



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-13596-TDI/1035**

**CONVECÇÃO NA AMAZÔNIA: VARIABILIDADE, EFEITOS E  
RESPOSTA NA CIRCULAÇÃO DE GRANDE ESCALA**

Maria Aurora Santos da Mota

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr.  
Carlos Afonso Nobre, aprovada em 08 de julho de 2004.

INPE  
São José dos Campos  
2007

Publicado por:

**esta página é responsabilidade do SID**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

Gabinete do Diretor – (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 – CEP 12.245-970

São José dos Campos – SP – Brasil

Tel.: (012) 3945-6911

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: [pubtc@sid.inpe.br](mailto:pubtc@sid.inpe.br)

**Solicita-se intercâmbio  
We ask for exchange**

**Publicação Externa – É permitida sua reprodução para interessados.**



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-13596-TDI/1035**

**CONVECÇÃO NA AMAZÔNIA: VARIABILIDADE, EFEITOS E  
RESPOSTA NA CIRCULAÇÃO DE GRANDE ESCALA**

Maria Aurora Santos da Mota

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr.  
Carlos Afonso Nobre, aprovada em 08 de julho de 2004.

INPE  
São José dos Campos  
2007

551.558.1(811.3)

Mota, M. A. S.

Convecção na Amazônia: variabilidade, efeitos e resposta na circulação de grande escala / Maria Aurora Santos da Mota. - São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2004.

194 p.; (INPE-13596-TDI/1035)

1. Região Amazônica. 2. Convecção. 3. Precipitação.  
4. Parametrização. 5. Modelo de circulação geral. I. Título.

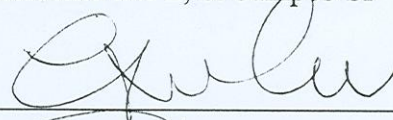
Aprovado(a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para a obtenção do Título de **Doutora em Meteorologia**.

Dr. José Paulo Bonatti



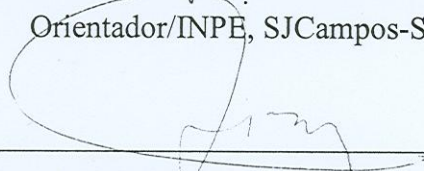
Presidente/INPE, SJCampos-SP

Dr. Carlos Afonso Nobre



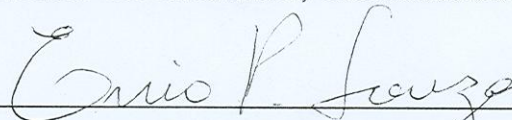
Orientador/INPE, SJCampos-SP

Dr. Silvio Nilo Figueroa Rivero



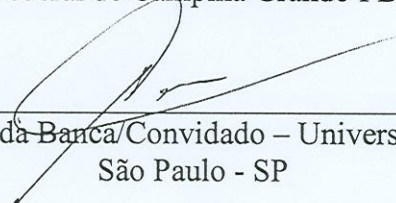
Membro da Banca/INPE, Cachoeira Paulista-SP

Dr. Ênio Pereira de Souza



Membro da Banca/Convidado – Universidade Federal de Campina Grande-PB

Dr. Adilson Wagner Gandu



Membro da Banca/Convidado – Universidade de São Paulo - SP

**Candidato(a): Maria Aurora Santos da Mota**

São José dos Campos, 08 de julho de 2004.



Muitas vezes para alcançarmos nossos objetivos são exigidas lutas penosas e um preço muito alto. A única derrota da vida é a fuga diante das dificuldades. (T. Alberione)





A DEUS Pai e Senhor de tudo.

Ao meu marido, Sérgio, por todo seu amor, carinho, estímulo e sacrifício para alcançar mais este objetivo. Te amo cada vez mais.

À minha mãe, Ignês, por sua presença constante e amor, que sempre me ajudaram a crescer na vida.

À memória de meu pai e meu filho, que certamente estão ao lado de Deus.



## **AGRADECIMENTOS**

Em todo trabalho realizado contamos com o apoio e ajuda de muitas pessoas, por isso meus agradecimentos;

Ao Dr. Carlos Afonso Nobre, por ter concordado em me orientar, pela orientação, confiança, amizade e ajuda principalmente nos momentos mais difíceis.

Ao amigo Marcos Mendonça, pelo seu grande auxílio, ensinando com toda sua paciência, a utilizar os programas do Modelo, bem como desenvolvendo e modificando códigos, para que terminasse este trabalho. Como já falei você foi meu segundo orientador.

À amiga, Renata Mendonça, pelo apoio e conselhos nos meus momentos mais tristes.

Aos colegas, professores do Departamento de Meteorologia da UFPa, que assumiram os encargos docentes durante minha ausência.

A minha família, meu marido, mãe, sogros, irmãs, irmãos, cunhados e sobrinhos iniciadores e companheiros da minha caminhada.

Ao Departamento de Meteorologia do INPE, professores, colegas e funcionários.

E à CAPES pela ajuda financeira através do programa PICDT.

Enfim a todos que direta ou indiretamente colaboraram para realização deste trabalho.



## **RESUMO**

A pesquisa utilizou os dados coletados na campanha do WetAMC/LBA realizado no período de 10/01 a 28/02 de 1999 no estado de Rondônia, para estudar a variação e evolução temporal da estrutura termodinâmica da atmosfera e precipitação, verificando as condições de instabilidade da atmosfera (possibilidade de ocorrência ou não de convecção), à luz da teoria da Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE). Foram realizadas simulações numéricas com o Modelo de Circulação Geral (MCG) do CPTEC com a parametrização de convecção Relaxed Arakawa-Schubert (RAS), para determinação da precipitação e comparação com as observações. Foi dada ênfase a um persistente erro sistemático do referido MCG: a subestimativa dos totais de precipitação durante a estação chuvosa da maior parte da Amazônia (chuvas de verão do Hemisfério Sul) e superestima as chuvas no Nordeste Brasileiro (NEB), deslocando os núcleos de máxima precipitação para aquela região. Observou-se que a atmosfera durante o período estudado esteve com forte instabilidade convectiva. Porém, nem sempre valores elevados do CAPE foram suficientes para gerar precipitação, significando que a chuva ocorrida durante o experimento não foi devida somente aos efeitos termodinâmicos locais, mas fatores dinâmicos também contribuíram para ocorrência da precipitação. A Alta da Bolívia sofre influência do CAPE, pois, quando ocorreu aumento do CAPE, a vortacidade anticiclônica ( $\zeta > 0$ ) aumentou, quando CAPE diminui aparece vortacidade ciclônica ( $\zeta < 0$ ) na região, isto é, quando o CAPE foi liberado para formação da convecção profunda, ocorreu convergência nos níveis baixos com movimentos ascendentes na região e divergência nos altos níveis. O esquema RAS foi ajustado mudando a forma de calcular o topo e base da nuvem e o perfil de eficiência da nuvem. As simulações do total de precipitação diária apresentaram alguma melhoria, porém o erro sistemático do modelo na simulação do ciclo diurno da precipitação continuou, isto é, a tendência da maioria dos modelos, incluindo o MCG do CPTEC, de colocar os máximos de precipitação no período da manhã na Amazônia. Os resultados encontrados sugerem que o MCG com o RAS ajustado pode contribuir para melhoria da previsão, por exemplo o erro sistemático de superestimativa de chuvas na nordeste brasileiro diminui. Por outro lado, os erros sistemáticos associados ao ciclo diurno da precipitação necessitam de investigação mais profunda, possivelmente através de novas parametrizações da camada limite, para que o crescimento da camada de mistura seja mais bem simulado no modelo.



# CONVECTION IN THE AMAZÔNIA: VARIABILITY, EFFECTS AND ANSWER IN THE LARGE-SCALE CIRCULATIONS

## ABSTRACT

The research used the data collected in WetAMC/LBA campaign accomplished in the period of 10/01 to 28/02 of 1999 in Rondônia state, to study the variation and temporal evolution of the atmosphere thermodynamic structure and precipitation, verifying the atmosphere instability conditions (occurrence possibility or not of convection), considering the convective available potential energy theory (CAPE). Numeric simulations were accomplished with General Circulation Model (CGM) of CPTEC with parameterizing Relaxed Arakawa-Schubert (RAS) for determination of the precipitation, and comparison with the observations and investigating why the MCG always minimizes the precipitation values observed in the Amazonian dislocating the maxim precipitation cores for the NEB. It was observed that the atmosphere during the studied period was with strong instability. However, not always high values of the CAPE was enough to generate strong precipitation, meaning that the rain occurred during the experiment wasn't due only to the local thermodynamic effects, but dynamic factors also contributed to occurrence of the precipitation. Bolivian High is influenced by the CAPE, because, when it occurred increase of the CAPE, the anti-cyclonic vorticity ( $\zeta > 0$ ) increased, when CAPE decreases cyclonic vorticity appears ( $\zeta < 0$ ) in the region, meaning that when CAPE was liberated for profound convection formation, it occurred convergence in the low levels with ascending movements in the region and divergence in the high levels. RAS was fitting changing the way to calculate the cloud top and base and changing the cloud efficiency profile. The daily precipitation simulations had improvements, however the model systematic mistake in the diurnal cycle simulation of the precipitation it continued. The found results suggest that MCG with RAS fitting can contribute for forecast improvement, and the precipitation diurnal cycle needs better investigation, so that the boundary layer growth can be better simulated in the model.





## SUMÁRIO

	Pág.
<u>LISTA DE FIGURAS</u>	
<u>LISTA DE TABELAS</u>	
<u>LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS</u>	
<u>CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO</u> .....	27
<u>CAPÍTULO 2 – DADOS E METODOLOGIA</u> .....	41
2.1 – Dados.....	41
2.2 – Metodologia.....	45
2.2.1- Cálculo das Variáveis Termodinâmicas.....	45
2.2.2- Determinação da Estabilidade da Atmosfera – Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE).....	47
2.2.3- Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC/COLA .....	51
2.2.4- Cálculo dos Fluxos – Teoria de Arakawa-Schubert.....	52
2.2.4.1- Determinação das Propriedades das Nuvens.....	58
2.2.4.2- Controle Dinâmico.....	62
2.2.5- Simulação Numérica com o Modelo do CPTEC.....	65
<u>CAPÍTULO 3 –RESULTADOS</u> .....	67
3.1- Variabilidade Diurna da Precipitação.....	68
3.2- Variabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) e Precipitação.....	71

3.3- Relação entre a Variabilidade da CAPE e a Alta da Bolívia.....	81
<b><u>CAPÍTULO 4 – SIMULAÇÕES NUMÉRICAS</u></b> .....	97
4.1.- Simulação Para 24, 48 e 72 Horas - Período E2.....	100
4.2- Simulação Para 24, 48 e 72 Horas - Período W3.....	105
4.3 - Simulação Para o Período E3.....	111
4.4 - Simulação com a Parametrização RAS Ajustada para o modelo MCG.....	116
4.4.1 - Simulação para o Período E2 – Sem ZCAS.....	119
4.4.2 - Simulação para o Período E3 – Sem ZCAS.....	124
4.4.3 - Simulação para o Período W3 – Com ZCAS.....	128
<b><u>CAPÍTULO 5 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES</u></b> .....	133
<b><u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u></b> .....	141
APÊNDICE A - SIMULAÇÃO MCG COM OS ESQUEMAS KUO-ANTHES E RAS PARA PERÍODO DO REGIME E3 – SEM ZCAS.....	153
APÊNDICE B – SIMULAÇÃO DO MCG COM ESQUEMA RAS_ AJUSTADO (RAS_BASE E RAS_PERFIL) PARA TODO O PERÍODO DO REGIME E3 – SEM ZCAS.....	157
APÊNDICE C – SIMULAÇÃO DO MCG COM ESQUEMAS RAS_BASE E RAS_PERFIL COM SAÍDS DE CADA 3 HORAS PARA O PERÍODO E3.....	165

## LISTA DE FIGURAS

	<b>Pág.</b>
1.1. Padrão das principais características da circulação de verão na América do Sul.....	28
1.2- Precipitação prevista pelo modelo CPTEC/COLA T62 para janeiro de 1999.....	36
2.1- Localização dos sítios de observação de radiossondagem e precipitação durante a campanha do LBA.....	42
2.2- Áreas positivas (CAPE) e negativas. Sondagem das 18:00 UTC do dia 13/02/1999 na F. N. Senhora.....	50
2.3- Área unitária horizontal em algum nível entre a base e topo da nuvem.....	53
2.4- Estrutura vertical do modelo discretizado.....	54
2.5- Coeficiente de autoconversão $C_0(m^{-1})$ como função de $\hat{p}$ .....	58
3.1- Distribuição horária da precipitação na Fazenda Nossa Senhora, em Ouro Preto d'Oeste de 10 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999.....	69
3.2- Distribuição horária da precipitação média ocorrida durante o regime W3, na região do experimento.....	70
3.3- Distribuição horária da precipitação média ocorrida durante o regime E2, na região do experimento.....	70

3.4- Variação temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO)-período de 11 a 14 de janeiro de 1999, regime E1 (ventos de leste–sem ZCAS).....	73
3.5- Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 19 a 29 de janeiro de 1999- Regime E2 (ventos de leste – sem ZCAS).....	73
3.6- Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 08 a 22 de fevereiro de 1999- Regime E3 (ventos de leste – sem ZCAS).....	74
3.7- Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 14 a 19 de janeiro de 1999- Regime W1 (ventos de oeste –ZCAS).....	74
3.8- Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 29 de janeiro a 08 de fevereiro de 1999- Regime W2 (ventos de oeste –ZCAS).....	75
3.9- Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 22 a 28 de fevereiro de 1999- Regime W3 (ventos de oeste –ZCAS).....	75
3.10- Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora, Reserva Biológica do Jarú, Rolim de Moura e Fazenda Rancho Grande (RO), no período de 09 a 20 de fevereiro de 1999- Regime E3 (ventos de leste – sem ZCAS).....	76

3.11- Imagens de satélites.....	79
3.12- Variação temporal da Precipitação e CAPE no período de 03 a 11 de julho de 1993, para Fazenda Nossa Senhora (RO)-RBLE2.....	80
3.13 – Variação temporal da CAPE no período de 13 a 24 de agosto de 1994, para o pasto (Fazenda Nossa Senhora) e floresta (Rebio Jarú) durante o RBLE3.....	81
3.14- Campos de Vorticidade das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC ( $10^{-5}s^{-1}$ ): (a) Dia 24/01/1999, CAPE= 790 J/kg; (b) Dia 25/01/1999, CAPE= 1244 J/kg; (c) Dia 26/01/1999, CAPE= 2589 J/kg e (d) dia 27/01/1999, CAPE= 920 J/kg.....	83
3.15- Vetor vento das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: (a) dia 24/01/1999; (b) Dia 25/01/1999; (c) Dia 26/01/1999, e (d) Dia 27/01/1999.....	84
3.16- Linhas de corrente das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: (a) dia 24/01/1999; (b) Dia 25/01/1999; (c) Dia 26/01/1999, e (d) Dia 27/01/1999.....	85
3.17- Campos de Vorticidade das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC ( $10^{-5}s^{-1}$ ): (a) Dia 22/02/1999, (b) Dia 23/02/1999, (c) Dia 24/02/1999, (d) dia 25/02/1999, (e) Dia 26/02/1999, e (f) Dia 27/02/1999.....	86
3.18 - Vetor vento das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: (a) Dia 23/03/1999, (b) Dia 24/02/1999, (c) Dia 25/02/1999, (d) Dia 26/02/1999, (e) Dia 27/02/1999 e (f) Dia 28/01/19999.....	88

3.19 – Linha de corrente das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: (a) Dia 23/03/1999, (b) Dia 24/02/1999, (c) dia 25/02/1999, (d) 26/02/1999, e (f) 27/02/1999 e 28/01/19999.....	89
3.20- Campos de Vorticidade das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC ( $10^{-5}s^{-1}$ ): (a) Dia 29/02/1999, (b) Dia 10/02/1999, (c) Dia 12/02/1999, (d) dia 13/02/1999, (e) 16/02/1999, e (f) 19/02/1999.....	92
3.21- Vetor vento das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: a) Dia 29/02/1999, (b) Dia 10/02/1999, (c) Dia 12/02/1999, (d) dia 13/02/1999, (e) 16/02/1999, e (f) 19/02/1999.....	94
3.22– Linhas de corrente das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: a) Dia 29/02/1999, (b) Dia 10/02/1999, (c) Dia 12/02/1999, (d) dia 13/02/1999, (e) 16/02/1999, e (f) 19/02/1999.....	95
4.1- Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feita pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema Kuo-Anthes, para o período E2.....	101
4.2- Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feita pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS, para o período E2.....	101
4.3- Precipitação observada em 24 horas, previsão de 24 horas usando os esquemas Kuo-Anthes e RAS para 12:00 UTC, período E2.....	103

4.4- Variação diária da precipitação observada, média das estações, e previsões feita pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema Kuo-Anthes, período W3 .....	106
4.5- Variação diária da precipitação observada, média das estações, e previsões feita pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS, período W3.....	107
4.6– Precipitação observada em 24 horas, previsão para 24 horas usando os esquemas Kuo-Anthes e RAS para 12:00 UTC, período W3.....	109
4.7- Variação temporal da precipitação observada média das estações, e previsões feita pelo Modelo usando o esquema Kuo-Anthes e esquema RAS, saída a cada 3 horas, período E3.....	111
4.8– Precipitação observada em 24 horas, previsão para 24 horas usando o esquema Kuo-Anthes e esquema RAS para 12:00 UTC, período E3.....	113
4.9– Perfil vertical médio das observações de radiossondagens das quatro estações de Q1 e o simulado pelo modelo com os esquemas RAS e Kuo-Anthes para previsão de 24 horas, durante o período E3 .....	115
4.10– Perfil vertical médio das observações de radiossondagens das quatro estações de Q2 e o simulado pelo modelo com os esquemas RAS e Kuo-Anthes para previsão de 24 horas, durante o período E3.....	116

4.11 – Eficiência da precipitação como função do tipo de nuvem.....	118
4.12- Variação temporal da precipitação observada média das estações de observação dos experimentos, e previsão para 156 horas a partir de 23/01 às 00:00 UTC feita pelo modelo usando o esquema RAS_base e RAS_perfil, saída a cada 3 horas, para o período E2-sem ZCAS.....	120
4.13- Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feitas pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS_base, para o período E2.....	121
4.14– Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feitas pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS_perfil, para o período E2.....	121
4.15– Simulação da precipitação com MCG T062L28, usando os esquemas RAS, RAS_base e RAS_perfil para 12:00 UTC, período E2.....	122
4.16– Variação temporal da precipitação observada média das estações, e previsão para 276 horas a partir de 09/02 às 00:00 UTC feita pelo modelo com esquema RAS_base e RAS_perfil, saída a cada 3 horas, para o período E3.....	125
4.17– Simulação da precipitação com o MCG T062L28 usando os esquemas RAS_base e RAS_perfil para 12:00 UTC, período E3.....	126



