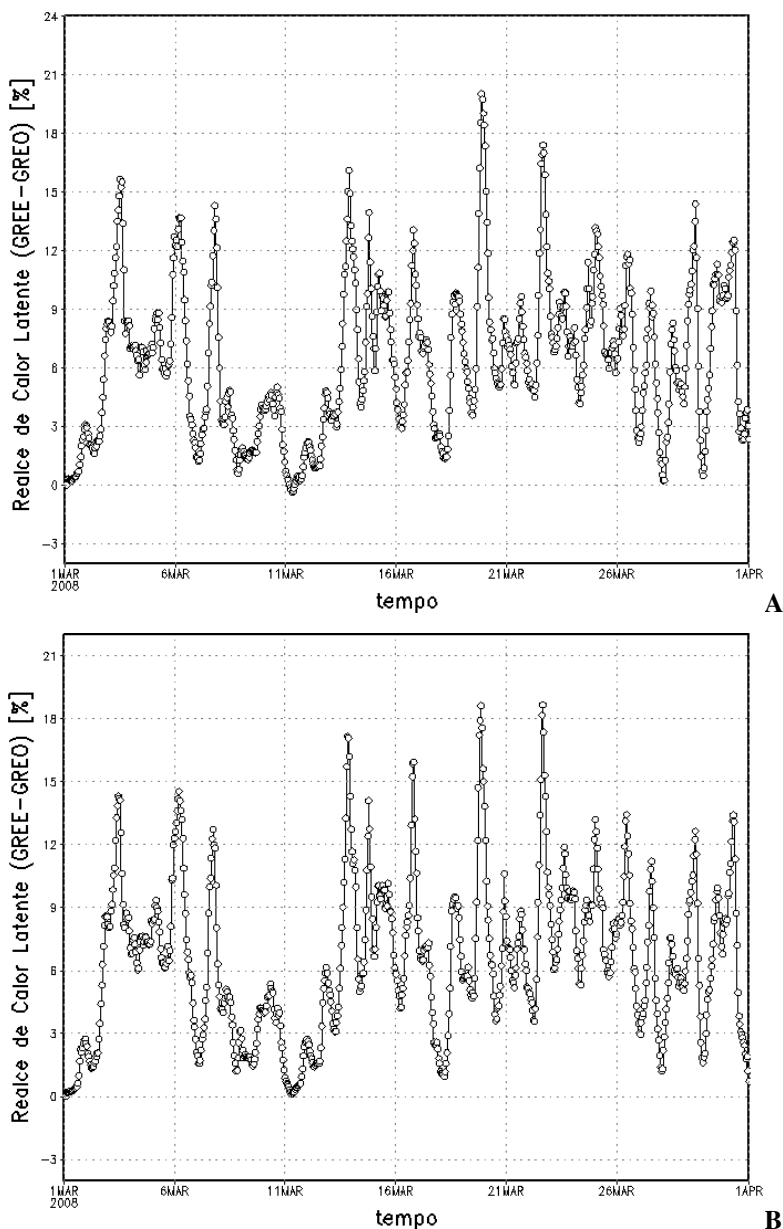


Figura 21. Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos GREE e GREO, sobre o oceano, para grade de 80 (A) e 40 km (B)

As Figuras 22 (A-B) mostram a diferença do impacto percentual sobre o fluxo de calor latente, sobre o continente, entre os experimentos KUOE (com realce) e KUOO (sem realce) no mês de março de 2008. Percebe-se que a tendência é de que o efeito do realce seja de aumentar a evaporação, ao longo do experimento. Para as duas grades consideradas a variação temporal do realce do fluxo apresenta-se semelhante, entretanto os valores para a grade de 40 km são superiores. No dia 5 de março os valores chegam a ser de 53 e 78% para a grade de 80 e 40 km, respectivamente. Comparando-se com o realce obtido pela parametrização Grell, percebe-se que as resposta do modelo à parametrização Kuo apresentou menos picos negativos para as duas grades analisadas.

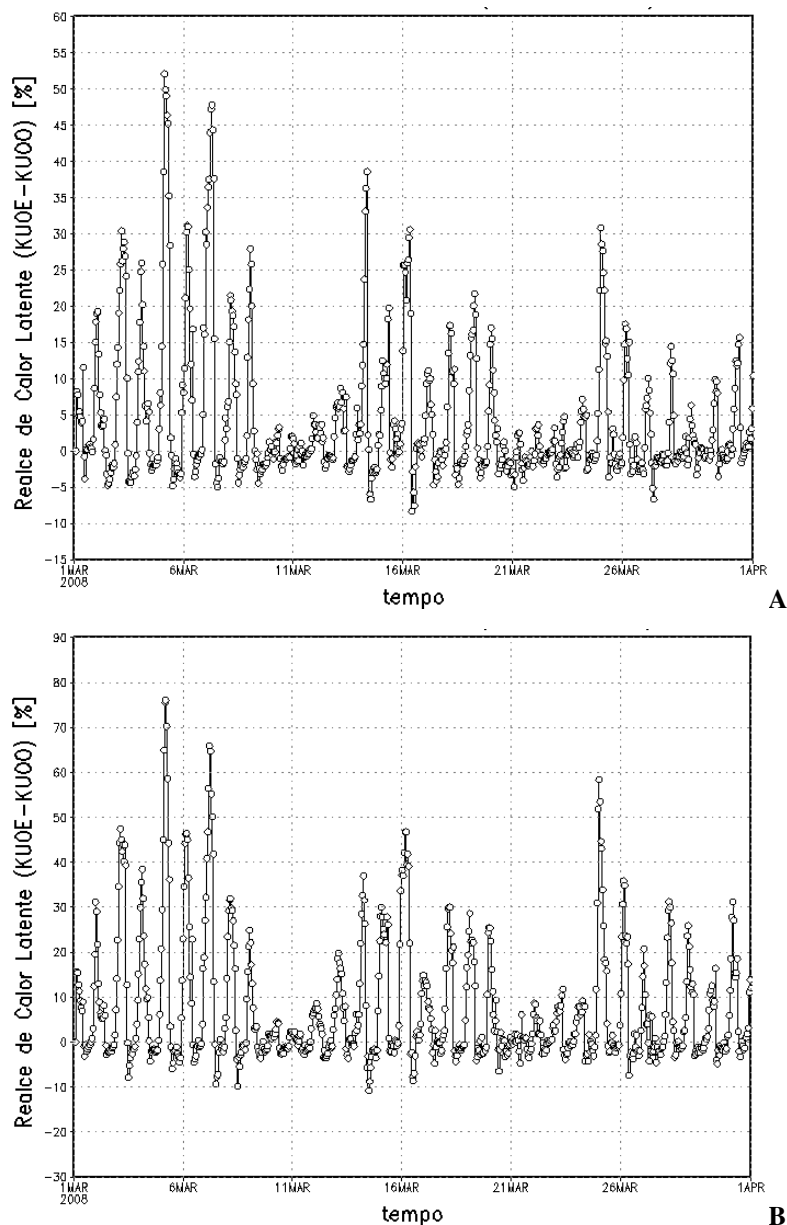


Figura 22. Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos KUOE e KUOO, sobre o continente, para grade de 80 (A) e 40 km (B)

As Figuras 23 (A-B) mostram a diferença do impacto percentual médio sobre o fluxo de calor latente, sobre o continente, entre os experimentos KUOE e KUOO, no mês de março de 2008. O realce dos fluxos aumenta para as duas grades analisadas. Os maiores realces acontecem no dia 17 e 24 de março, com valores de 6,0 e 7,8%, para a grade de 80 km, respectivamente e de 7% nos dois dias para a grade de 40 km.