4.18–	Variação temporal da precipitação observada média das estações, e previsão para 156 horas a partir de 22/02 às 00:00 UTC feita pelo modelo usando o esquema RAS_base e RAS_perfil, saída a cada 3 horas, para o período W3.....	129
4.19–	Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feitas pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS_base, para o período W3.....	130
4.20–	Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feitas pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS_perfil, para o período W3.....	130
4.21–	Simulação da precipitação com o MCG T062L28 usando os esquemas RAS, RAS_base e RAS_perfil para 12:00 UTC, período W3.....	131
A1–	Precipitação observada em 24 horas, saída do modelo usando os esquemas Kuo-Anthes e esquema RAS para 12:00 UTC, todo o período E3.....	153
B1–	Precipitação observada em 24 horas, saída do modelo usando os esquemas RAS e RAS_base para 12:00 UTC, todo o período E3.	157
B2–	Precipitação observada em 24 horas, saída do modelo usando os esquemas RAS e RAS_perfil para 12:00 UTC, todo o período E3.....	161
C1–	Simulação da precipitação com a Parametrização RAS_base – Período de 09/02 às 00:00 UTC a 20/02/1999 às 00:00 UTC, saída a cada 3 horas.....	165

C2– Simulação da precipitação com a Parametrização RAS_perfil – Período de 09/02 às 00:00 UTC a 20/02/1999 às 00:00 UTC, saída a cada 3 horas.....	180
--	-----

## LISTA DE TABELAS

	<b>Pág.</b>
2.1– Número de radissondagens realizadas em cada sítio, durante o Wet-AMC/LBA.....	44
2.2– Período do regime de Vento Zonal.....	66
4.1– Experimentos numéricos realizados.....	98



## LISTA DE SIGLAS

AB - Alta da Bolívia

A-S - Arakawa-Schubert

CAPE - Energia Potencial Convectiva Disponível

CINE – Energia de Inibição da Convecção

COLA - Center of Ocean, Land and Atmosphere Studies

CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

GCM - Modelo de Circulação Geral

HL - hora local

IAG - Instituto Astronômico e Geofísico

LBA - Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia

MCGA - Modelo de Circulação Geral Atmosférico

NCEP - National Center for Environmental Prediction

NCMC - Circulação de Mesoescala Não-clássica

NEB - Nordeste Brasileiro

RAMS - Regional Atmospheric Modeling System

RAS – Relaxed Arakawa-Schubert

RBLE - Rondônia Boundary Layer Experiment

USP - Universidade de São Paulo

VCAN - Vórtice Ciclônico em Altos Níveis

WetAMC - Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

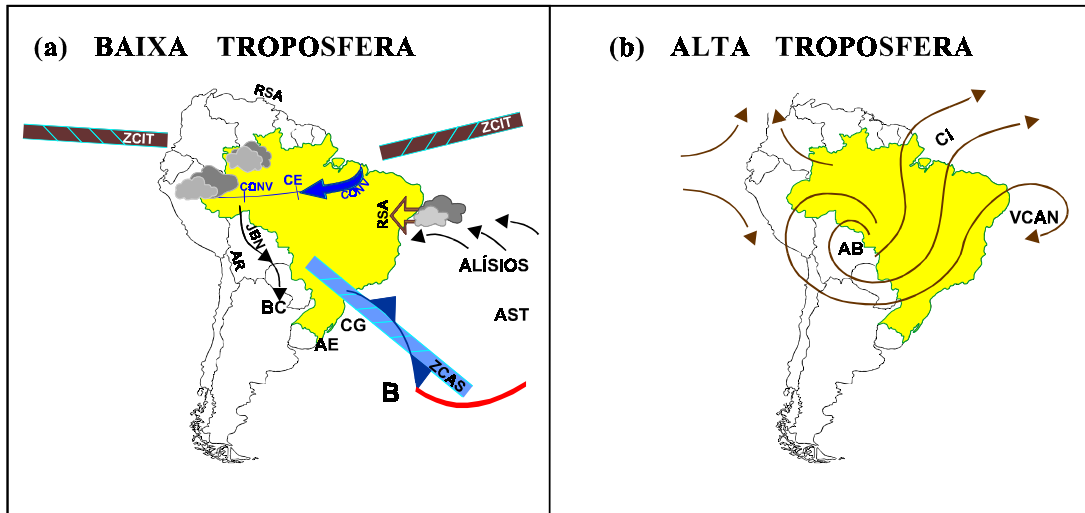


## **CAPÍTULO 1**

### **INTRODUÇÃO**

A importância da região Amazônica como uma grande fonte de calor tropical para estabelecer e manter a circulação da atmosfera em grande escala e a precipitação sobre o continente da América do Sul tem sido discutida por diversos autores (dentre eles, Nobre, 1983; Santos, 1986; Carvalho, 1989). Esta região, situada entre os paralelos de 05° N e 10° S e meridianos de 70° e 40° W, tem área de aproximadamente de 7 milhões de quilômetros quadrados, é a maior floresta tropical e maior bacia hidrográfica do globo, representando 35% da área do continente e 65% da área tropical da América do Sul. Por ter precipitação média acima de 2000 mm é uma grande fonte de calor e umidade não só para a América do Sul, mas também para o balanço de energia da atmosfera global.

A convecção que ocorre na Bacia Amazônica, principalmente durante a estação chuvosa (verão do Hemisfério Sul), tem um papel muito importante na determinação do tempo e clima da região e da América do Sul. A atividade convectiva na Amazônia influencia os sistemas meteorológicos e os padrões climáticos característicos do verão da América do Sul, tais como: a) circulação anticiclônica em altos níveis, denominada de Alta da Bolívia (AB); b) banda de nebulosidade de intensa atividade convectiva com orientação NW-SE, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); c) vórtice ciclônico em alto nível (VCAN), denominado de baixa do Nordeste Brasileiro (NEB); d) a baixa do Chaco. Satyamurty et al. (1998) verificaram que os padrões regionais dessa circulação, como AB, ZCAS e baixa NEB, são quase estacionários no verão e mais expressivos nas cartas diárias que nas médias climatológicas mensais. Esquemáticamente as principais características da circulação de verão na AS, são apresentadas na Figura 1, conforme Satyamurty et al. (1998).



**FIGURA 1.1-** Padrão das principais características da circulação de verão na América do Sul: (a) Baixa Troposfera e (b) Alta Troposfera. [ZCIT= Zona de Convergência Intertropical; CE= Cavado Equatorial; CONV= atividade convectiva; BC= Baixa do Chaco; JBN= Jato de baixos níveis; ZCAS= Zona de Convergência do Atlântico Sul; CG=ciclogênese; AST= Alta subtropical; AE= Anticiclone extratropical; RA= região árida; RSA= Região semi-árida; AB= alta da Bolívia; VCAN=vórtice ciclônico de altos níveis; CI= nuvens cirrus].

FONTE: Adaptada de Satyamurty et al. (1998).

A associação entre a forte atividade convectiva que ocorre na Bacia Amazônica durante o verão da América do Sul e a Alta da Bolívia foi primeiro notada por Gutman e Schawerdtfeger (1965). Eles associaram a liberação de calor latente (devido grande atividade convectiva local) e calor sensível (aquecimento da superfície) no Antiplano Boliviano ao aumento da espessura da camada troposférica entre 200 e 500 hPa, o que também foi confirmado por Virji (1982). Outros estudos usando modelos dinâmicos lineares (Silva Dias et al., 1983; DeMaria, 1985) e não linear (Gandu e Geisler, 1992) mostram o papel importante da fonte de calor latente estacionária na região Amazônica, devida à



convecção profunda, para a intensificação da AB. Santos (1986) observou que nos anos menos chuvosos (fraca atividade convectiva) na região, os centros da AB foram menos intensos, significando que a AB apresenta uma variação intra-sazonal e interanual associada à convecção. Além disso, a forte precipitação que ocorre nessa estação está relacionada à ZCAS, e esta, por sua vez, está relacionada à convecção profunda que ocorre na Bacia Amazônica (Figueroa et al, 1995). Com outro enfoque, Rao e Bonatti (1987) examinaram a importância da instabilidade barotrópica na geração de VCAN e sugeriram que a liberação de calor latente na Amazônia e a AB podem ser importantes na sua formação. Portanto, deve ocorrer uma intensa interação entre a escala da convecção e a circulação de grande escala. Ou seja, as nuvens cúmulos fornecem o calor necessário para movimentar a circulação de grande escala e as perturbações de grande escala produzem a convergência essencial para alimentar a convecção cumulonimbus.

A floresta Amazônica está sendo gradualmente desmatada, e os efeitos deste desmatamento na precipitação da Bacia têm sido estudado através de simulações numéricas. Nobre et al. (1991) sugerem que se a vegetação da Bacia Amazônica for completamente substituída por pastagem haverá um aumento da temperatura e diminuição da precipitação na região. Por outro lado, Cutrim et al. (1995) observaram que a nebulosidade durante a estação seca e principalmente sobre áreas desmatadas era de cúmulos rasos, não precipitantes. Além disso, o desmatamento provoca uma grande heterogeneidade espacial na região, com áreas desmatadas e áreas de florestas. Essa heterogeneidade pode desenvolver circulações locais termicamente diretas da floresta para pastagem, ou vice-versa, este tipo de circulação foi denominada de Circulação de Mesoescala não Clássica (NCMC) por Smith e Marth (1981) e Segal e Arritt (1992). As NCMCs desenvolvidas na Bacia Amazônica acentuam a convergência nos níveis baixos como sugerido por Silva Dias e Regnier (1996) e Souza et al. (2000). Isto é, a convecção rasa é devida à mistura turbulenta termicamente forçada, onde as nuvens são

baixas e não têm saldo positivo de calor latente. Porém, esse tipo de nebulosidade é importante para manutenção da camada de nuvem através do transporte de calor e umidade induzido na vertical (Betts, 1975).

Sabe-se que para iniciar a formação de nuvens são necessários: a) quantidade suficiente de umidade; b) um mecanismo dinâmico para o levantamento das parcelas; e c) uma fonte de energia inicial, por exemplo, o aquecimento do solo devido à radiação. Os fatores (a) e (c) juntos significam forçante termodinâmica e o fator (b) forçante mecânica. Dessa maneira, considerar que a precipitação pode ser controlada pela forçante termodinâmica, não seria uma hipótese tão especulativa a respeito do controle do ambiente na precipitação, principalmente no caso da Amazônia, que possui grande quantidade de vapor d'água e calor. Porém, quando se considera uma escala de tempo de poucas horas (pequena escala), isso não é verdade, porque a forçante termodinâmica requer uma escala temporal de horas para formação de nuvens precipitantes. Isto é, o aquecimento devido à radiação durante o dia produz instabilidade próximo à superfície, que conjuntamente com a grande quantidade de umidade presente na região, formam nuvens convectivas e a chuva ocorre no período da tarde ou início da noite. Essa situação foi observada durante a campanha WetAMC (na estação chuvosa) do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), quando os dados da rede pluviométrica mostraram claramente uma preferência da intensidade máxima de chuva ocorrer entre 12:00 e 16:00 horas local (HL) e às vezes às 18:00 HL (Tota et al, 2000; Silva Dias et al, 2000). Além disso um aumento na fração de nuvens altas e chuva convectiva no horário de aproximadamente, 15:00 HL, foi observado por Machado et al. (2002), usando imagens de satélite e dados de radar.

A forçante mecânica (dinâmica) pode produzir convecção úmida e precipitação independente do estado termodinâmico da atmosfera, onde o ambiente pode até mesmo estar estável, pois o mecanismo dinâmico levanta as parcelas de ar que atingem o nível de condensação (base das nuvens) formando as nuvens

precipitantes, e isso pode ocorrer num curto espaço de tempo. Colman (1990 a e b) por exemplo, elaborou uma climatologia e descrição de 1092 tempestades que ocorreram nos Estados Unidos, num período de 4 anos, sobre superfícies frontais. Segundo sua análise, essas tempestades aconteceram freqüentemente em ambiente estável. Mas os limites entre o domínio de uma ou outra forçante ainda não estão bem estabelecidos, porque numa variação temporal, 24 horas por exemplo, a precipitação total ocorrida no dia, pode ser explicada pela forçante termodinâmica (Raymond, 2000).

Nesta linha, sobre a forçante termodinâmica, encontra-se o trabalho de Neelin e Held (1987), que mostraram como nos trópicos o fluxo de calor da superfície e a radiação infravermelha controlam a convergência atmosférica e conseqüentemente a precipitação, mediante seus efeitos conjuntos no suprimento de energia estática úmida da atmosfera. Em outras palavras, o aquecimento da superfície cria movimentos médios ascendentes, aumentando a umidade nos baixos níveis e desse modo aumenta a instabilidade do escoamento para convecção úmida.

Análises sobre a termodinâmica da atmosfera, verificando o papel da convecção atmosférica como uma máquina térmica, já foram desenvolvidas. Dentre elas destacamos o trabalho de Rennó e Ingersoll (1996), que usaram a teoria da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) para prever o empuxo da parcela, a velocidade vertical no ambiente e a área de cobertura por nuvens. Eles concluíram que a CAPE deve aumentar com o aumento da temperatura de superfície, e que a CAPE é um valor fundamental para qualificar as condições de quase-equilíbrio da atmosfera. Essa idéia foi implementada por Souza (1999) no modelo RAMS (Regional Atmospheric Modelling System) para calcular o fluxo de massa pela convecção durante o Rondônia Boundary Layer Experiment-3 (RBLE-3), o que produziu perfis termodinâmicos mais realísticos.

Alguns estudos observacionais, feitos em outras regiões do globo, sobre a importância das condições termodinâmicas do meio ambiente e precipitação, procuraram estabelecer um grau de dependência entre a CAPE e a convecção profunda. Dessa maneira foi observado que a forçante termodinâmica explica parte da precipitação ocorrida, ou seja, a taxa de precipitação varia com a mudança da CAPE (Zawadzki, 1978; Zhang e Chou, 1999). Mudanças climáticas no transporte vertical de vapor d'água dependem também, no mínimo, da variação da CAPE, cisalhamento do vento e umidade relativa do ambiente (Yao e DelGênio, 1999). Essas conclusões complementam o conhecimento de que a convecção é controlada pelas condições da camada limite, pois a CAPE é condição necessária, mas não suficiente para formação da convecção profunda.

Ainda sobre a importância da CAPE, Lee e Wilhelmson (2000), em estudo com simulações numéricas, observaram existir uma relação muito forte entre a magnitude da CAPE e a estrutura e intensidade do desenvolvimento de um tornado (que não é supercélula), isto é à medida que a CAPE era aumentada, o tornado ficava mais intenso. Isso comprova que a CAPE é de fato o centro da energética de uma tempestade convectiva (Emanuel et al., 1994). Além disso Colman (1990a e b), em seu estudo sobre as 1092 tempestades que ocorreram freqüentemente em ambiente estável, observou que, para grandes temporais, geralmente existia alguma CAPE, mesmo que muito pequena, com a atmosfera ligeiramente mais estável, acima da inversão frontal.

Outro trabalho envolvendo estudos da termodinâmica da atmosfera foi realizado por Chen et al. (1994) na Ilha do Havaí, no qual observaram que as variações diurnas de temperatura do ar e do ponto de orvalho sobre a ilha apresentam um ciclo diurno bem definido e estão diretamente relacionados ao aspecto orográfico local, comportamento do fluxo de ar e a distribuição de nuvens orográficas e precipitação na região. Os resultados obtidos nessas

pesquisa indicaram que a evolução diurna do fluxo de ar à superfície é controlada pela evolução dos campos termodinâmicos de superfície.

O teor de umidade presente na atmosfera tem variações bastante acentuadas entre uma região com forte atividade convectiva e outras com pouca ou nenhuma nebulosidade cúmulos. Dessa forma, a estrutura termodinâmica da atmosfera pode ser determinada pelo tipo de convecção presente (Betts, 1974; Ribeiro e Mota, 1994), visto que a atmosfera se apresenta mais fria em dias chuvosos que em dias seco (Riehl et al., 1973; Betts, 1976; Albrecht, 1993). Essa estrutura apresenta um ciclo convectivo diurno que está relacionado com a grande quantidade de vapor d'água e energia solar absorvida pela superfície que é transferida verticalmente na atmosfera na forma de calor latente e sensível, o que aumenta a instabilidade ajudando na formação da convecção.

Como discutido anteriormente, a região Amazônica é caracterizada por forte atividade convectiva. Essa convecção afeta a profundidade inteira da troposfera e serve para unir a camada limite com o resto da atmosfera. Já o estado termodinâmico e dinâmico da circulação de grande escala é vital para o crescimento, desenvolvimento e manutenção dessa convecção. Dessa maneira, é de interesse entender como as nuvens convectivas, afetam coletivamente a estrutura cinética e termodinâmica da atmosfera e como elas respondem quando são afetadas pela circulação da escala maior. Uma maneira de quantificar esses efeitos é usando modelos de parametrização de nuvens, que fazem a estimativa dos transportes de calor e umidade devidos à convecção. Dentre eles destaca-se Yanai et al. (1973), no qual foi concluído que o principal mecanismo de modificação pela convecção no ambiente, parece ser a subsidência induzida e a evaporação de água processada pelas células convectivas.

Arakawa e Schubert (1974) desenvolveram um modelo de parametrização da convecção, no qual o princípio físico do modelo é semelhante ao de Yanai et al.

(1973), a exceção se faz pelo uso de um modelo discretizado de nuvens, com topo variando de acordo com a razão de entranhamento e inclui a camada sub-nuvem (camada de mistura). No caso de Yanai et al (1973), o modelo não é discretizado, pois considera apenas o efeito de todas as classes de nuvens. Completando o modelo de parametrização, Arakawa e Schubert (1974) supõem que ocorra quase-equilíbrio entre a geração de instabilidade convectiva úmida por processos de grande escala e sua destruição pelas nuvens. Isto é, quando o ar ambiente é forçado a subir, devido a um processo de grande escala, acontecem resfriamento e umedecimento do ar, tornando-o instável. Porém, as nuvens cúmulos provocam fluxos descendentes que aquecem e secam o ambiente, induzindo a um equilíbrio entre a escala cúmulos e a grande escala.

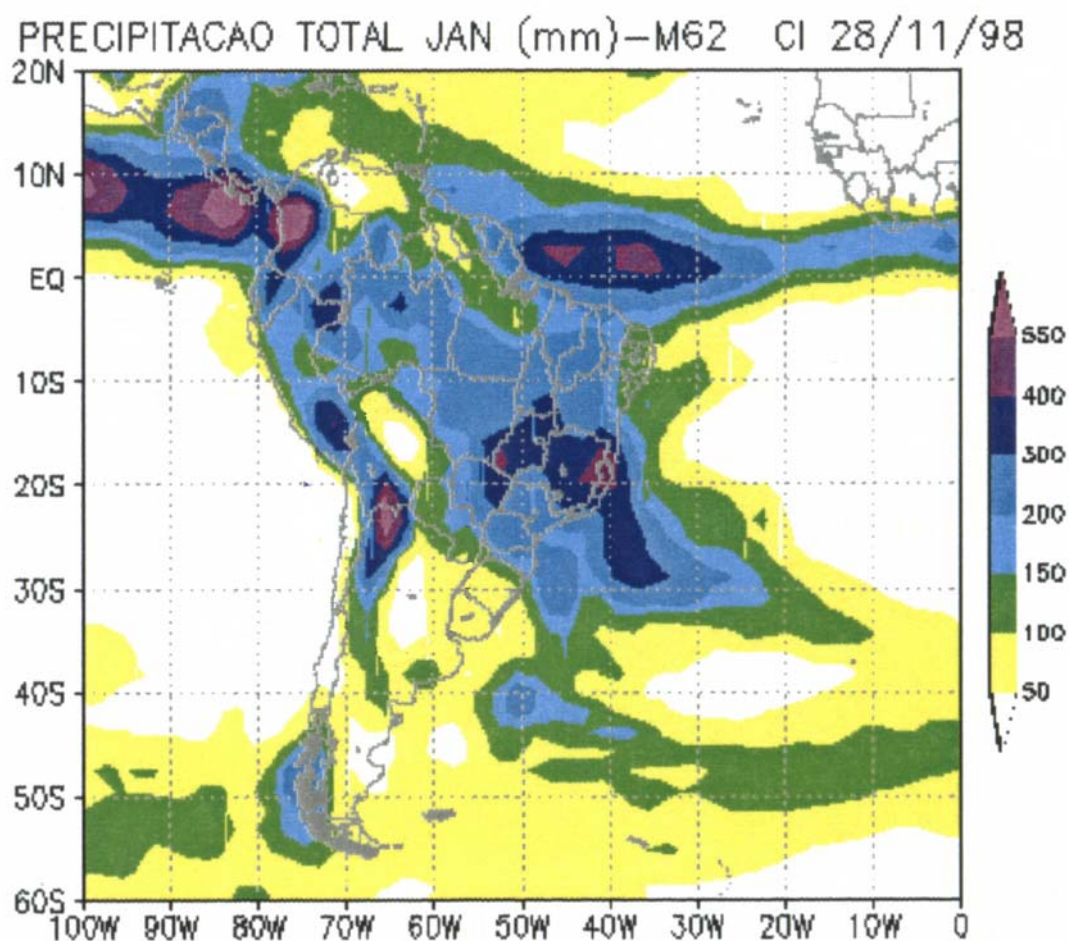
Várias aplicações da parametrização de Arakawa e Schubert já foram feitas, nos quais os autores desenvolveram métodos numéricos iterativos para solucionar as equações da parametrização. Nessa linha, encontram-se trabalhos que adotaram uma aproximação semiprognostica, onde a precipitação associada, o aquecimento e a secagem devido à convecção cúmulos são calculados através do espectro do fluxo de massa previsto pelo modelo. Neste caso, as observações das variáveis termodinâmicas e do vento juntamente com a parametrização cúmulos (consistindo do modelo de nuvens e a hipótese do quase-equilíbrio) são usadas para prever o espectro do fluxo de massa dos cúmulos para cada instante da observação (Silva Dias, 1977; Lord et al., 1982; Lord, 1982; Kao e Ogura, 1987; Xu e Arakawa, 1992). É importante ressaltar que o estudo semiprognóstico não “marcha” no tempo como o prognóstico e, portanto, possíveis interações entre as escalas não são apropriadamente consideradas. Também se encontram trabalhos nos quais a parametrização é usada, em parte, para verificar a função distribuição dos fluxos de massa, calor e vapor d’água, através de observações das variáveis de grande escala em várias regiões do globo, ou seja, uma maneira puramente

diagnostica (Ogura e Cho, 1973; Nitta e Esbensen, 1973; Lord e Arakawa, 1980; McBride, 1981; So, 1985 a e b; Santos e Silva Dias, 1990).

Como uma parametrização adequada da convecção cúmulos para os Trópicos é de importância primária para os modelos de previsão numérica de tempo, Moorthi e Suarez (1992) fizeram um esquema para implementação da Teoria de Arakawa e Schubert em Modelos de Circulação Geral (MCG) mais simples do que o desenvolvido por Lord et al (1982), chamado de “Relaxed Arakawa-Schubert” (RAS) pelos autores. As duas simplificações do RAS em relação à formulação original de Arakawa-Schubert são: a) modificação na razão de entranhamento, ou seja, o fluxo de massa normalizado na base da nuvem, que é uma função exponencial da altura no original, no RAS é substituído por uma função linear com a altura; b) a parametrização “relaxa” a atmosfera de grande escala em direção ao quase-equilíbrio, que neste caso não é requerido a cada integração da parametrização. O quase-equilíbrio assume que o conjunto de nuvens cúmulos responde suficientemente rápido aos efeitos desestabilizantes do escoamento de grande escala mantendo o equilíbrio (Bonatti, comunicação pessoal). Esse novo esquema já está implementado no modelo de circulação geral (MCG) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) para previsão de tempo.

DeWitt (1996) em seu estudo sobre o efeito da parametrização de convecção cúmulos no modelo de circulação geral, testou os três diferentes esquemas de convecção usados atualmente no Center of Ocean, Land and Atmosphere Studies (COLA): Kuo-Anthes, Betts-Miller e RAS. Os resultados foram comparados com as observações para validação dos esquemas. Ele concluiu que os gradientes de precipitação e o estresse do vento zonal são melhor simulados pelo RAS em comparação as simulações utilizando os outros dois esquemas, principalmente em junho/julho/agosto nos trópicos, mostrando que existe uma forte correlação entre o estresse do vento zonal e o gradiente leste-oeste de precipitação. Porém, tanto o esquema Kuo quanto o esquema RAS

simulam área com pouca precipitação para a América do Sul em janeiro/fevereiro/março, além do que as áreas de máxima precipitação são deslocadas para leste. Essa situação foi confirmada por Rocha (2001), quando usou o modelo CPTEC/COLA com esquema Kuo-Anthes para analisar o balanço de umidade sobre a Amazônia, ou seja, as áreas de maiores precipitações foram deslocadas para leste (Maranhão), com índices pluviométricos inferiores aos observados principalmente no centro da bacia Amazônica (Figura 1.2).



**FIGURA 1.2-** Precipitação prevista pelo modelo CPTEC/COLA T62 para janeiro de 1999.

FONTE: Rocha (2001).



Não obstante, apesar de alguns estudos já realizados verificando a interação entre a convecção (fonte de calor diabático) que ocorre na Bacia Amazônica e os padrões do tempo e clima da América do Sul, o conhecimento presente da fonte de calor sobre a Amazônia e a circulação de grande escala ainda são insuficientes. Portanto, fica evidente a necessidade de confirmação dos resultados obtidos nos modelos numéricos teóricos, com dados de observações, *in loco*, para responder questões ainda não tão claras sobre o papel da convecção rasa e profunda da Amazônia nos padrões de tempo e clima da América do Sul.

O objetivo principal do projeto LBA é gerar novos conhecimentos necessários à compreensão do funcionamento climatológico, ecológico, biogeoquímico e hidrológico da Amazônia, do impacto das mudanças dos usos da terra nesse funcionamento e das interações entre a Amazônia e o sistema biogeofísico global da Terra (Nobre et al., 1996)

O LBA tem algumas questões científicas sobre os processos físicos do clima da Amazônia como: de que modo a precipitação da Amazônia é controlada pela interação de grande escala entre a superfície e a atmosfera? Qual o papel da convecção seca e úmida na transferência de energia e como ele se modificará com os diferentes padrões de usos da terra?

Além dessas questões, no momento também se pergunta: Que melhorias podem ser feitas nos modelos numéricos de previsão de tempo para a Amazônia? Qual a natureza qualitativa dos erros dos modelos e das parametrizações? Pois os modelos de circulação geral, de modo geral, apresentam erro sistemático de minimizar a precipitação na Amazônia.

Com base em alguns trabalhos já desenvolvidos a respeito da termodinâmica da atmosfera e o papel da convecção em ambiente de grande escala, é que foi abordada tal questão. O objetivo básico deste trabalho é um estudo diagnóstico

dos processos físicos da convecção e como ela afeta a condição do tempo na região Amazônica e América do Sul.

Os objetivos específicos são:

- a) Determinar qual a forçante (dinâmica ou termodinâmica) foi mais importante no controle da convecção úmida e precipitação diurna, durante o período da campanha Wet-AMC/LBA, sobre Rondônia;
- b) Relacionar a CAPE (fonte de calor) sobre a Amazônia com a evolução da Alta da Bolívia durante a campanha do Wet-AMC/LBA em Rondônia, no período de 10 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999;
- c) Verificar se a Parametrização “Relaxed Arakawa-Schubert” (RAS) implementado no MCG do CPTEC, reduz o erro sistemático de simular o centro da Amazônia com pouca chuva e partes do nordeste brasileiro (NEB) com núcleos muito fortes de chuva, durante o verão; e
- d) Identificar quais mecanismos afetam a Parametrização RAS para que gere o erro sistemático.

Este trabalho está organizado da seguinte forma. No Capítulo 2 são feitas as descrições dos dados e materiais que foram utilizados na pesquisa, bem como a metodologia empregada para o desenvolvimento do trabalho, e os experimentos numéricos realizados.

No Capítulo 3 será apresentada a análise da CAPE, mostrando a evolução temporal da fonte de calor, verificando a possibilidade de ocorrência ou não da precipitação, durante o período do experimento.

O Capítulo 4 apresenta as simulações numéricas feitas com o Modelo Global, utilizando o RAS, e os ajustes feitos no modelo, após definir que mecanismo afetou a Parametrização RAS;

Finalmente o Capítulo 5 apresenta as conclusões da pesquisa e sugestões para sua continuidade.

O Apêndice apresenta as simulações com saída a cada 3 horas feitas para o período E3, no qual todas as estações lançaram radiossondas durante a campanha do LBA.



## CAPÍTULO 2

### **DADOS E METODOLOGIA**

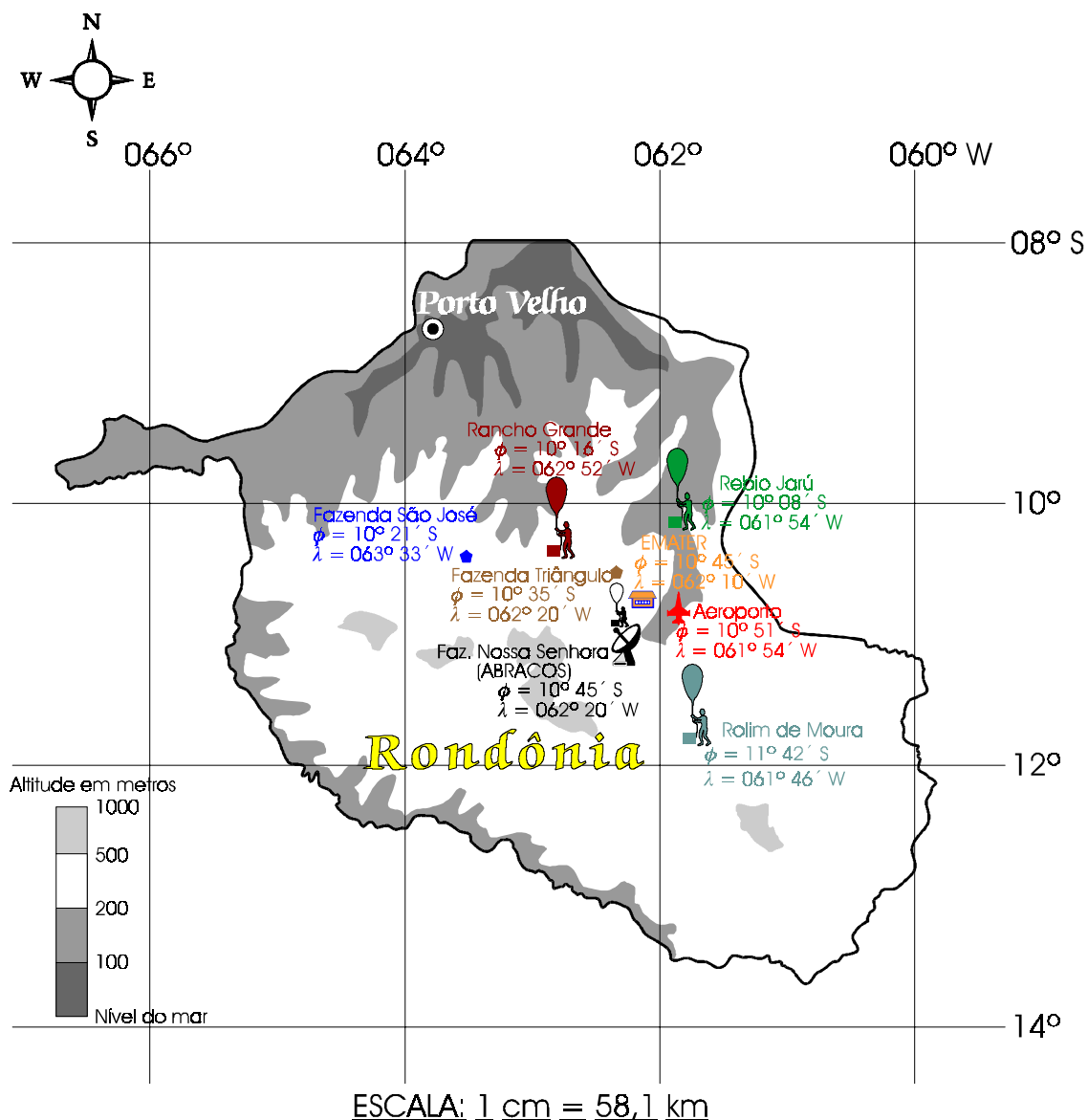
A pesquisa consistirá da comparação entre as simulações numéricas feitas pelo MCGA do CPTEC utilizando o esquema de convecção RAS e as observações disponíveis da campanha Wet-AMC/LBA.

#### **2.1. Dados**

Os dados observacionais (radiossondagens e pluviométricos) foram os obtidos durante a campanha do Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (Wet-AMC/LBA), realizada no período de 10 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999 no Estado de Rondônia. Essa campanha obteve um conjunto de dados únicos sobre a região Amazônica, proporcionando, desta forma, uma excelente oportunidade de se estudar a estrutura termodinâmica e o ciclo diurno da convecção sobre Rondônia (Silva Dias et al., 2000).

Durante o experimento, as radiossondagens foram realizadas em quatro sítios: ABRACOS/Fazenda Nossa Senhora Aparecida ( $10^{\circ} 45' S$  e  $062^{\circ} 20' W$ ); Rebio Jarú ( $10^{\circ} 08' S$  e  $061^{\circ} 54' W$ ); Rolim de Moura ( $11^{\circ} 42' S$  e  $061^{\circ} 46' W$ ); Ariquemes/Fazenda Rancho Grande ( $10^{\circ} 16' S$  e  $062^{\circ} 52' W$ ), como mostra a Figura 2.1. Foram usados dois sistemas: VIZ (Ariquemes e ABRAÇOS) e Väisälä RS80-15G (Rebio Jarú e Rolim de Moura). Fisch et al. (2001) mostraram que as diferenças entre os dois sistemas são significativas, principalmente no que se refere aos dados de umidade, pois, como a campanha foi realizada no período chuvoso da Amazônia, o sensor de umidade é o que apresenta maiores problemas, sendo que as sondagens feitas pelas sondas VIZ são em geral mais úmidas que as da Väisälä. Foram lançadas diariamente oito radiossondas, em intervalos de aproximadamente 3 horas

entre elas, nos horários de 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21 UTC no período intensivo e em alguns desses horários no período não intensivo. A Tabela 2.1, apresenta o número de radiossondagens realizadas e o período em que ocorreram em cada sítio durante o Wet-AMC/LBA (Longo et al., 2001).



**FIGURA 2.1.** Localização dos sítios de observação de radiossondagem e precipitação durante a campanha do Wet-AMC/LBA.

As medidas de precipitação foram realizadas em 4 redes de estações pluviométricas, assim localizadas: Aeroporto de Ji-Paraná com 13 pluviômetros; EMATER com 13 pluviômetros; Fazenda Triângulo com 5 pluviômetros e Fazenda São José com 5 pluviômetros. Além das redes citadas, pluviômetros foram instalados na Fazenda Nossa Senhora e na Fazenda Rancho Grande. As localizações desses pontos são dadas na Figura 2.1. A estimativa da precipitação média para a região do experimento, utilizada na pesquisa, é a média entre as redes coletoras e a estação da Fazenda Nossa Senhora. Primeiro foi calculada a média entre os diversos pluviômetros para cada rede, e posteriormente a média entre a Fazenda Nossa Senhora e as redes coletoras.

**TABELA 2.1-** Número de radiossondagens realizadas em cada sítio, durante o WET-AMC/LBA.

Dia	RM	RJ	RÃ	RG	Dia	RM	RJ	RÃ	RG
09/Jan	–	–	6	–	04/Fev	8	8	8	–
10/Jan	–	–	3	–	05/Fev	8	8	6	–
11/Jan	–	–	8	–	06/Fev	8	8	8	–
12/Jan	–	–	8	–	07/Fev	8	8	8	–
13/Jan	–	–	8	2	08/Fev	8	8	7	–
14/Jan	–	–	7	1	09/Fev	8	8	6	2
15/Jan	–	–	7	2	10/Fev	8	8	7	5
16/Jan	–	–	8	4	11/Fev	8	8	6	5
17/Jan	–	–	8	3	12/Fev	8	8	8	4
18/Jan	–	–	5	3	13/Fev	8	8	4	6
19/Jan	–	–	4	–	14/Fev	8	8	6	6
20/Jan	–	–	5	–	15/Fev	8	8	4	6
21/Jan	–	–	4	–	16/Fev	8	8	6	6
22/Jan	–	–	3	–	17/Fev	8	8	4	6
23/Jan	1	–	4	–	18/Fev	8	8	6	5
24/Jan	8	7	6	–	19/Fev	8	8	6	6
25/Jan	8	8	6	–	20/Fev	8	8	8	5
26/Jan	8	8	5	–	21/Fev	–	8	5	4
27/Jan	8	8	4	–	22/Fev	–	8	8	6
28/Jan	8	8	7	–	23/Fev	–	8	8	1
29/Jan	8	8	7	–	24/Fev	–	8	6	
30/Jan	8	8	6	–	25/Fev	–	1	7	–
31/Jan	8	8	6	–	26/Fev	–	–	6	–
01/Fev	8	8	8	–	26/Fev	–	–	7	–
02/Fev	8	8	6	–	28/Fev	–	–	8	–
03/Fev	8	8	7	–	<i>Total</i>	225	256	319	88

{RM = Rolim de Moura; RJ = Rebio Jarú; RÃ = Fazenda Nossa Senhora; RG = Fazenda Rancho Grande}.

FONTE: Adaptada de Longo et al. (2001).



## 2.2- Metodologia

A metodologia utilizada neste trabalho consiste de duas partes: Parte I, determinação dos parâmetros termodinâmicos e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE); e parte II apresentação sucinta do modelo MCGA do CPTEC/COLA de tempo com o RAS acoplado, detalhamento da parametrização de Arakawa-Schubert e as simulações que foram feitas.