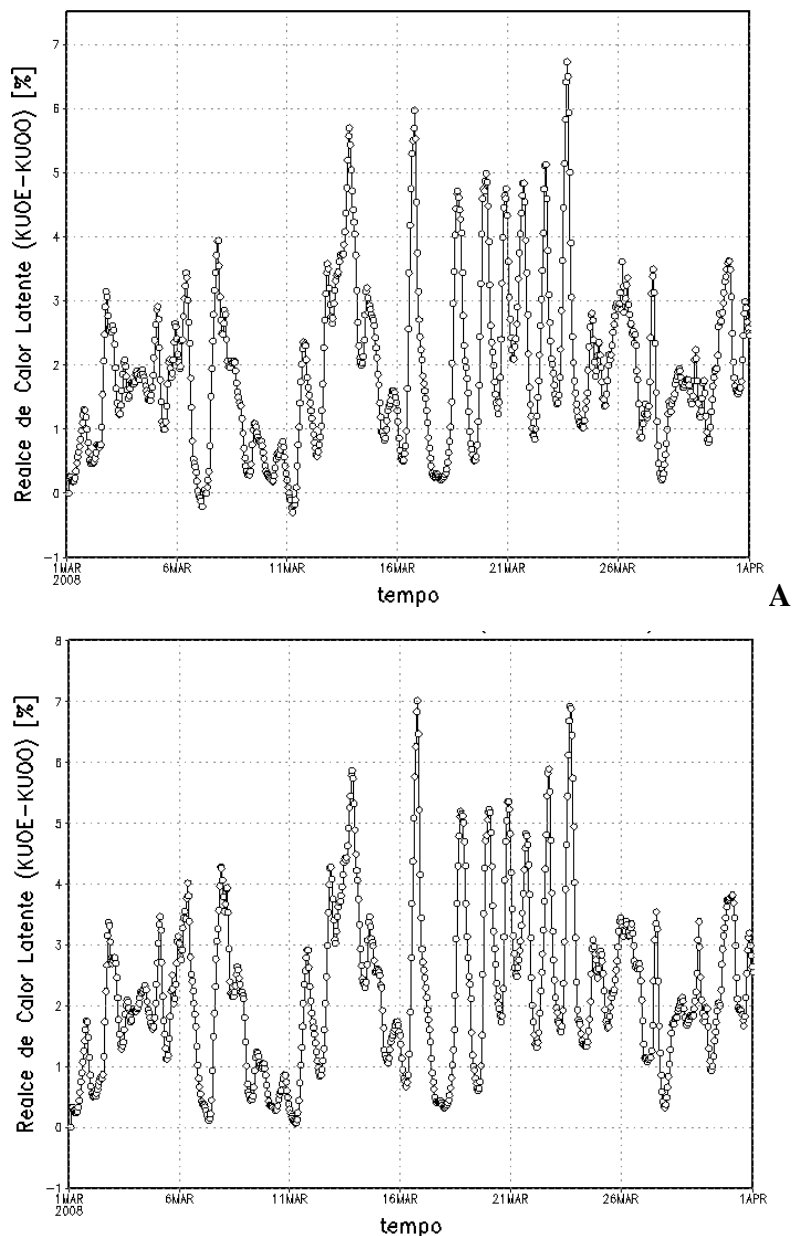


Figura 23. Evolução temporal média do realce de calor latente (%) entre os experimentos KUOE e KUOO, sobre o oceano, para grade de 80 (A) e 40 km (B)

Para as parametrizações analisadas, a mudança na resolução espacial da grade para o realce de calor latente não mostrou grandes diferenças nos resultados.

4.5. Variação temporal do realce de calor sensível

As Figuras 24 (A-B) e as Figuras 25 (A-B) mostram a diferença do impacto sobre o fluxo de calor sensível entre os experimentos GREE (com realce) e GREO (sem realce) no mês de março de 2008, sobre o continente e oceano, respectivamente. A resolução da grade não causa grandes diferenças nos fluxos de superfície devido ao realce por rajadas de ventos,

nos dois domínios considerados. Verifica-se um ciclo diário, devido ao aquecimento (diurno) e resfriamento (noturno) da superfície continental

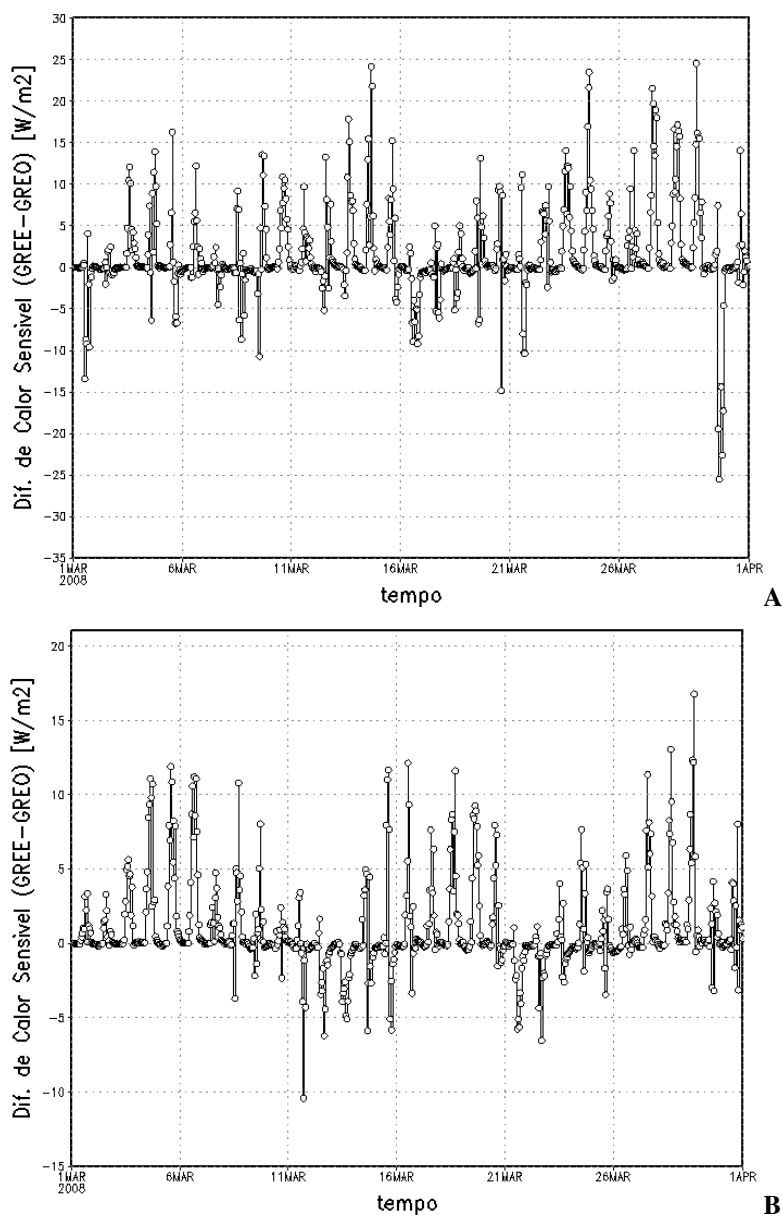


Figura 24. Evolução temporal média da diferença calor sensível ($W.m^{-2}$) entre os experimentos GREE e GREO, sobre o continente, para grade de 80 (A) e 40 km (B)

Percebe-se que o refinamento da grade evidência o ciclo pentadal no fluxo de calor latente sobre o continente, com predominância de valores positivos, indicando que o realce tende a aumentar a temperatura e chegando ao valor máximo de $17 W.m^{-2}$ no dia 30 de março na grade de 40 km (Figura 24B). Verifica-se que no domínio oceânico (Figuras 25 A-B), o fluxo de calor sensível apresenta valores inferiores aos observados no domínio continental, tendo quase a totalidade dos resultados no eixo positivo das ordenadas, chegando ao valor máximo de $0,34 W.m^{-2}$ no dia 3 de março nas duas grades consideradas.