### 2.2.1 – Cálculo das Variáveis Termodinâmicas

Para análise do comportamento termodinâmico da atmosfera foram calculados os parâmetros termodinâmicos, utilizando as equações propostas por Bolton (1980):

$$\text{Temperatura Potencial: } \theta = T_K \left( \frac{P_0}{P} \right)^\kappa \quad (2.1)$$

$$\text{Temperatura Potencial Equivalente: } \theta_e = \theta \exp\left(\frac{Br}{Tl}\right) \quad (2.2)$$

$$\text{Temperatura Potencial Equivalente Saturada: } \theta_{es} = \theta \exp\left(\frac{Br_s}{T_K}\right) \quad (2.3)$$

Em que:

$B = 2,64$  (Constante proposta por Betts, 1973a)

$\kappa = R_d / C_p$

$r$  - razão de mistura (g/kg)

$r_s$  - razão de mistura saturada (g/kg)

$T$  – temperatura em °C

$T_K$  – temperatura em valor absoluto (K)

$P_0$  – pressão no nível de referência

$P$  – pressão atmosférica

$R_d$  – constante do gás para o ar seco (287 J/Kkg)

$Tl$  – temperatura no nível de condensação por levantamento (K)

$C_p$  – calor específico à pressão constante (1004 J/Kkg)

Também foram calculadas as seguintes variáveis termodinâmicas: energia estática seca, estática úmida, estática saturada e da água líquida, segunda as definições abaixo:

$$\text{Energia Estática Seca: } S = C_p T_K + gz \quad (2.4)$$

$$\text{Energia Estática Úmida: } h = C_p T_K + gz + Lq = S + Lq \quad (2.5)$$

$$\text{Energia Estática Saturada: } h_s = S + Lq_s \quad (2.6)$$

$$\text{Energia Estática da Água Líquida: } S_l = S - L / \quad (2.7)$$

Respectivamente. Nas definições acima tem-se:

$g$  – aceleração da gravidade (9,8 m/s)

$z$  – altura geopotencial para o nível em questão

$T_K$  – temperatura em valor absoluto (K)

$C_p$  – calor específico à pressão constante (1004 J/Kkg)

$q$  – umidade específica (g/g)

$q_s$  = umidade específica de saturação (g/g)

$L$  – calor latente de evaporação ( $2,5 \times 10^6$  J/kg)

$/$  – razão de mistura da água líquida

As energias estáticas são análogas às temperaturas potenciais a menos de um fator de 1000 (aproximadamente  $C_p$ ), na baixa troposfera, conforme discutido por Betts (1974a). Assim, cada parâmetro tende a ser conservado em determinado processo termodinâmico: a temperatura potencial e a energia estática seca se conservam em processos adiabáticos secos, enquanto  $\theta_e$  e  $h$  se conservam em processos saturados,  $S_l$  em processos evaporativos. Notar que  $\theta_{es}$  e  $h_s$  não são propriedades conservativas.

### **2.2.2 – Determinação da Estabilidade da Atmosfera - Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE)**

Todos os processos usados para avaliação de estabilidade da atmosfera são manipulações aproximadas do conhecido “Método da Parcela”. Esse método considera um modelo de comportamento da atmosfera simplificado. Nessa teoria, considera-se que a temperatura de uma parcela de ar varia, adiabaticamente, à medida que é deslocada verticalmente a uma pequena distância de sua posição original. Se a parcela não estiver saturada, considera-se que sua temperatura varia na razão da adiábica seca, ao passo que, se a parcela estiver saturada, esta variação ocorrerá segundo a adiábica saturada. Também é considerado que a parcela não se mistura com o ambiente que a envolve. Se, após o deslocamento vertical, a parcela tem uma temperatura mais elevada (isto é, a densidade mais baixa) que a atmosfera que a envolve, ela é submetida a um empuxo positivo e será então acelerada para cima. Logo, a atmosfera está instável. Entretanto se a parcela após seu deslocamento tem temperatura menor que a atmosfera, ela sofrerá um empuxo negativo e será desacelerada, este é o caso de atmosfera estável.

Desta forma, ao analisar perfis verticais de temperaturas potenciais, pode-se verificar a estabilidade potencial da atmosfera e conseqüentemente a possibilidade de formação de nuvens precipitantes. A análise é feita usando um diagrama termodinâmico, onde incluída pelas linhas representadas em algum processo cíclico seja proporcional a mudança de energia ou trabalho realizado durante o processo. Desse modo às curvas de temperatura potencial equivalente (parcela) e temperatura potencial equivalente saturada (ambiente) são comparadas. Essa comparação fornecer áreas positivas e negativas. Cada área é considerada proporcional a uma quantidade de energia cinética para parcela que se desloca vertical e adiabaticamente.

Quando a pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar está mais fria que o ambiente, significa que a situação é estável, ou seja, é necessário que a parcela de ar receba energia para que se desloque para baixo ou para cima. A área entre a trajetória de tal parcela que se desloca ao longo da pseudo-adiabática e a curva da sondagem é proporcional à quantidade de energia cinética que deve ser fornecida para deslocá-la verticalmente. Esta “área negativa” nos níveis mais baixos da atmosfera é denominada Energia de Inibição da Convecção (CINE). Por outro lado, quando a parcela se desloca livremente é porque a pseudo-adiabática que ela segue é mais quente que o meio ambiente, e ela está instável. A área entre a pseudo-adiabática e a sondagem é proporcional à quantidade de energia cinética que a parcela ganha do meio ambiente. Esta área é denominada “área (energia) positiva” ou Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE) ou ainda energia de flutuação da parcela.

A CAPE é a área positiva de uma sondagem no Diagrama Termodinâmico e pode ser usada para verificar as condições de instabilidade da atmosfera ou o critério de equilíbrio da convecção. Souza (1999) sugere que no caso da convecção rasa o equilíbrio é feito com a forçante térmica, e neste caso a CAPE pode ser dada por:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \left( \frac{T_{Vp} - T_{VA}}{T_{VA}} \right) dZ \quad (2.8)$$

em que:

NCE – é o nível de convecção espontânea;

NE- é o nível de equilíbrio;

$T_{Vp}$  é a temperatura virtual da parcela ;

$T_{VA}$  é a temperatura virtual do ambiente.

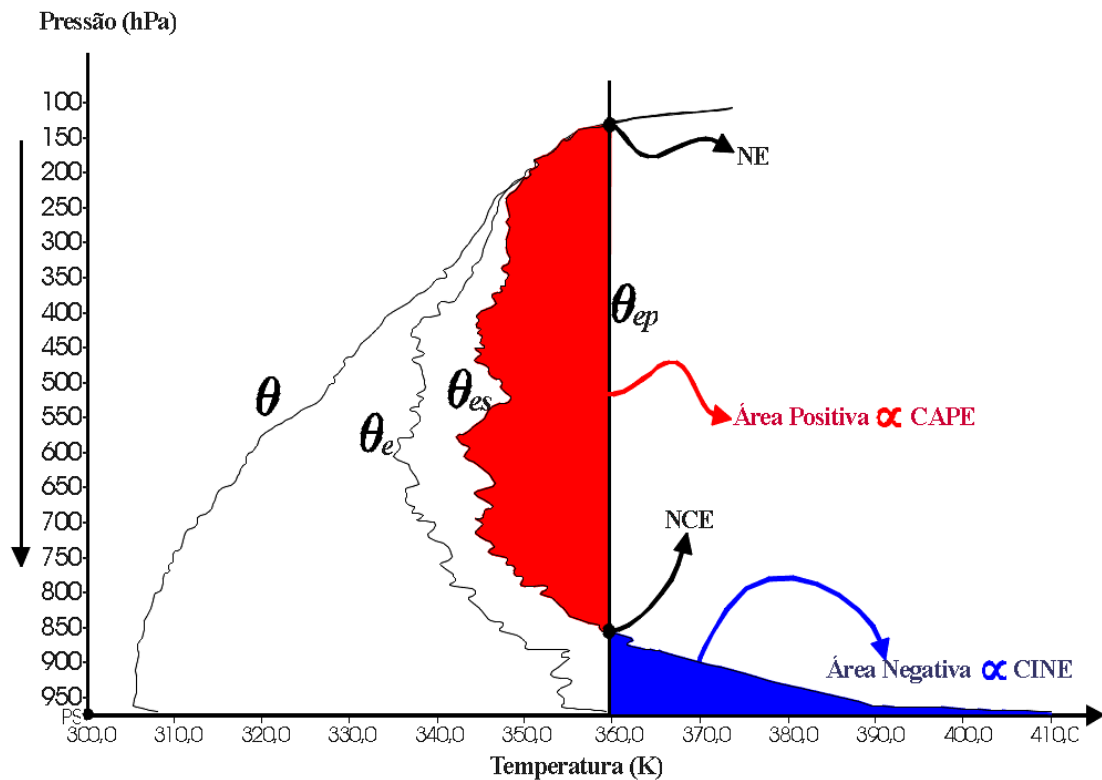
A regra do trapézio para integração, foi aplicada para o cálculo da equação (2.8), isto é,

$$CAPE = g \sum_{NCE}^{NE} \left( \frac{T_{Vp} - T_{VA}}{T_{VA}} \right) \Delta z \quad (2.9)$$

A CINE que representa a área negativa de uma sondagem no Diagrama Termodinâmico nos níveis baixos da troposfera é dada por

$$CINE = g \int_{spf}^{NCE} \left( \frac{T_{Vp} - T_{VA}}{T_{VA}} \right) dz \quad (2.10)$$

Para determina a área positiva (CAPE) e negativa (CINE) nos perfis de temperatura, plota-se os perfis da Temperatura Potencial ( $\theta$ ), Temperatura Potencial Equivalente ( $\theta_e$ ) e Temperatura Potencial Equivalente Saturada ( $\theta_{es}$ ). Constrói-se uma curva da temperatura potencial equivalente constante, desde a superfície até o final da sondagem. Quando a curva de  $\theta_e$  constante interceptar pela primeira vez a curva de  $\theta_{es}$ , este ponto é o NCE. A segunda interseção é o nível de equilíbrio da parcela (topo da nuvem) e, a partir desse ponto, a parcela passa a ter temperatura menor que o ambiente. Se for feita a diferença entre o valor de  $\theta_e$  da superfície e os valores de  $\theta_{es}$  de cada nível, encontra-se as áreas negativas e positivas da sondagem. A Figura 2.2 mostra as áreas positiva (CAPE) e negativa (CINE) para sondagem das 18:00 UTC (14:00 HL) do dia 13/02/1999, na Fazenda Nossa Senhora.



**FIGURA 2.2-** Áreas positivas (CAPE) e negativas. Sondagem das 18:00 UTC do dia 13/02/1999 na Fazenda Nossa Senhora. [NCE= Nível de Convecção Espontânea; NE= Nível de Equilíbrio;  $\theta$ = Temperatura Potencial;  $\theta_e$ = Temperatura Potencial Equivalente;  $\theta_{es}$ = Temperatura Potencial Equivalente Saturada].

As áreas positivas e negativas não são obrigatoriamente definidas em qualquer sondagem. Dependem da parcela escolhida e se o movimento de tal parcela é considerado resultante de aquecimento (insolação à superfície, liberação de calor latente de condensação) ou de ascensão forçada (convergência, efeitos orográficos, etc.).

### **2.2.3. Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC**

O modelo de circulação geral atmosférico (MCGA) em uso no CPTEC é o que foi originalmente desenvolvido pelo National Meteorological Center (NMC) e posteriormente modificado pelo Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies (COLA). A versão do COLA foi adaptada para as necessidades operacionais do CPTEC e hoje é usada tanto para previsão de tempo operacional, quanto para previsão climática sazonal.

A resolução do modelo usada neste trabalho foi o T62L28, ou seja, modelo espectral com truncamento triangular na onda zonal de número 62 e 28 níveis na vertical (Bonatti, 1996). Sendo que dos 28 níveis, 7 estão na estratosfera e 2 são da camada de mistura com a base das nuvens fixada no terceiro nível, o que resulta em 19 classes de nuvens cúmulos. O modelo tem resolução Gaussiana de aproximadamente  $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ , dando uma resolução de 200 km X 200 km próximo do equador.

Kinter III et al. (1997) descrevem que a implementação do RAS no modelo global do COLA assume que a camada sub-nuvem é composta pela média ponderada da massa dos dois níveis mais baixos do modelo. Cada vez que a convecção cúmulos é acionada, todos os níveis acima da camada sub-nuvem são verificados para obter a possibilidade de convecção. Nuvens com a mesma base, e diferentes níveis de desentranhamento (topo das nuvens), são classificadas como diferentes tipos de nuvens. No esquema RAS, a convecção cúmulos ocorre para aqueles tipos de nuvens para os quais a função trabalho da nuvem excede um valor crítico, determinado empiricamente. A função trabalho da nuvem é uma medida integrada da diferença entre a energia estática úmida na nuvem e aquela do ambiente. Para aqueles tipos de nuvem em que a função trabalho da nuvem excede a função trabalho crítica, é determinado o fluxo na base da nuvem necessário para restaurar a função trabalho da nuvem para seu valor crítico. Esse fluxo de massa é usado para

resolver as equações em escala de grade, incluindo os efeitos da convecção na temperatura e na umidade específica. Na implementação do RAS no modelo, a precipitação convectiva torna a reevaporar dentro do ambiente, segundo uma versão modificada de Sud e Molod (1988).

## 2.2.4 -Cálculo dos Fluxos pelas Nuvens - Teoria de Arakawa-Schubert

A Teoria de Arakawa e Schubert (1974) parte da hipótese de que é definida uma área horizontal em algum nível entre a base e o topo da nuvem. Essa área horizontal deve ser suficientemente grande para conter um conjunto de nuvens, mas pequena o suficiente para ser uma fração do sistema de grande escala. Essa fração corresponde à aproximadamente 20% do sistema de grande escala, conforme já foi observado para regiões tropicais em condições de distúrbios, durante experimentos realizados na região. A Figura 2.3 mostra esquematicamente como seria a situação.

Na Figura 2.3,  $M_i$  é o Fluxo de massa médio através de uma unidade de área para um determinado nível, e é dado por:

$$M_i = \int_{\beta_i} \rho w d\beta = \rho \beta_i w_i = -\beta_i \frac{\omega_i}{g} \quad (2.11)$$

em que:

$\int_{\beta_i} d\beta$  é a integral sobre a fração da área coberta por nuvens no nível  $i$

$w_i$  é a velocidade vertical média das nuvens no nível  $i$ .

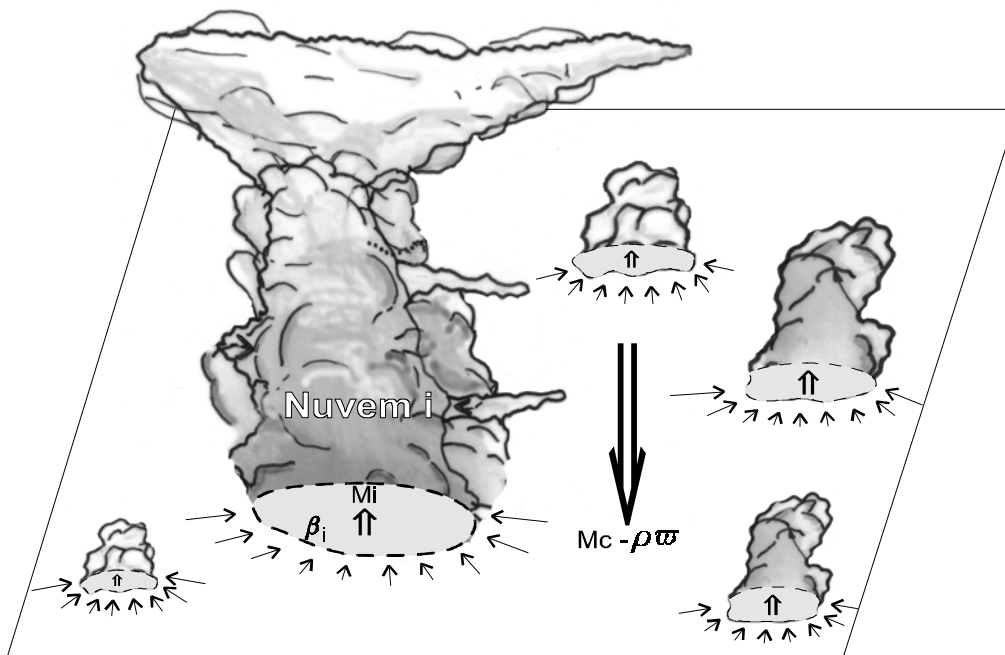
$\omega_i$  é a velocidade isobárica média das nuvens no nível  $i$ .

O fluxo vertical de massa total num determinado nível é dado por

$$M_c = \sum_i M_i$$

em que  $i$  é a *enésima* nuvem do modelo.





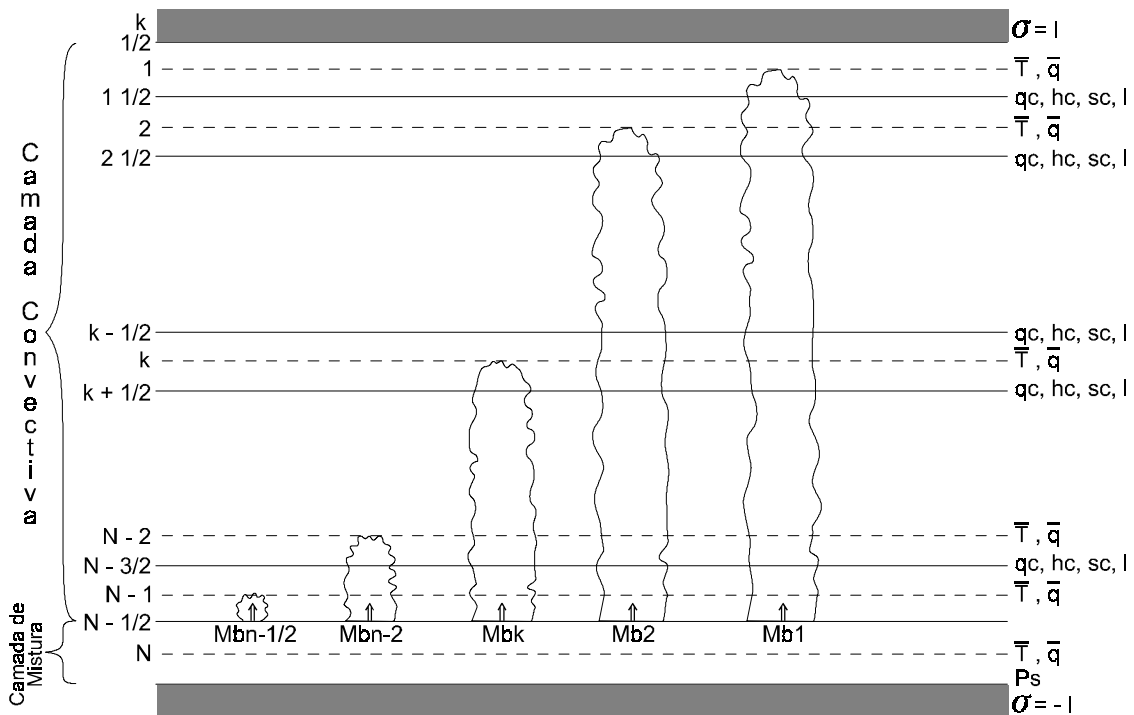
**FIGURA 2.3** - Área unitária horizontal em algum nível entre a base e topo da nuvem. As nuvens têm entranchamento (setas pequenas) e fluxo vertical ascendente ( $\uparrow \bar{M}_i$ ), os fluxos descendentes estão entre elas ( $\downarrow M_c - \rho \varpi$ ).