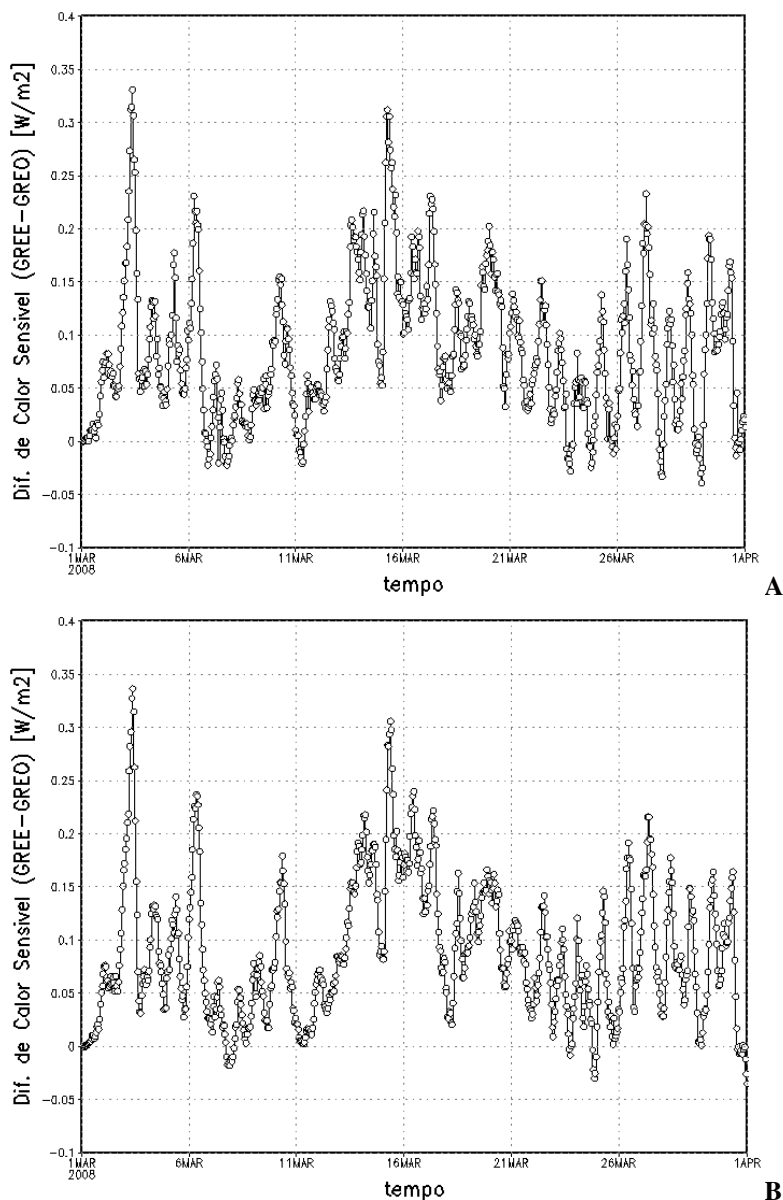


Figura 25. Evolução temporal média da diferença calor sensível ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) entre os experimentos GREE e GREO, sobre o oceano, para grade de 80 (A) e 40 km (B)

Como as diferenças na variabilidade temporal do fluxo de calor sensível devido à resolução da grade não foram perceptíveis, nas Figuras 26 (A-B) encontram-se apenas os valores realce com a parametrização convectiva de Kuo para a grade de 80 km. Na Figura 26A verifica-se que o predomínio de valores positivos sobre o continente, entretanto valores inferiores aos obtidos pela parametrização convectiva de Grell, tendo valor máximo de $13,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ em 8 de março. Já sobre o oceano o valor do realce variou entre $-0,05$ e $0,08 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Ainda, sobre o continente, fica evidente o ciclo diário do fluxo de calor sensível, devido a mudanças na radiação solar que chega à superfície. Este ciclo não é tão perceptível sobre o oceano, onde os valores apresentam ciclos com resolução temporal variável.