FONTE: Adaptada de Arakawa e Schubert (1974).

A diferença entre o fluxo total de massa das nuvens ( $M_c$ ) e o fluxo de massa do ambiente de grande escala ( $\varpi / g = -\bar{w}$ ) constitui-se no fluxo descendente entre as nuvens,  $-\tilde{M} = M_c - \varpi$ , como mostra a Figura 2.3. Logo se existirem cúmulos muito ativos,  $M_c$  poderá ser muito maior que  $\varpi$ , de forma que haverá subsidência ( $\tilde{M}$  negativo) no ambiente entre as nuvens.

O movimento vertical de grande escala é, então, a média obtida entre as correntes ascendentes nas nuvens cúmulos e as descendentes no meio ambiente.

O ambiente de grande escala é dividido em duas camadas: a) camada de mistura (ou sub-nuvem), que vai da superfície até a base da nuvem; b) camada convectiva que vai da base ao topo da nuvem cúmulos, onde a parcela perde a flutuação. Dessa maneira podem existir várias nuvens, entre a base e o topo máximo permitido no modelo, como é mostrado na Figura 2.4. Ou seja, um conjunto de nuvens é caracterizado pela profundidade de suas nuvens, definida como  $p_B - \hat{p}$ , com  $\hat{p}$  sendo o nível de desentranhamento,  $Mb$  é o fluxo de massa na base da nuvem associado a cada conjunto. As nuvens são classificadas espectralmente de acordo com o seu nível de desentranhamento  $\hat{p}$ . As variáveis das nuvens são conseqüentemente determinadas pela razão fracional de entranhamento, associada a cada tipo de nuvem  $\hat{p}$ , o qual é assumido ser constante com a altura para cada tipo de nuvem.



**FIGURA 2.4-** Estrutura vertical do modelo discretizado.

O conjunto de equações que dão a interação entre o ambiente e os cúmulos, utilizadas no modelo são, conforme Hack et al., 1984:

$$\nabla \cdot \bar{V} + \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p} = 0 \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial \bar{S}_l}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{S}_l + \frac{\partial \bar{S}_l \bar{\omega}}{\partial p} = Q_R + LR - \frac{\partial \overline{\omega' S_l'}}{\partial p} \quad (2.13)$$

$$\frac{\partial \overline{(q+l)}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \overline{(q+l)} + \frac{\partial \overline{(q+l)\omega}}{\partial p} = -R - \frac{\partial \overline{\omega' (q'+l')}}{\partial p} \quad (2.14)$$

com  $R = c - e$

Em que:

(2.12) → Equação da Continuidade de massa;

(2.13) → Equação da Conservação de energia estática;

(2.14) → Equação da Conservação da água.

(—) → são as médias das variáveis de grande escala;

(') → variação em torno da média, ou seja, as nuvens cúmulos são consideradas como as perturbações impostas ao campo de grande escala.

$V$  → velocidade horizontal;

$\omega$  → velocidade vertical;

$Q_R$  → aquecimento devido à radiação;

$S$  → energia estática seca –  $S = c_p T + gZ = c_p T + \Phi$ ;

$q$  → razão de mistura;

$l$  → razão de mistura da água líquida;

$R$  → razão de conversão da água líquida em precipitação por unidade de altura;

$c$  → razão de condensação das gotas de nuvens;

$e$  → razão de evaporação das gotas de nuvens;

$q+l$  → total de água disponível na parcela;

$L \rightarrow$  calor latente de evaporação ( $2,5 \times 10^6$  J/kg)

A estimativa das advecções horizontais e verticais das quantidades termodinâmicas observadas podem ser combinadas para calcular o balanço de calor e umidade da grande escala, como definido por Yanai et al (1973).

$$Q1 = \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{S} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{S}}{\partial p} \quad (\text{Fonte de calor})$$

$$Q2 = -L \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right) \quad (\text{sumidouro de umidade})$$

Os fluxos turbulentos  $\omega' S'$ ,  $\omega' q'$  e  $\omega' l'$  são medidas do transporte vertical de calor e umidade, que podem ser usados para avaliar a atividade de convecção cúmulos. Esses transportes são parametrizados conforme Hack et al. (1984), como:

$$-\omega' S' = F_S(p) = \int_{p_T}^p \eta(p, \hat{p}) [S_c(p, \hat{p}) - \bar{S}(p)] Mb(\hat{p}) d\hat{p} \quad \text{para } p \leq p_b \quad (2.15)$$

$$-\omega' q' = F_q(p) = \int_{p_T}^p \eta(p, \hat{p}) [q_c(p, \hat{p}) - \bar{q}(p)] Mb(\hat{p}) d\hat{p} \quad \text{para } p \leq p_b \quad (2.16)$$

$$-\omega' l' = F_l(p) = \int_{p_T}^p \eta(p, \hat{p}) l(p, \hat{p}) Mb(\hat{p}) d\hat{p} \quad \text{para } p \leq p_b \quad (2.17)$$

em que:

$F_S(p)$  é o fluxo da energia estática seca

$F_q(p)$  é o fluxo de vapor d'água

$F_l(p)$  é o fluxo da água líquida na nuvem

$S_c(p, \hat{p})$  é a Energia estática seca no nível  $p$ , dentro do sub-conjunto  $\hat{p}$  ;

$q_c(p, \hat{p})$  é a Razão de mistura no nível  $p$ , dentro do sub-conjunto  $\hat{p}$  ;

$l(p, \hat{p})$  é a Água líquida no nível  $p$ , dentro do sub-conjunto  $\hat{p}$ ;

$\eta(p, \hat{p})$  é o fluxo de massa normalizado em relação ao fluxo de massa na base da nuvem;

$\eta(p_b, \hat{p}) = 1$  para todos os tipos de nuvens;

$Mb(\hat{p})$  é o fluxo de massa na base da nuvem associado ao sub-conjunto  $\hat{p}$ ;

Então  $\eta(p, \hat{p})Mb(\hat{p})$  é o fluxo vertical de massa para o nível  $p$  devido ao sub-conjunto. O fluxo total de massa devido aos cúmulos, é dado por:

$$M_c(p) = \int_{p_T}^p \eta(p, \hat{p})Mb(\hat{p})d\hat{p} \quad \text{para } p \leq p_b \quad (2.18)$$

O fluxo da energia estática da água líquida (S-L), e total de água (q+l) na escala convectiva são, respectivamente, dados por:

$$F_{S-L} \equiv F_S - LF_l \quad (2.19)$$

$$F_{q+l} \equiv F_q + F_l \quad (2.20)$$

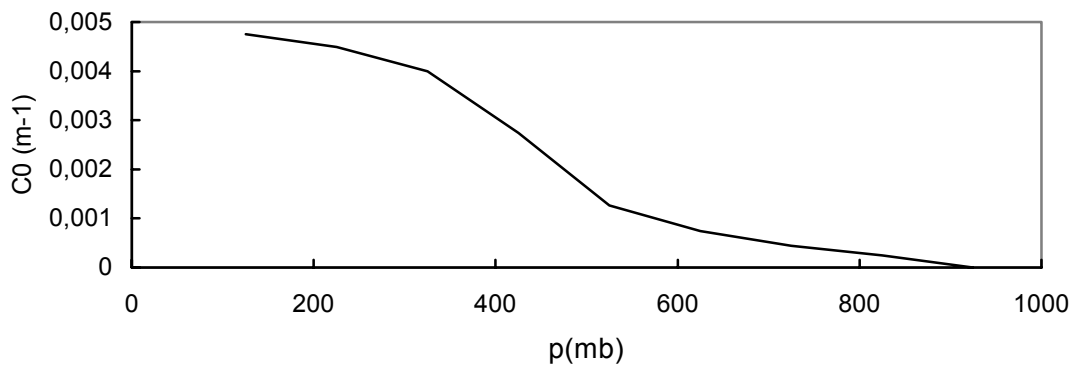
O termo  $R$  (termo de chuva) das equações (2.13) e (2.14) é definido por

$$R(p) \equiv g \int \eta(p, \hat{p})C_0(\hat{p})l(p, \hat{p})Mb(\hat{p})d\hat{p} \quad (2.21)$$

em que  $g\eta(p, \hat{p})C_0(\hat{p})l(p, \hat{p})Mb(\hat{p})d\hat{p}$  é o sumidouro de água líquida no sub-conjunto,  $R(p)$  é o sumidouro total de água líquida no conjunto total de nuvens. Integrando  $R(p)$  na espessura total do modelo, obtêm-se a precipitação total na coluna sobre a região acima da camada de mistura ( $p_B$ ) e topo da nuvem ( $p_T$ ).

$$P = \frac{1}{g} \int_{p_T}^{p_B} R(p)dp \quad (2.22)$$

$C_0$  é o coeficiente de auto conversão, que é dependente de  $\hat{p}$ , de forma que a convecção profunda é mais eficiente que a convecção rasa para produção de chuva. A Figura 2.5 mostra o coeficiente de auto conversão ( $m^{-1}$ ), como função de  $\hat{p}$ , proposto por Silva Dias e Schubert, 1977.



**FIGURA 2.5-** Coeficiente de autoconversão  $C_0(m^{-1})$  como função de  $\hat{p}$ .

FONTE: Silva Dias e Schubert (1977).

#### 2.2.4.1- Determinação das Propriedades das Nuvens

Os valores de  $\eta(p, \hat{p}), S_c(p, \hat{p}), q_c(p, \hat{p}), l(p, \hat{p})$  são determinados a partir da definição do controle estático, no qual é assumido que o conjunto de nuvens mantêm em balanço o calor e a umidade com o meio ambiente, isto é, o fecho da teoria de Arakawa e Schubert, que é a hipótese do quase-equilíbrio entre a geração da CAPE e seu consumo pelo sistema convectivo. O significado dessa hipótese é que quando a CAPE sofre uma variação acentuada devido a fatores da escala maior (como frentes por exemplo), quando a parcela é forçada a subir, resfriando-se e umedecendo, com isso instabiliza o ambiente, a escala da convecção profunda “responde”, com correntes descendentes que aquecem e secam o ambiente, estabilizando-o. Isso faz com que a CAPE permaneça quase constante. Uma pequena variação da CAPE deve ser interpretada como

uma interação entre a estrutura vertical da temperatura e umidade no ambiente de grande escala e a convecção profunda. Emanuel et al (1994) mostram uma outra maneira para o entendimento do quase-equilíbrio, trata-se de verificar que a escala de tempo na qual a convecção responde à instabilidade causada pelos processos da grande escala é muito menor que a escala de tempo da própria grande escala.

As propriedades das nuvens podem ser determinadas em cada sub-conjunto no qual os fluxos são considerados, conforme discutido por Arakawa e Schubert (1974). As equações são dadas por,

$$\frac{\partial \eta(p, \hat{p})}{\partial p} = \lambda(p, \hat{p}) \eta(p, \hat{p}) \quad (2.23)$$

em que  $\lambda(p, \hat{p})$  é a razão de entranhamento, que é causado pela mistura turbulenta no contorno da nuvem, a aparece ou como uma divergência vertical de fluxo de massa dentro da nuvem, ou como uma expansão horizontal da nuvem quando esta cresce verticalmente, ou pela combinação das duas, dependendo da dinâmica da nuvem. Esse entranhamento pode ocorrer tanto na base da nuvem, quanto nas laterais. Mas, desentranhamento só ocorre no topo da nuvem. A hipótese fundamental, para o caso do controle estático, é que  $\lambda(p, \hat{p})$  é constante com  $p$ .

O modelo de nuvem RAS é essencialmente igual ao Arakawa-Schubert(A-S), com certas simplificações. É assumido, como em A-S, que um conjunto de nuvens pode ser subdividido em subconjuntos caracterizado por um único parâmetro,  $\lambda$  (o parâmetro de entranhamento), e que todas as nuvens têm suas bases à mesma altura  $z$ . A primeira simplificação principal introduzida é assumir que o fluxo de massa normalizado para cada tipo de nuvem é uma função linear da altura (em vez de uma função exponencial, como em A-S). Então, a equação (2.23) torna-se:

$$\frac{\partial \eta(p, \hat{p})}{\partial p} = \lambda(p, \hat{p}) \quad (2.24)$$

em que  $\eta_\lambda(p, \hat{p})$  é fluxo de massa normalizado para cada tipo de nuvem  $\lambda$  a uma altura  $z$  e  $\eta_\lambda(z_B) = 1$ .

O aumento linear com altura do entranhamento de massa implica que, para um determinado  $\lambda$ , há menos diluição do ar da nuvem para níveis superiores e assim resulta em nuvens mais profundas que quando a fórmula de AS é usada (ou, de outro modo, nuvens que desentranham a um determinado nível têm menor função trabalho).

Então a equação do balanço da energia estática úmida para grande escala é dada por,

$$\frac{\partial [\eta(p, \hat{p}) h_c(p, \hat{p})]}{\partial p} = -[\lambda(p, \hat{p}) h(p) - \lambda(\hat{p}) h_c(p)] \eta(p, \hat{p}) \quad (2.25)$$

em que,  $h = S + Lq$  (energia estática úmida)

E a equação do balanço de grande escala do conteúdo total de água é escrita como

$$\frac{\partial \{ \eta(p, \hat{p}) [q_c(p, \hat{p}) + l(p, \hat{p})] \}}{\partial p} = -[\lambda(p, \hat{p}) q(p) - \lambda(\hat{p}) q_c(p) + l(p, \hat{p})] \eta(p, \hat{p}) + \eta(p, \hat{p}) r(p, \hat{p}) \quad (2.26)$$

$r(p, \hat{p}) = C_0(\hat{p}) l(p, \hat{p})$  (precipitação no sub-conjunto  $\hat{p}$ )



O valor de  $q_c$  é obtido considerando que o ar dentro da nuvem está saturado, para uma temperatura um pouco diferente da temperatura do ambiente. Essa suposição dá a relação da saturação,

$$q_c(p, \hat{p}) = \bar{q}^*(\bar{T}, p) + \frac{\gamma(p)}{1 + \gamma(p)} \frac{1}{L} [h_c(p, \hat{p}) - \bar{h}^*(p)] \quad (2.27)$$

em que,

$q^*$  é a razão de mistura de saturação de  $q$  para o nível  $p$ ,

$\bar{h}^* = S + Lq^*$  é a energia estática úmida saturada para o nível  $p$ ,

$$\gamma(p, ) = \frac{L}{c_p} \left( \frac{\partial \bar{q}^*}{\partial \bar{T}} \right)_p \quad (\text{conforme Arakawa, 1969})$$

Para determinar o balanço de um sub-conjunto individual, é necessário conhecer a razão fracional de entranhamento  $\lambda(p, \hat{p})$ . Essa razão é determinada segundo Arakawa e Schubert (1974) pela condição de perda de flutuação, que vai definir a altura máxima que cada tipo de nuvem vai atingir. Assim,

$$S_{vc}(p, \hat{p}) = S_v(p, \hat{p}) \quad (2.28)$$

$$S_v = S + c_p T \delta [q_c(p, \hat{p}) - \bar{q}(p)] \quad (\text{energia estática virtual do ambiente})$$

$$\delta = 0,608$$

Com a consideração acima o sistema está fechado, com cinco equações (2.24), (2.25), (2.26), (2.27) e (2.28) e cinco incógnitas  $\eta(p, \hat{p})$ ,  $S_c(p, \hat{p})$ ,  $q_c(p, \hat{p})$ ,  $l(p, \hat{p})$  e  $r(p, \hat{p})$ . As condições na base da nuvem (condições de fronteira) são dadas por:  $h_c(p_b, \hat{p}) = h_m$ ,  $q_c(p_b, \hat{p}) = q_m$ ,  $\eta(p_b, \hat{p}) = 1$  e  $l(p, \hat{p}) = 0$  em que o subscrito  $m$ , significa o valor na camada de mistura, os típicos da base da

nuvem. Essa condição significa que a altura da base é comum a todas as nuvens. Já  $r(p, \hat{p})$  é proporcional ao conteúdo de água líquida, ou seja  $r(p, \hat{p}) \propto C_0 l(p, \hat{p})$

O conjunto de equações (2.24) - (2.28) é solucionado para cada tipo de subconjunto, por um processo iterativo que definindo, determina-se. Com o conhecimento desses parâmetros, utilizam-se as outras equações para calcular as incógnitas restantes.

#### 2.2.4.2- Controle Dinâmico

O problema da parametrização da convecção agora se reduz à determinação dos fluxos de massa  $Mb$ , que podem ser estimados pelas equações (2.12)-(2.14), usando as variáveis de grande escala. A resolução deve ser feita pela discretização das integrais, conforme a distribuição vertical das variáveis (Fig.2.4), de maneira a reduzir o problema à solução de um sistema algébrico. Para determinar  $Mb$ , Arakawa-Schubert introduzem uma *função trabalho da nuvem*, que é a razão da geração de energia cinética devido ao trabalho feito pelas forças de flutuações associadas com todos os tipos de nuvens. Então, o trabalho feito por unidade  $Mb(p)$  é:

$$A(\hat{p}) = \frac{R}{c_p} \int_{\hat{p}}^{p_B} \eta(p, \hat{p}) [S_{VC}(p, \hat{p}) - \bar{S}_V(p)] \frac{dp}{p} \quad (2.29)$$

$A(\hat{p})$  é chamada de *função trabalho da nuvem* e é uma medida integral da força da flutuação associada com o topo da nuvem  $p$ , com uma função peso  $\eta(p, \hat{p})$ . Conseqüentemente,  $A(\hat{p})$  é a medida da eficiência da geração de energia cinética por certo tipo de nuvem.

Fisicamente, quando  $A(\hat{p}) > 0$ , pode-se pensar como um critério geral para a instabilidade convectiva úmida, quando  $A(\hat{p}) = 0$  há neutralidade, e  $A(\hat{p}) < 0$  situação estável. Entretanto, a geração de energia cinética não depende somente da condição  $A(\hat{p}) > 0$ , mas também de  $Mb(\hat{p})$ . A geração de energia cinética é zero se não existe fluxo de massa. Entretanto, se  $A(\hat{p}) > 0$  pode-se esperar o desenvolvimento de nuvens cúmulos, desde que exista um mecanismo “iniciador” e, se  $Mb(\hat{p})$  alcançar valores significativos,  $A(\hat{p})$  se manterá positivo por um tempo suficiente. Isso significa que a razão do tempo da mudança de  $A(\hat{p})$  pode ser um parâmetro importante na parametrização de cúmulos.

A taxa de variação de  $A(\hat{p})$  pode ser escrita como a soma das mudanças induzidas convectivamente e as mudanças da grande escala,

$$\frac{\partial A(\hat{p})}{\partial t} = \left( \frac{\partial A(\hat{p})}{\partial t} \right)_{CS} + \left( \frac{\partial A(\hat{p})}{\partial t} \right)_{LS} \quad (2.30)$$

os subscritos  $CS$  e  $LS$  significam escala cúmulos e grande escala, respectivamente.