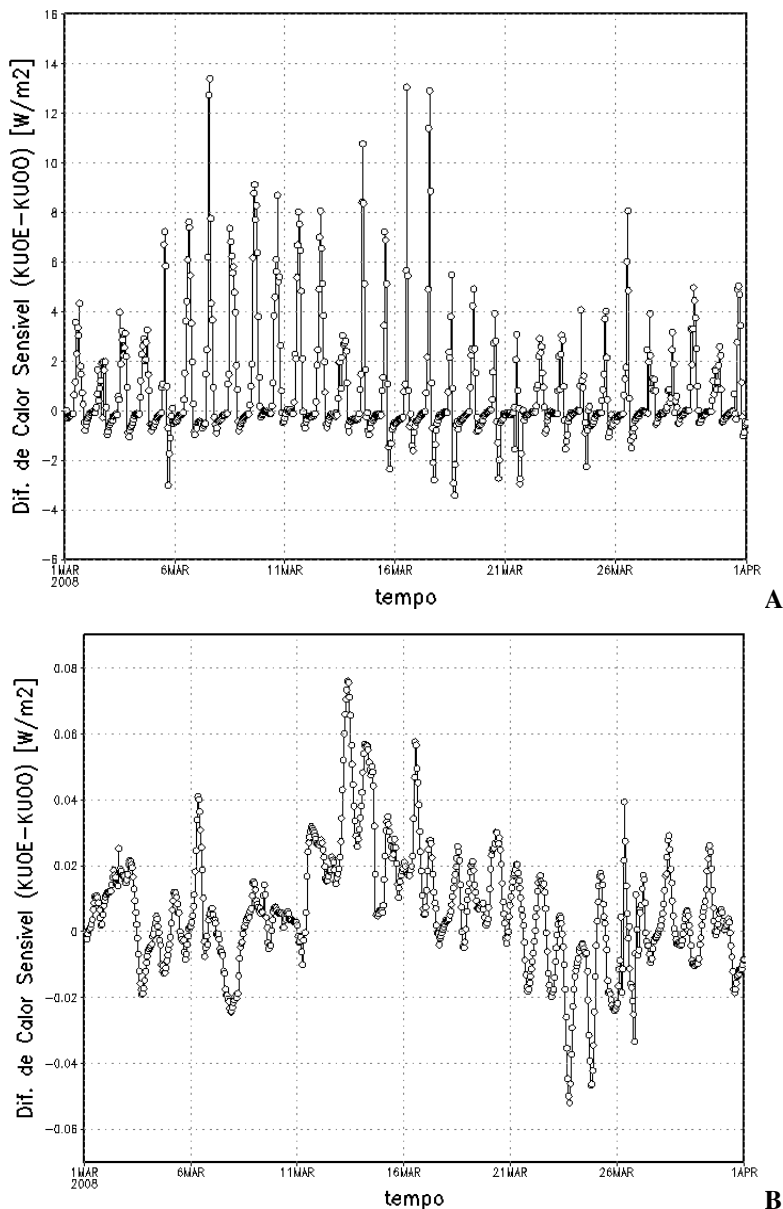


Figura 26. Evolução temporal média da diferença calor sensível (W.m^{-2}) entre os experimentos KUOE e KUOO, para grade de 80 km, sobre o continente (A) e sobre o oceano (B)

A discussão acima mostra que o realce dos fluxos por rajadas associadas às nuvens convectivas é um importante mecanismo a constar nos MCRs e MCGs. No entanto, deve-se ter prudência na escolha do tipo de esquema de convecção a ser usado. Os esquemas do tipo Kuo não costumam apresentar boa interface com mecanismos ligados à interação vento-oceano (Raymond, 1994). Por outro lado, resultados com esquema fluxo de massa com pouca interferência das condições observadas mostraram um impacto mais significativo, o que aponta para a importância que esse mecanismo deve ter nas simulações mais longas e nos modelos globais.

5. CONCLUSÕES

Foi implementado no modelo BRAMS, versão 4.2, um esquema de parametrização do realce dos fluxos de superfície por rajadas associadas a nuvens convectivas. O modelo foi integrado para dois domínios, sendo um continental e outro oceânico, num período chuvoso na região Nordeste do Brasil e foram realizados 8 testes de sensibilidade. As principais conclusões foram:

A implantação do esquema de parametrização do realce dos fluxos causou impacto apreciável da quantidade de precipitação produzida pelo modelo. É, portanto, um mecanismo que deve ser proposto para constar na versão operacional do BRAMS.

O impacto do realce sobre a precipitação foi maior na região da ZCIT. Isso porque essa é a região de menor intensidade do vento e o impacto sobre os fluxos de superfície tende a ser maior, concordando com Wu e Guimond (2006). A ZCIT foi mais perceptível na simulação com a parametrização Grell, com grade de 40 km, tanto para o domínio continental quanto para o oceânico. Já a parametrização Kuo sobre o oceano subestimou os valores da precipitação na região da ZCIT e superestimou na costa leste do Rio Grande do Norte.

Embora os experimentos com o esquema de Kuo tenham produzido menor precipitação que os com o esquema Grell, que produziram resultados mais realistas, em todos os esquemas testados, o impacto do realce sobre a precipitação foi apreciável, embora que alternando valores positivos e negativos.

O impacto do realce dos fluxos sobre a precipitação com o esquema de Kuo foi negativo. Isto é, o fato de aumentar os fluxos de superfície e, por consequência, a quantidade de vapor disponível para convecção, leva a uma diminuição da precipitação quando o esquema de Kuo é usado.

O impacto do realce dos fluxos sobre a precipitação com o esquema de Grell e Dévényi (2002) foi positivo. Esse resultado vai ao encontro do efeito físico esperado do realce. Isso porque os esquemas do tipo fluxo de massa têm boa interface com os processos de superfície (Raymond, 1994).

A resolução da grade refinou a espacialização da precipitação, entretanto a mudança na resolução espacial da grade para o realce de calor latente não mostrou grandes diferenças nos resultados nos dois domínios considerados.

O realce sobre o fluxo de calor sensível foi maior sobre o continente com a parametrização convectiva de Grell, não havendo diferenças significativas nos resultados para as grades consideradas.

5.1. Sugestões

Futuros trabalhos podem aprofundar o conhecimento sobre o impacto do realce dos fluxos, estudando outros períodos e testando outras resoluções.

Outra sugestão é implementar o realce de fluxo em um modelo de circulação global, de preferência um modelo acoplado oceano-atmosfera, de modo que o seu impacto climático possa ser avaliado.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, D. K.; SOUZA, E. P.; COSTA, A. A. Convecção úmida na Amazônia: implicações para modelagem numérica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 168-178, 2009.
- ALBRECHT, B. A.; RAMANATHAN, V.; BOVILLE, B. A. The effects of cumulus moisture transports on the simulation of climate with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, p. 2443-2462, 1986.
- ALONSO, M. F.; SARAIVA, J. M. B. Comparação entre as versões 4.4 e 5.02 do modelo regional atmosférico (RAMS) para a região sul do Brasil. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza. **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004.
- ALONSO, M. F.; SARAIVA, J. M. B.; FREITAS, S. Estudo da confiabilidade das simulações do RAMS versão 5.02 (BRAMS) para eventos severos no Rio Grande do Sul. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza (CE). **Anais... Meteorologia e Desenvolvimento Sustentável**, in CD-ROM. Rio de Janeiro: SBMET, 2004.
- ANTHES, R. A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. **Monthly Weather Review**, v.105, n. 3, p. 270-286, 1977.
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the larger-scale environment. Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p.674-701, 1974.
- BARRERA, D. F. Precipitation estimation with the hydro-estimator technique: its validation against rain gauge observations. **Anais... VII Congresso da IAHS**, Foz do Iguaçu, 2005.
- BENOIT, R.; DESGANÉ, M.; PELLERIN, P.; PELLERIN, S.; CHARTIER, Y.; DESJARDINS, S. The Canadian MC2: A semi- Lagrangian, semi-implicit wideband atmospheric model suited for finescale process studies and simulation, **Monthly Weather Review**, v.125, p. 2382-2415, 1997.
- BETTS, A. K. Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, p. 178-196, 1973.
- BITENCOURT, D. P. **Estudo dos Fluxos Turbulentos de Calor Sensível e Latente no Fundo do Vale do Rio da Prata**. 2008. 142p. Tese (Doutorado em Física) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2008.
- BLUMBERG, A. F.; MELLOR, G. L. A description of a three -dimensional coastal ocean circulation model. In: Three-Dimensional Coastal Ocean Models, edited by N. S. Heaps, **Coastal and Estuarine Science**, v. 4, p. 1-16, 1987
- BRETHERTON, C. The nature of adjustment in cumulus clouds fields. Chapter 5, in The representation of cumulus convection in numerical models. American **Meteorological Society Meteorological Monographs**, n. 24, p. 63-74, 1993.

BYERS, H. R.; BRAHAM, J. R. Thunderstorm structure and circulation. **Journal of Meteorology**, v. 5, p.71-86, 1948.

CAVALCANTI, E. P. **Teor e Transporte de Vapor d'Água na Atmosfera do Nordeste do Brasil**. 2001. 115p. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2001.

CHARNEY, J. G.; ELIASSEN, A. On the growth of the hurricane depression. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 21 (1), p. 68-75, 1964.

CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K.; SCHLAX, M. G.; THUM, N.; FREILICH, M. H.; WENTZ, F. J.; GENTEMANN, C. L.; MCPHADEN, M. J.; SCHOPF, P. S. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical pacific. **Journal of Climate**, v. 14, p. 1479-1498, 2001.

CLIMANÁLISE. **Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. Cachoeira Paulista: Centro de Previsão e Estudos Climáticos/INPE, v.23, n. 3, 2008.

COSTA, A. A., COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; PIELKE, R. A. Coupled ocean-cloud-resolving simulations of the air-sea interaction over the equatorial western pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 3357-3375, 2001.

COTTON, R. W.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics**. Orlando: Academic Press, 1989. 883p.

COTTON, W. R.; PIELKE, R. A.; WALKO, R. L.; LISTON, G. E.; TREMBACK, C. J.; JIANG, H.; McANELLY, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; NICHOLLS, M. E.; CARRIO, G. G.; McFADDEN, J. P. Rams 2001: Current status and future directions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 82, p. 5-29, 2003.

de SOUZA, E. B.; LOPES, M. N. G.; ROCHA, E. J.P.; SOUZA, J. R. S.; CUNHA, A. C.; SILVA, R. R.; FERREIRA, D. B. S.; SANTOS, D. M.; CARMO, A. M. C.; SOUSA, J. R. A.; GUIMARAES, P. L.; MOTA, M. A. S.; MAKINO, M.; SENNA, R. C.; SOUSA, A. M. L.; MOTA, G. V.; KUHN, P. A. F.; SOUZA, P. F. S.; VITORINO, M. I. Precipitação sazonal sobre a Amazônia oriental no período chuvoso: observações e simulações regionais com o RegCM3. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 111-124, 2009.