E os processos da escala nuvem por ser escrito como:

$$\frac{\partial A(\hat{p})}{\partial t} = \int K(\hat{p}, \hat{p}') Mb(\hat{p}') d\hat{p}' + F(\hat{p}) \quad (2.31)$$

O Kernel  $K(\hat{p}, \hat{p}')$  e a forçante de grande escala  $F(\hat{p})$  são conhecidos. O kernel representa tanto geração quanto destruição de  $A(\hat{p})$ , ou seja, é a taxa de variação da função trabalho da nuvem do tipo  $\hat{p}'$  por unidade de fluxo na base da nuvem do tipo  $\hat{p}$ . Essas não são interações diretas nuvem-nuvem,

mas efeitos indiretos de vários tipos de nuvens, umas sobre as outras, através do ambiente. Para atingir o quase-equilíbrio do conjunto de cúmulos como um todo, essas interações devem acontecer rapidamente quando comparadas às mudanças nas forçantes de grande escala.

A principal hipótese do RAS é que a interação entre nuvens, representada pelos termos não diagonais de  $K(p, \hat{p})$  em (2.30) ocorrem em um tempo curto mas finito, e que em algum instante, cada nuvem (e cada tipo de nuvem) percebe somente o ambiente "corrente". As interações das nuvens são então calculadas no tempo. Desta forma, considerando os efeitos de um único subconjunto na função trabalho da nuvem, (2.30) se reduz a:

$$K_{p, \hat{p}} = \frac{1}{m_B(\lambda_i)\Delta\lambda_i} \left( \frac{dA_{\lambda_i}}{dt} \right)_c, \quad (2.32)$$

em que  $m_B(\lambda_i)\Delta\lambda_i$  é o fluxo de massa na base da nuvem do subconjunto  $\hat{p}$ .

Para calcular a forçante de grande escala utiliza-se a seguinte aproximação:

$$\left( \frac{dA_{\lambda_i}}{dt} \right)_{ls} = \frac{A_{\lambda_i}(t + \Delta t) - A_{\lambda_i}(t)}{\Delta t}, \quad (2.33)$$

em que  $A_{\lambda_i}(t + \Delta t)$  é a função trabalho da nuvem calculada dos perfis de  $\theta$  e  $q$  após eles serem modificados pelo processo de grande escala em um intervalo de tempo  $\Delta t$ . Quanto menor for o intervalo de tempo, melhor será a aproximação.

É importante aqui resumir os aspectos principais dos esquemas de Kuo. O esquema Kuo (1965) enuncia que sempre que as condições para convecção profunda estão presentes, (isto é, instabilidade e convergência de umidade nos

níveis mais baixos) a equação da continuidade da umidade da grande escala, não se conserva. A umidade trazida pela convergência e evaporação de superfície de grande escala devem ser removidas da equação, somada, e distribuída entre aquecimento e umedecimento de acordo com as diferenças entre os perfis reais de temperatura e umidade e os perfis adiabáticos úmido. A razão de chuva correspondente à integral vertical do sumidouro de umidade, é, desse modo introduzida. Kuo (1974) revisou esse esquema introduzindo um parâmetro de partição,  $b$ , o aquecimento sendo agora proporcional a  $1-b$ , e o umedecimento a  $b$ . Isto permitiu previsões mais realistas do efeito total por uma escolha ótima de  $b$ . Em 1977, Anthes fez proposições importantes dando uma formulação empírica para  $b$  dependendo da umidade relativa.

### **2.2.5 - Simulação Numérica com o Modelo do CPTEC/COLA**

As simulações numéricas foram da previsão de curto prazo 12-36 horas, rodadas para cada análise de 00:00 UTC diária, feitas com o modelo do CPTEC. Essas simulações foram usadas para comparação com as análises observacionais da precipitação, ocorridas em Rondônia durante o Wet-AMC/LBA, de modo a identificar os mecanismos físicos que afetaram a simulação, corrigindo possíveis erros. Os períodos foram os definidos por Rickenbach et al (2001), que caracterizaram o regime de vento zonal em superfície de leste e de oeste (Tabela 2.2), sobre Rondônia. Também foram feitas simulações com o modelo global do CPTEC com a parametrização Kuo-Anthes, para comparação entre as duas parametrizações, usando as mesmas condições iniciais e de contorno (análises do NCEP).

Deu-se atenção especial aos casos do dia 26 de janeiro de 1999 (regime E2-ventos de leste) e 25 de fevereiro de 1999 (regime W3 - ventos de oeste), descrito como regime de “quebra” (26 de janeiro) e “monção” (25 de fevereiro) por Rutledge et al (2000). No regime de monção, a convecção se desenvolveu numa troposfera relativamente úmida, e as chuvas foram abundantes, com

fraco desenvolvimento vertical e pouca eletrificação, já no regime de “quebra”, as precipitações foram mais fracas, pois a convecção se desenvolveu numa atmosfera mais seca que a do regime de monção, e o desenvolvimento vertical foi grande com alta eletrificação. Verificou-se que no regime denominado de “quebra” (de leste) teve domínio da forçante termodinâmica. Por outro lado, no de oeste (monção) a forçante dinâmica foi determinante para maior quantidade de precipitação. Além desses períodos, também é discutido o período de 09 a 20/2 de 1999, coincidindo com o regime E3 - sem ZCAS segundo Rickenbach et al (2001). Nessa época todos os 4 sítios da campanha do LBA, realizaram sondagens nos mesmos horários, porém nem sempre de 3 em 3 horas. Os três regimes estudados estão destacados em cinza, na Tabela 2.2.

**TABELA 2.2 – Período do regime de Vento Zonal**

<b>Regime (E= de leste; W= de oeste)</b>	<b>Período</b>
<b>E1-</b> período ‘sem ZCAS’	11 de janeiro 00Z–14 de janeiro 00Z
<b>W1-</b> período de ‘ZCAS’	14 de janeiro 00 Z–19 de janeiro 00 Z
<b>E2-</b> período ‘sem ZCAS’	19 de janeiro 00Z–29 de janeiro 00 Z
<b>W2-</b> período de ‘ZCAS’	29 de janeiro 00Z–08 de fevereiro 00Z
<b>E3-</b> período ‘sem ZCAS’	08 de fevereiro 00Z–22 de fevereiro 00Z
<b>W3-</b> período de ‘ZCAS’	22 de fevereiro 00Z–01 de março 00Z

FONTE: Adaptada de Rickenbach et al. (2001).

## CAPÍTULO 3

### RESULTADOS

A análise da variação da Energia Potencial Convectiva disponível para convecção (CAPE), que é análoga à área positiva entre a sondagem e a adiabática úmida de uma parcela ascendente, é feita neste capítulo. Essa análise procura determinar a possível relação entre CAPE e os sistemas meteorológicos de grande escala que atuaram nessa época na região do estado de Rondônia, especificamente a Alta da Bolívia (AB) e também a relação entre a precipitação e a energia da parcela.

Os resultados mostram que nem sempre as fortes chuvas estiveram associadas aos altos valores de CAPE, ou vice-versa, significando que a chuva ocorrida durante o experimento não foi devida aos efeitos termodinâmicos locais, associados com aquecimento da superfície os quais permitem formação de células convectivas, mas fatores dinâmicos também contribuíram com a ocorrência da precipitação.

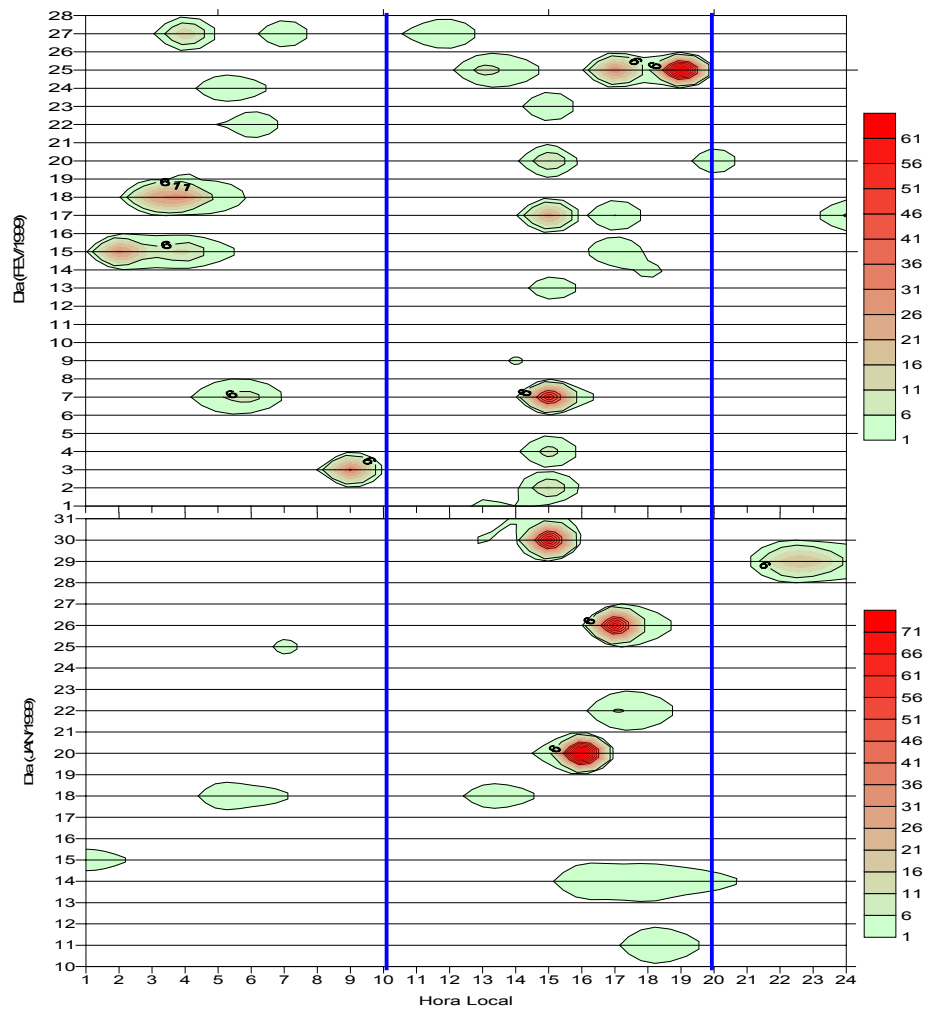
A relação entre o campo de vorticidade e CAPE foi estudada, o que mostrou que a AB sofre influência da CAPE, pois, quando ocorreu aumento da CAPE, a vorticidade anticiclônica ( $\zeta > 0$ ) aumentou, quando CAPE diminuiu aparece vorticidade ciclônica ( $\zeta < 0$ ) na região. Isso significa que quando a CAPE é liberada para formação da convecção profunda, ocorrerá convergência nos níveis baixos com movimentos ascendentes na região e divergência nos altos níveis. Haverá ganho de vorticidade ciclônica nos níveis baixos e anticiclônica nos altos níveis, favorecendo dessa maneira a formação da AB.

### 3.1 –Variabilidade Diurna da Precipitação

A precipitação média para a rede coletora para janeiro foi de 266 mm (aeroporto=283,1 mm, EMATER= 349,2 mm, Fazenda Triângulo=179,2 mm e Fazenda São José= 252,6 mm) e de 180,1 mm para fevereiro (aeroporto= 182 mm, EMATER= 158,3 mm, Fazenda Triangulo=147,7 mm e Fazenda São José= 232,4 mm). Já na Fazenda Nossa Senhora o valor acumulado para janeiro foi de 322,4 mm e fevereiro de 468,6 mm, sendo que as precipitações no período da tarde e início da noite representaram cerca de 66% do total da precipitação observada durante todo o experimento, com maior frequência no final da tarde em todos os regimes, como descrito por Tota et al, 2000 (Figura 3.1).

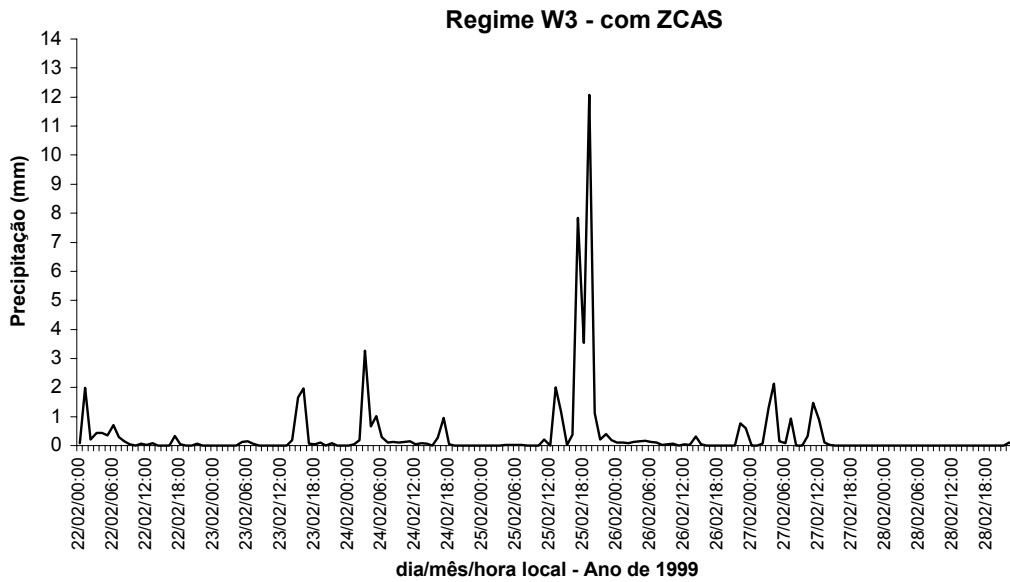
Quando os regimes foram de ventos de oeste, ocorreu um segundo máximo de precipitação no horário noturno, devido a forte atividade da forçante dinâmica determinada pela presença de ZCAS no Brasil e ocorrência de Sistemas Convectivos de Mesoescala. O regime de ventos de oeste podem ser relacionados aos jatos de baixos níveis, que podem se estender a leste dos Andes em direção a Rondônia, fazendo com que a forçante dinâmica seja bastante ativa. As nuvens geradas começam com desenvolvimento convectivo e só depois se tornam estratiformes, cobrindo ampla área espacial com chuva com maior tempo de duração, como pode ser visto na Figura 3.2, na distribuição horária da precipitação no regime W3. Isso não é observado no regime E2 (Figura 3.3).



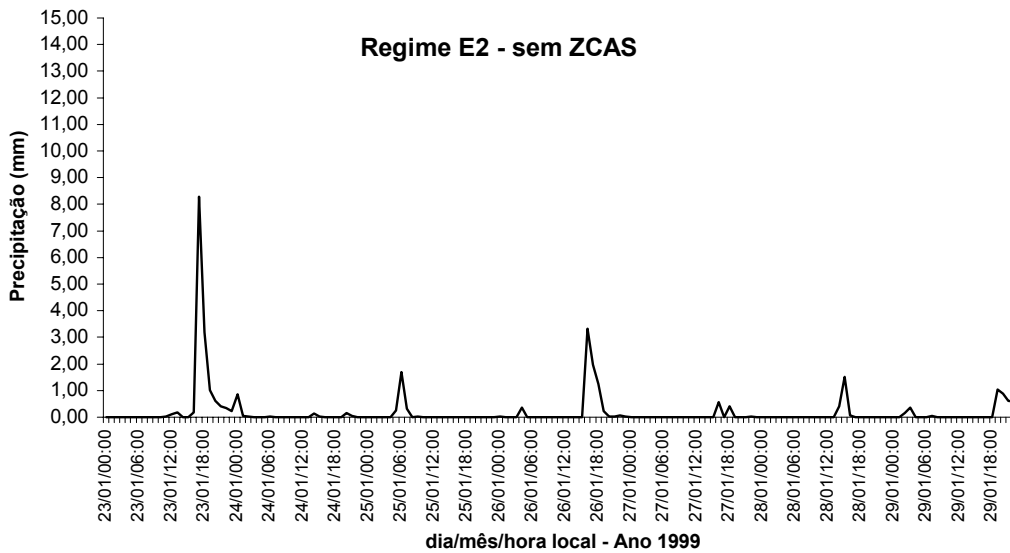


**FIGURA 3.1**– Distribuição horária da precipitação na Fazenda Nossa Senhora, em Ouro Preto d'Oeste de 10 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999.

FONTE: Tota et al (2000).



**FIGURA 3.2–** Distribuição horária da precipitação média ocorrida durante o regime W3, na região do experimento.



**FIGURA 3.3–** Distribuição horária da precipitação média ocorrida durante o regime E2, na região do experimento.

### **3.2- Variabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) e Precipitação**

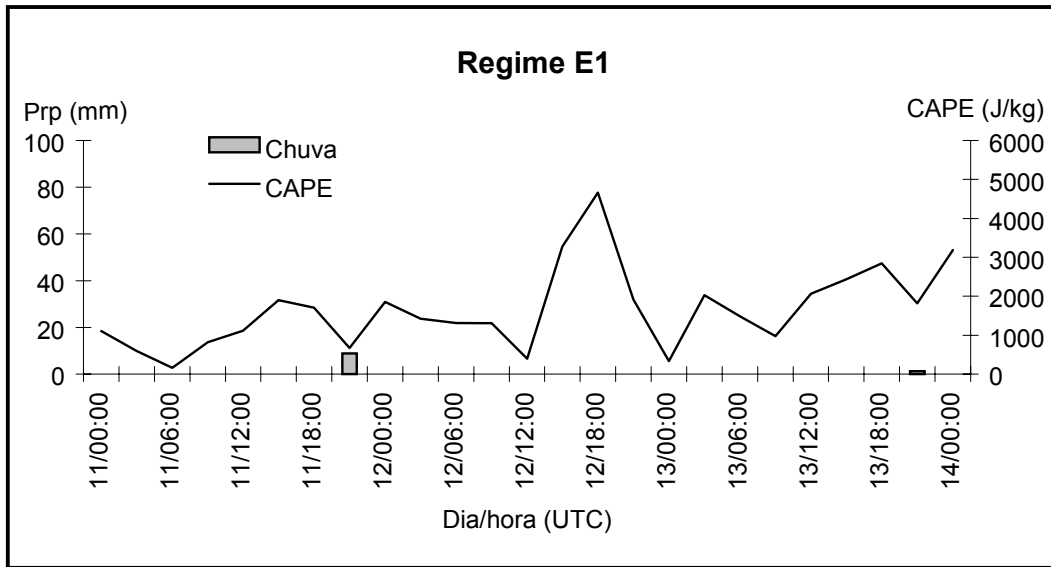
Como mostrado na Tabela 2.1, somente o sítio na Fazenda Nossa Senhora teve sondagens durante todo o experimento. Em Rolim de Moura o período de sondagens foi de 23/01 a 20/02 de 1999, na Rebio Jaru de 24/01 a 25/02 de 1999, e no Rancho Grande entre 13 e 18 de janeiro e posteriormente entre 09 e 23 de fevereiro de 1999. A análise da variação da precipitação e CAPE para todo período do experimento LBA será com os dados coletados na Fazenda Nossa Senhora localizada a  $10^{\circ} 45'S$  e  $062^{\circ} 22'W$ , a 293 metros acima do nível médio do mar, distante 50 km de Ji-Paraná (RO). Porém será feita a análise para o período de 09 a 20 de fevereiro, período sem ZCAS (regime E3), quando todas as estações lançaram radiossondas em intervalo de 3 em 3 horas, sempre que possível.