DRUYAN, L. M.; FULAKEZA, M.; LONERGAN, P. Dynamic downscaling of seasonal climate predictions over Brazil. **Journal of Climate**, v.15, n. 23, p. 3411-3426, 2002.

EMANUEL, K. A. **Atmospheric convection**. New York: Oxford University Press, 1994. 580p.

EMANUEL, K. A.; NEELIN, J.D.; BRETHERTON, C.S. On large-scale circulations in convecting atmospheres. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, p. 1111-11433, 1994.

ESBENSEN, S. K.; MCPHADEN, M. J. Enhancement of tropical ocean evaporation and sensible heat flux by atmospheric mesoscale systems. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2307-2325, 1996.

FAZENDA, A. L.; MOREIRA, D. S.; ENARI, E. H.; PANETTA, J.; RODRIGUES, L. F. **First time user's guide** (BRAMS version 4.0). Cachoeira Paulista – SP: CPTEC, 2007.

FRANK, W. M.; COHEN, C. Simulation of tropical convective systems. Part I: A cumulus parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 3787-3799, 1987.

GARRATT, J. R. **The atmospheric boundary layer**. Cambridge University Press, 316p. 1992.

GASTRANG, M. Sensible and latent heat exchange in low latitude synoptic scale systems. **Tellus**, v.19, p. 492-508, 1967.

GODFREY, J. S.; BELJAARS, A. C. M. On the turbulent fluxes of buoyancy, heat and moisture at the air-sea interface at low wind speeds. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 22043-22048, 1991. doi:10.1029/91JC02015.

GODFREY, J. S.; HOUZE JR., R. A.; JOHNSON, R. H., LUKAS, R.; REDELSPERGER, J. L.; SUMI, A.; WELLER, R. Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (COARE): An interim report. **Journal of Geophysical Research**, v.103, p.14395-14450, 1998. doi:10.1029/97JC03120

GODFREY, J. S.; LINDSTROM, E. The heat budget of the equatorial West Pacific surface mixed layer. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, p. 8007-8017, 1989.

GODFREY, J. S.; NUNEZ, M.; BRADLEY, E. F.; COPPIN, P. A.; LINDSTROM, E. J. On the net surface heat flux into the Western equatorial Pacific. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 3391-3400, 1991.

GRELL, G. A. Prognostic Evaluation of Assumptions used by Cumulus Parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 764-787, 1993.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A new approach to parameterizing convection using ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, p. 1693, 2002.

HALTINER, G. J.; WILLIAMS, R. T. **Numerical weather prediction and dynamic meteorology**. New York: John Willey, 1980. 477p.

HUFFMAN, G. J; ADLER, R. F; BOLVIN, D. T; GU, G; NELKIN, E. J; BOWMAN, K. P; HONG, Y; STOCKER, E. F; WOLFF, D. B. The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quase-Global, Multi-Year, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scale. **Journal of Hydrometeorology**, v. 08, N. 01, Feb, 2007.

JABOUILLE, P.; REDELSPERGER, J. L.; LAFORE, J. P. Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 816-837, 1996.

JOHNSON, H. J.; NICHOLLS, M. E. A composite analysis of the boundary layer accompanying a tropical squall line. **Monthly Weather Review**, v. 111, p. 308-319, 1983.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Multiscale convective overturning in mesoscale convective systems: reconciling observations, simulations, and theory. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 8, p. 2254-2273, 1998.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. The role of the convective “Trigger Function” in numerical forecasts of mesoscale convective systems. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, p. 93-106, 1992.

KALMA, J. D.; CALDER, I. R. Land surface processes in land-scale hydrology. **Geneve**. Published online 7 October 2008 in Wiley InterScience.

KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 31, p.1232-1240, 1974.

KUO, H. L. On formation and intensification of tropical cyclones though latent heat release by cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 22, p.40-63, 1965. DOI: 10.1175/1520-0469(1965)022<0040:OFAIOT>2.0.CO;2.

KUO, Y. H.; BRESCH, J. F.; CHENG, M. D.; KAIN, J.; PARSONS, D. B.; TAO, W.K.; Zhang, D. L. Summary of a mini workshop on cumulus parameterization for mesoscale model. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 3, p. 475-491, 1997.

LEMONE, M.; ZIPSER, E. Cumulonibus vertical velocity events in GATE. Part I: Diameter, intensity and mass flux. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, p. 2444-2457, 1980. DOI: 10.1175/1520-0469(1980)037<2444:CVVEIG>2.0.CO;2.

MANABE, S.; SMAGORINSKY, J.; STRICKLER, R. F. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. **Monthly Weather Review**, v. 93, p. 769-798, 1965.

MAPES, B. The large-scale part of mesoscale convective system circulations: a linear two vertical spectral bands model. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 76, p. 29-55, 1998.

MELLOR, G; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for use in geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.20, p. 851-857, 1982.

MOLINARI, J. A general form of Kuo’s cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 1411-1416, 1985.

MOLINARI, J. A method for calculating the effects of deep cumulus convection in numerical models. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 11, p. 1527-1534, 1982.

MONDON, S.; REDELSPERGER, J. L. Study of a fair weather boundary layer in TOGA-COARE: Parameterization of surface fluxes in large-scale and regional models for light wind conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 88, p. 47–76. 1998.

NOBRE, P.; MOURA, A. D.; SUN, L. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's Regional Spectral Models at IRI. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 12, p. 2787-2796, 2001.

PERRY, A. H.; WALKER, J. M. **Ocean-atmosphere System**. Longam, 1977. 160p.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of enso and tropical atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over south america: a numeral study. **Climate Dynamics**, v. 17, p. 205-212, 2001.

PIELKE, R. A. **Mesoscale meteorological modeling**. 2nd Edition, Academic Press, San Diego, CA, 676 pp. 2002.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A., GRASSO, L. D.; NICHOLLS, N. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND, J. H. A comprehensive meteorological modeling system – RAMS. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, p. 69-91, 1992.

RAYMOND, D. J. Cumulus convection and the Madden-Julian oscillation of the tropical troposphere. **Physica D**. V.77, p.1-22, 1994.

REDELSPERGER, J. L.; GUICHARD, F.; MONDON, S. A parametrization of mesoscale enhancement of surface fluxes for large-scale models. **Journal of Climate**, v. 13, p. 402-421, 2000.

REN, X.; PERRIE, W.; LONG, Z.; GYAKUM, J. Atmosphere-Ocean Coupled dynamics of Cyclones in the Midlatitudes. **Monthly Weather Review**, v.132, p. 2432-2451, 2004

RENFREW, I. A.; MOORE, G. W. K.; GUEST, P. S.; BUMKE, K. A Comparison of Surface Layer and Surface Turbulent Flux Observations over the Labrador Sea with ECMWF Analyses and NCEP Reanalyses. **Journal of Physical Oceanography**, v. 32, p. 383-400, 2002.

RICARTE, R. M. D. **Impacto do realce de fluxo à superfície por rajadas de nuvens convectivas: experimentos com o modelo BRAMS**. 2007. 74 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2007.

SANTOS, S. A.; SOUZA, E. P. Testes com esquemas de parametrização de convecção profunda em um evento chuvoso extremo. **Ciência e Natura**, v. especial, p. 273-276, 2009.

SILVA, A. P. L. M.; SANTOS, I. A.; ROTUNNO FILHO, O. C.; ARAÚJO, A. A. M. Modelagem atmosférica na bacia do rio São Francisco. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2002, Foz do Iguaçu (RS). **Anais...** A Meteorologia e a Gestão de Energia, in CD-ROM. Rio de Janeiro: SBMET, 2002.

SILVA, E. M. **Impacto da Convecção Rasa em um Modelo de Meso-Escala: Sensibilidade aos Parâmetros do Esquema de Parametrização**. 69 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2001.

SLINGO, J. M.; BLACKBURN, M.; BETTS, A.; BRUGGE, R.; HOSKINS, B. J.; MILLER, M. J.; STEENMAN-CLARK, L.; THUBURN, J. Mean climate and transience in the tropics of the UGAMP GCM: sensitivity to convective parameterization. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, p. 881-9221, 1994.

SOUZA, E. P. **Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica**. 1999. 121 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Boston: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.

SUN, L.; MONCUNILL, D. F.; LI, H.; MOURA, A. D.; SOUZA FILHO, F. A. Climate downscaling over Nordeste, Brazil, using the NCEP RSM97. **Journal of Climate**, v. 18, p. 551-567, 2005.

TAO, W. K.; SIMPSON, J. Numerical simulation of a subtropical squall line over Taiwan Strait. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 2699-2723, 1991.

van HEERWAARDEN, C. C.; ARELLANO, J. V. G.; MOENE, A. F.; HOLTSLAG, A. A. M. Interactions between dry-air entrainment, surface evaporation and convective boundary-layer development. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 135, p. 1277-1291, 2009.

WALKO, R. L.; COTTON, W. R.; MEYERS, M. P.; HARRINGTON, J. Y. New rams cloud microphysics parameterization. 1. The single-moment scheme. **Atmospheric Research**, v. 38 (1-4), p. 29-62, 1995.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science An Introductory Survey**. Academic Press. New York. 467pp. 1997.

WANG, Y.; TAO, W. K.; SIMPSON, J. The Impact of Ocean Surface Fluxes on a TOGA COARE Convective System. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 2753-2763, 1996.

WEBSTER, J.; LUKAS, R. TOGA COARE: The Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 73, p. 1377-1416, 1992.

WEBSTER, P. J. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. **Reviews of Geophysics**, v.32 (4), p. 427-476. 1994.

WU, X.; GUIMOND, S. Two- and Three-Dimensional cloud-resolving model simulations of the mesoscale enhancement of surface heat fluxes by precipitating deep convection. **Journal of Climate**, v. 19, p. 139-149, 2006.

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J. H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, p.611-627, 1973.