As Figuras 3.4, 3.5 e 3.6 mostram a variação da CAPE e precipitação na Fazenda Nossa Senhora, para os regimes de vento zonal de leste E1, E2 e E3 (sem ZCAS), respectivamente e as Figuras 3.7, 3.8 e 3.9 mostram o regime de oeste W1, W2 e W3 (com ZCAS), respectivamente, conforme definido por Rickenbach et al. (2001). Pode ser notado que as CAPEs do período do regime de leste (E1, E2 e E3), Figuras 3.4, 3.5 e 3.6, foram maiores que as CAPEs do regime de oeste (W1, W2 e W3), Figuras 3.7, 3.8 e 3.9 respectivamente, em todos os aspectos, tanto nos máximos quanto na média, inclusive com o valor máximo da CAPE de todo período, acima de 5000 J/kg. Isso significa que quando o processo de precipitação depende exclusivamente da CAPE, como no caso do regime de leste, esta tem que ser alta para poder gerar chuva, ou seja, a forçante termodinâmica tem que ser bastante intensa para produção de chuva, que tem característica puramente convectiva.

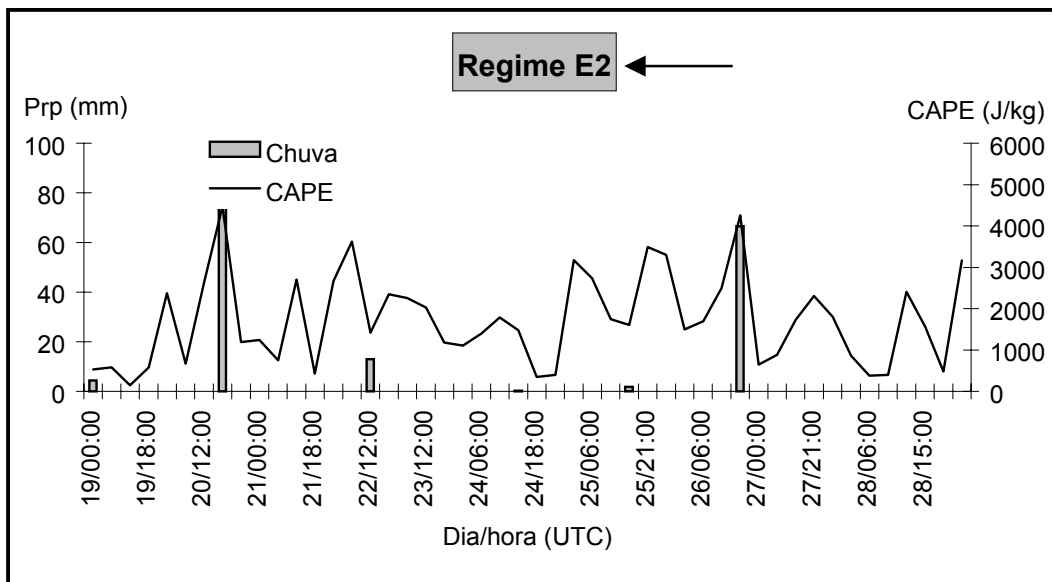
Destaque-se o regime de leste E2 (Figura 3.5), que teve dois eventos de precipitação significativos: no dia 20 de janeiro a precipitação foi de 81,8 mm e

26 de janeiro, precipitação de 66,5 mm, ambas ocorrendo no período da tarde, no horário entre 15 e 19 HL (Tota et al., 2000). Nesses dias ocorreu CAPE média acima de 2000 J/kg, com evento máximo acima de 4000 J/kg, antes do horário da chuva, em ambos os dias. No regime de oeste, os eventos de precipitação máxima ocorreram no regime W2, dia 30 de janeiro com precipitação de 65,3 mm (Figura 3.8), e no regime W3, dia 25 de fevereiro com precipitação de 112,5 mm (Figura 3.9), no horário entre 14 e 20 HL (Tota et al., 2000). Nesses dias, a CAPE média ficou abaixo de 2000 J/kg e eventos máximos, abaixo de 3000 J/kg, no início da tarde antes de ocorrer à precipitação.

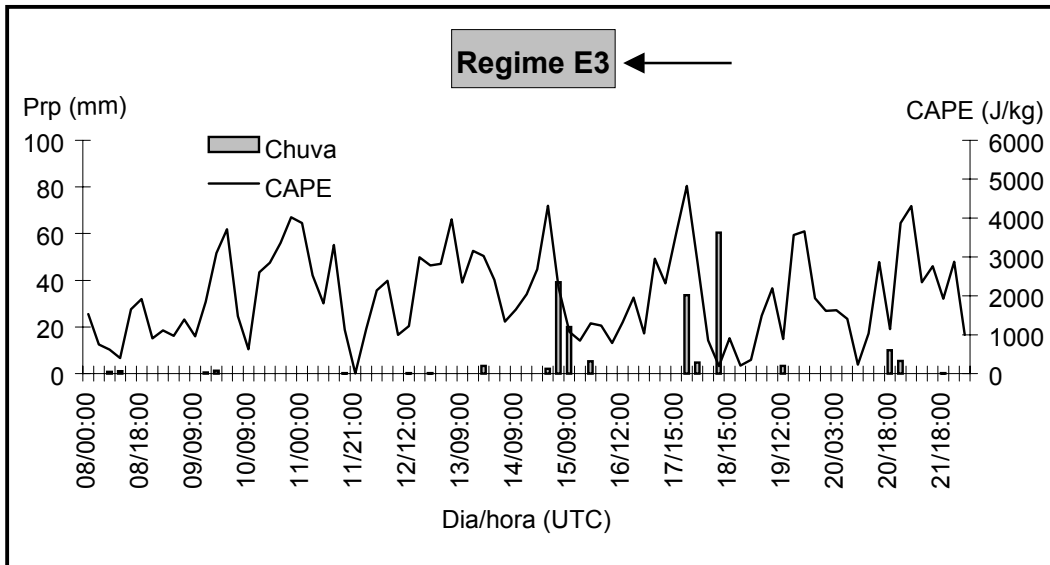
A diferença entre os dois regimes em relação à precipitação e CAPE é que no regime de leste (sem ZCAS) a forçante dinâmica é fraca, e os eventos de chuvas ficam dependentes quase que exclusivamente da forçante termodinâmica, que foi forte ( $CAPE_{Max} > 4000$  J/kg) e produziu nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical e altamente eletrificada (Rutledge et al., 2000) e a duração das chuvas foi cerca de 2 horas (Tota et al., 2000). Já no regime de oeste, a forçante dinâmica atua fortemente e as parcelas são aceleradas mais rapidamente, o que implica em atingir o nível de equilíbrio mais cedo e as nuvens têm menor desenvolvimento vertical, mas as chuvas são mais abundantes, pois a forçante termodinâmica também é forte ( $2000$  J/kg  $< CAPE_{Max} < 3000$  J/kg) e a duração da chuva foi maior que 4 horas (Tota et al., 2000). Além disso, quando existe forçante dinâmica, ocorrem eventos de chuvas no período noturno (noite e madrugada), por exemplo no dia 29/01 (regime W2) a precipitação ocorrida foi e 41,7 mm, entre 22 e 24 HL.



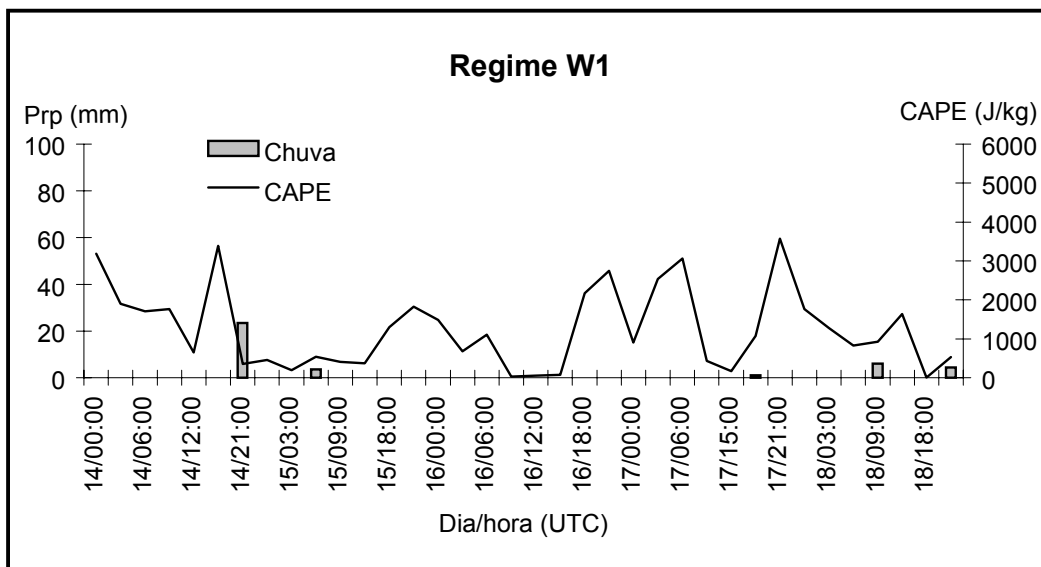
**FIGURA 3.4-** Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 11 a 14 de janeiro de 1999- Regime E1 (ventos de leste – sem ZCAS).



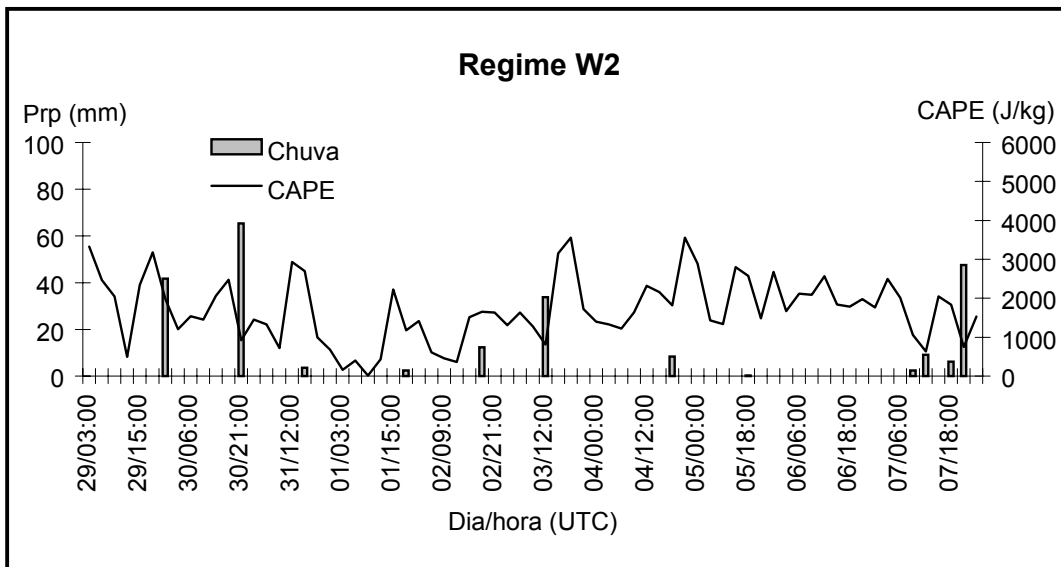
**FIGURA 3.5-** Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 19 a 29 de janeiro de 1999- Regime E2 (ventos de leste – sem ZCAS).



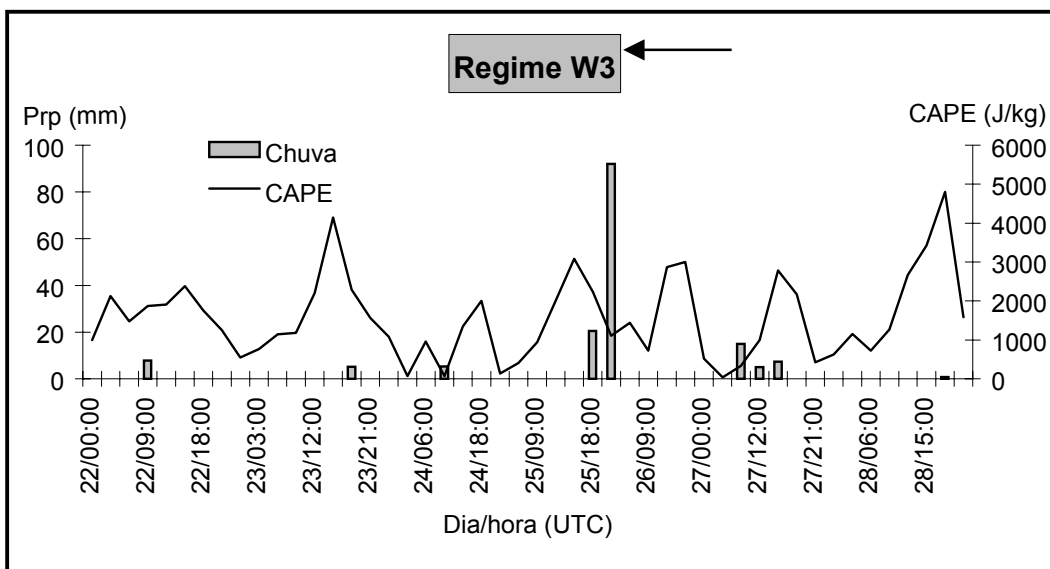
**FIGURA 3.6-** Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 08 a 22 de fevereiro de 1999- Regime E3 (ventos de leste – sem ZCAS).



**FIGURA 3.7-** Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 14 a 19 de janeiro de 1999- Regime W1 (ventos de oeste –ZCAS).

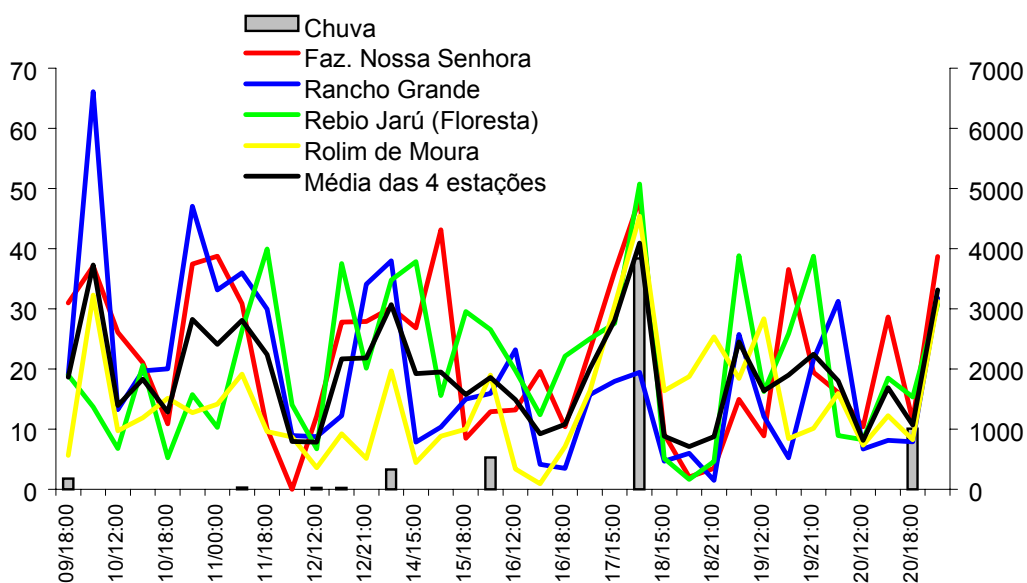


**FIGURA 3.8-** Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 29 de janeiro a 08 de fevereiro de 1999- Regime W2 (ventos de oeste –ZCAS).



**FIGURA 3.9-** Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora (RO), período de 22 a 28 de fevereiro de 1999- Regime W3 (ventos de oeste –ZCAS).

A Figura 3.10 mostra a variação temporal da CAPE e precipitação ocorrida nos 4 sítios no período de 09 a 20 de fevereiro de 1999, regime E3 – período sem ZCAS, quando houve sondagens nos mesmos horários. Porém, como já explicado, nem sempre houve sondagem de 3 em 3 horas de forma contínua, principalmente na Fazenda Rancho Grande como mostrado na Tabela 2.1. Nota-se que a variação de CAPE é praticamente igual nos quatro sítios, apesar da Fazenda Nossa Senhora e Rancho Grande apresentarem valores mais altos de CAPE devido à diferença de umidade, pela utilização da sonda VIZ, como discutido no Capítulo 2.



**FIGURA 3.10-** Variação Temporal da Precipitação e CAPE para Fazenda Nossa Senhora, Reserva Biológica do Jarú, Rolim de Moura e Fazenda Rancho Grande (RO), no período de 09 a 20 de fevereiro de 1999- Regime E3 (ventos de leste – sem ZCAS).

Verifica-se que o ciclo diurno da CAPE, durante a época chuvosa, de aumentar durante o dia, atingindo máximo entre 18:00 e 21:00 UTC (14:00 e 17:00 HL), e



diminuir no período noturno, é quebrada toda vez que chove. A CAPE diminui quando ocorre precipitação, confirmando a dependência da CAPE das condições termodinâmicas (umidade e temperatura) da superfície e ambiente.

Nos horários após a precipitação ou no horário em que ocorre a precipitação os valores da CAPE são menores que os anteriores, confirmando a hipótese de quase-equilíbrio de Arakawa-Schubert, pois a convecção úmida profunda atua para restabelecer o gradiente vertical de temperatura da atmosfera para condições neutras e estáveis. Isto é, o sistema convectivo precipitante consome a CAPE gerada pela grande escala, ou seja, quando a grande escala instabiliza o ambiente produzindo correntes ascendentes, a convecção profunda durante a precipitação, cria correntes descendentes que estabilizam o ambiente localmente, o que implica em menor CAPE.

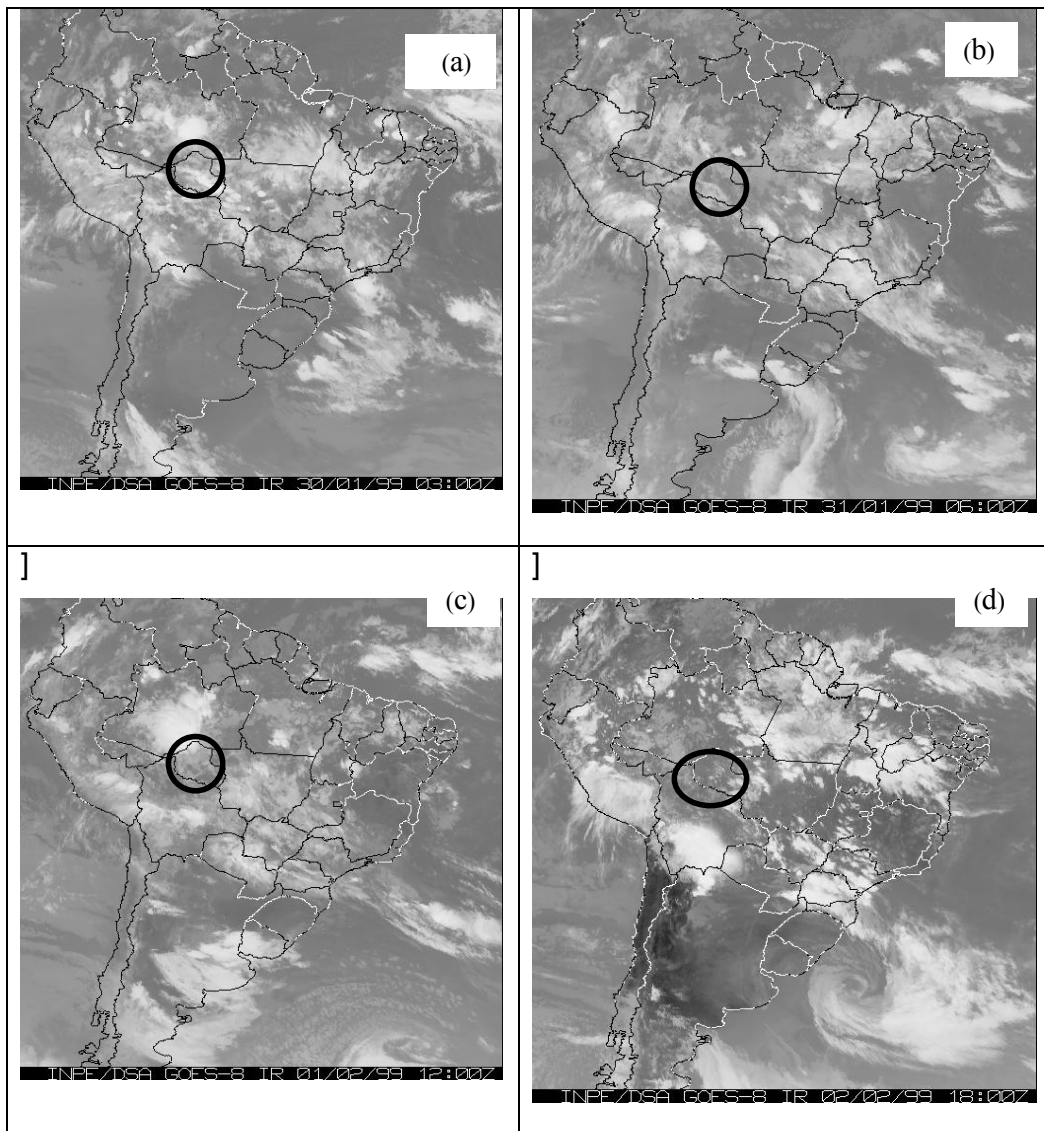
A quantidade de CAPE presente numa atmosfera convectiva em condições de equilíbrio estático é uma medida da quantidade de dissipação mecânica de energia presente nessa atmosfera e um valor significativo da CAPE de aproximadamente 1000 J/kg é necessário para manter as circulações convectivas, contra a dissipação mecânica (Rennó e Ingersoll, 1996). Esse quase-equilíbrio da atmosfera tem um forte acoplamento com as condições de superfície, pois em eventos convectivos a superfície perde mais energia do que ganha (Machado, 2000).

Também se percebe que nem sempre, quando existem grandes valores de CAPE, ocorre precipitação, pois CAPE é condição necessária para formação da convecção, já que mede a instabilidade da atmosfera, mas não suficiente para formar convecção profunda precipitante. Uma justificativa para essa situação é que a CINE frequentemente pode representar uma barreira significativa para a liberação da instabilidade condicional nos trópicos (Williams e Rennó, 1992). De fato, os valores da CINE foram em média 360 J/kg. Embora os valores sejam menores que da CAPE, não são negligenciáveis, pois

é necessário uma velocidade de aproximadamente 25 m/s para superar a CINE e liberar a instabilidade condicional na região.

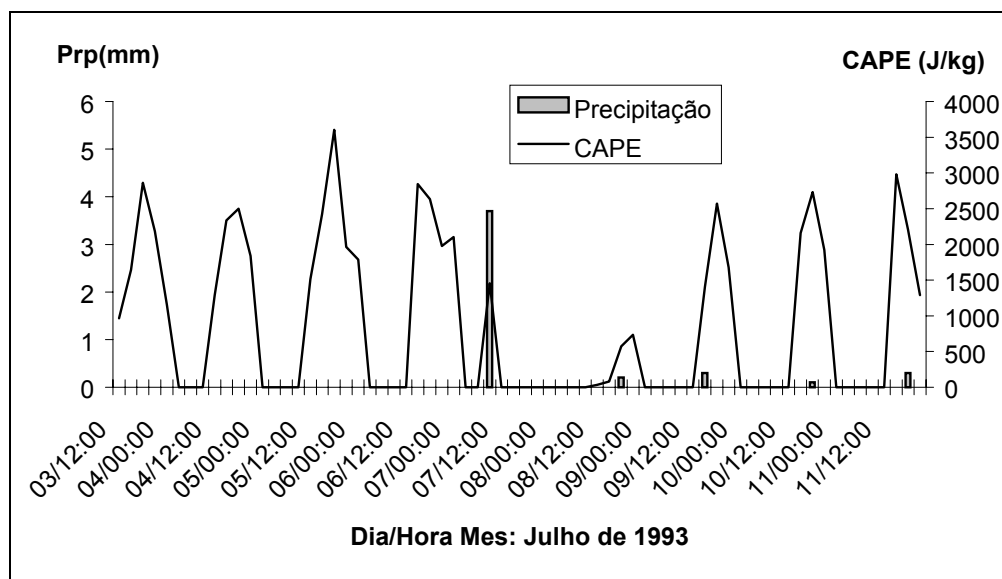
É interessante notar que os valores da CAPE nessa época estiveram na maioria das vezes acima de 1000 J/kg, inclusive no período noturno, chegando a atingir valores acima de 4000 J/kg em alguns dias nesses horários. Isto caracteriza a forte atividade convectiva na região, pois mesmo com CAPE pequena ainda assim, representa atividade convectiva. A Figura 3.11 (a-d) mostra imagens de satélite em 4 horários, nos quais pode ser verificada tal característica para a região (área dentro do círculo). Na Figura 3-a para o horário de 03:00 UTC (23:00 HL) nota-se a grande quantidade de nuvens sobre Rondônia e a CAPE foi de 1168 J/kg, o mesmo acontece nos horários de 06 (Figura 3-b), 12 (Figura 3-c) e 18 UTC (Figura 3-d).

Essa forte atividade convectiva não é observada no período seco, como mostra as Figuras 3.12 (experimento RBLE2, 03 a 11 de julho de 1993) e 3.13 (RBLE3, 15-25 de agosto de 1994). Pode ser verificado que a CAPE apresentou um ciclo diurno bem definido, aumentando durante o dia, com máximo entre 18:00 e 21:00 UTC (14:00 e 17:00 HL), e sem CAPE no período noturno. Também apresenta valores menores que os da época chuvosa. Os valores máximos observados não chegam a 4000 J/kg. No RBLE2 (Figura 3.12) foi observado a penetração de um sistema frontal na região, entre 7 e 9 de julho, o que provocou uma precipitação de 3,7 mm no dia 7, sendo a precipitação total observada foi de 5,2 mm no pasto e 6,1 mm na floresta (Rocha, 1993). Já no RBLE3 (Figura 3.13) não ocorreu precipitação durante o período do experimento. Conclui-se que a forçante termodinâmica não foi suficiente para formação de cúmulos precipitantes, mesmo com os NCMCs.

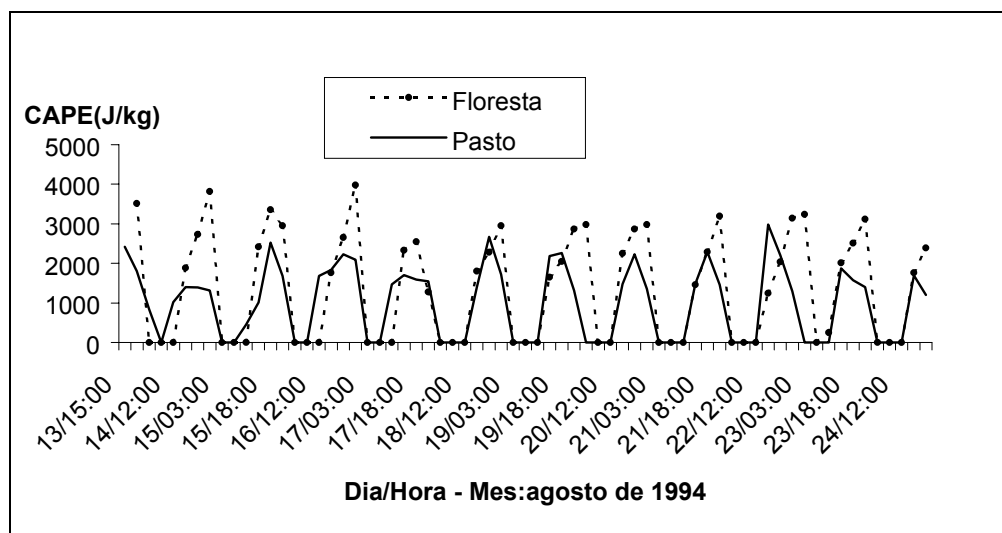


**FIGURA 3.11-** Imagens de satélites: (a) Dia 30/01/1999 às 03:00 UTC, CAPE= 1168 J/kg; (b) Dia 31/01/1999 às 06:00 UTC, CAPE = 1630 J/kg; (c) Dia 01/02/1999 às 12:00 UTC, CAPE = 763 J/kg; (d) Dia 02/02/1999 às 18:00 UTC, CAPE= 1464 J/kg. Região de Rondônia em destaque no círculo.

Mais uma vez fica evidente a importância da atuação da forçante dinâmica, pois quando a forçante dinâmica de escala sinótica (sistema frontal) penetrou na região durante o RBLE2, a estrutura termodinâmica foi totalmente modificada (Figura 3.12). O ciclo diurno bem definido da CAPE foi quebrado com a chegada da frente pois CAPE foi gerada durante a madrugada (05 HL) e depois não houve CAPE até às 21:00 UTC (17:00 HL) do dia seguinte, para então retornar ao ciclo diurno característico (Mota et al, 1994). Em resumo, para formação de convecção profunda na região, exclusivamente devido a forçante termodinâmica, a CAPE tem que estar acima de 4000 J/kg, desde que não haja forçante dinâmica de grande escala inibindo a convecção. Então, durante esse período, a forçante dinâmica com movimento subsidente de grande escala, associadas à penetração da alta sub-tropical no continente, é tão forte que inibe a geração de CAPE. Conseqüentemente, não permite a formação de nuvens precipitantes, caracterizando o período seco na região.



**FIGURA 3.12-** Variação temporal da Precipitação e CAPE no período de 03 a 11 de julho de 1993, para Fazenda Nossa Senhora (RO)-RBLE2.



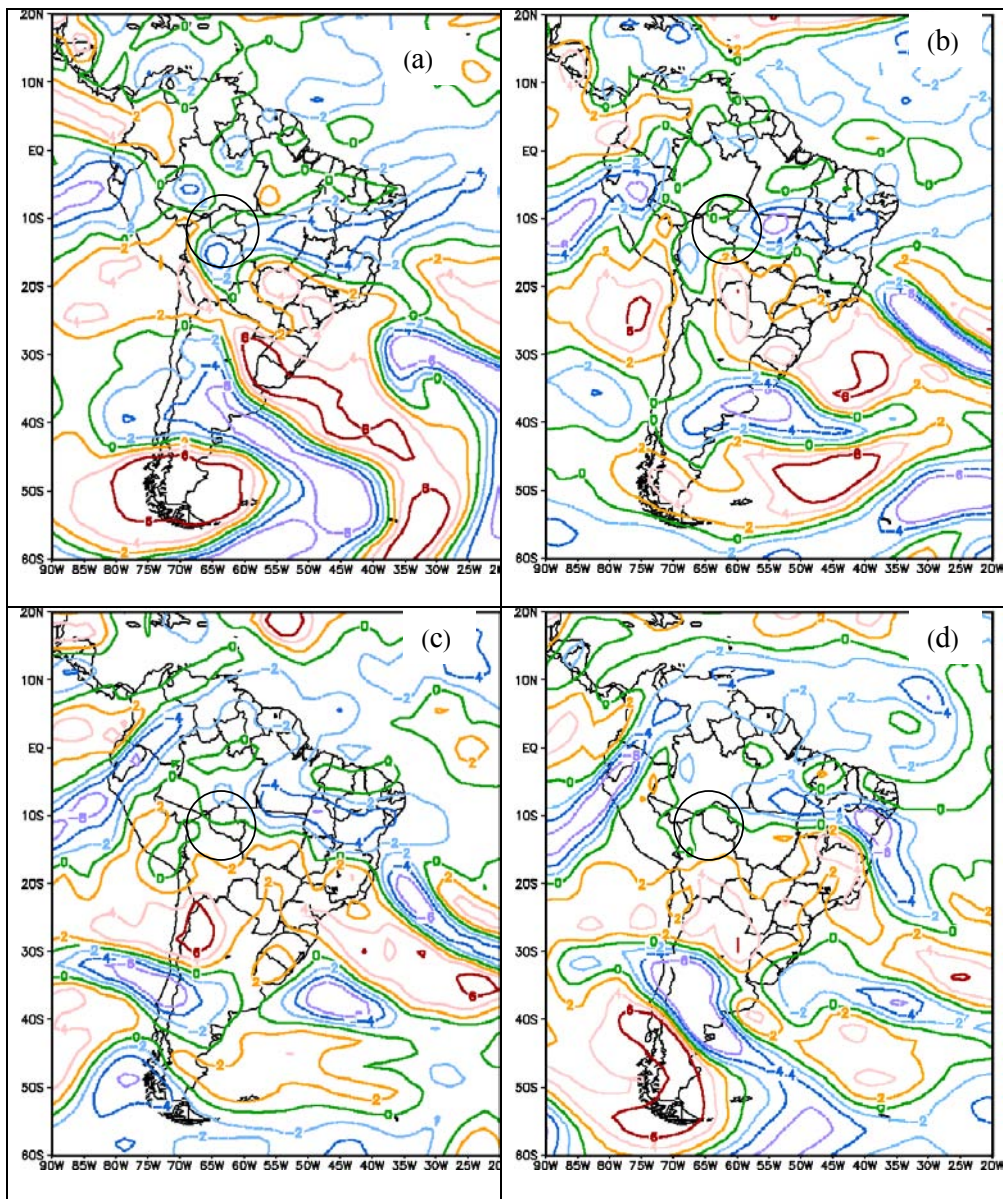
**FIGURA 3.13-** Variação temporal da CAPE no período de 13 a 24 de agosto de 1994, para o pasto (Fazenda Nossa Senhora) e floresta (Rebio Jarú) durante o RBLE3.

### 3.3- Relação entre a Variabilidade da CAPE e a Alta da Bolívia

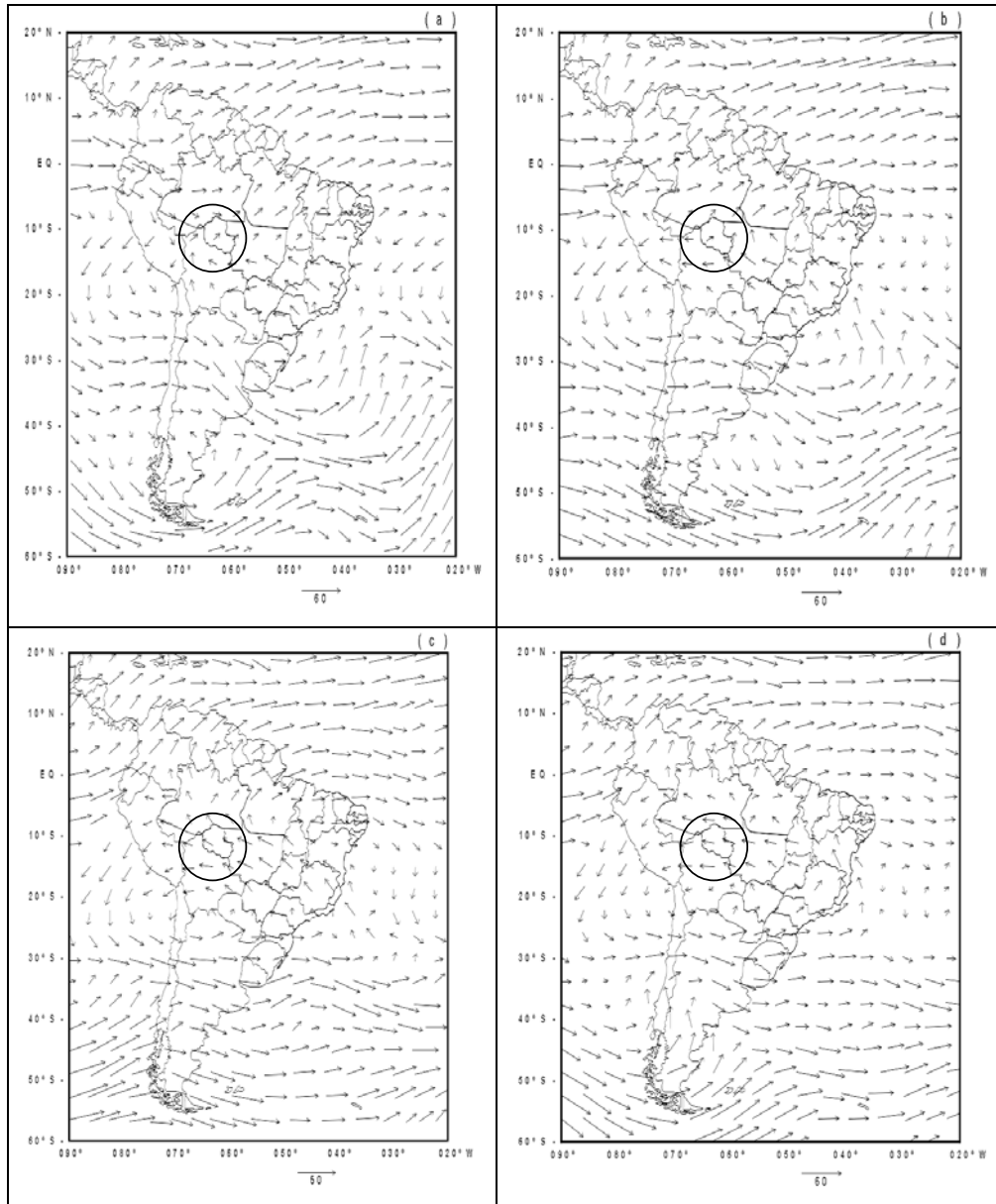
Analisando os campos de vorticidade do MCGA do CPTEC/COLA pôde ser observado que existe uma relação direta entre a CAPE média na região de Rondônia (utilizando os dados de radiossondagens dos 4 sítios) e os campos de vorticidade das análises do NCEP em 200 hPa, durante o período da campanha do experimento WetAMC/LBA. Quando a CAPE aumenta, a vorticidade anticiclônica ( $\zeta > 0$ ) também aumenta; se a CAPE diminui há ganho de vorticidade ciclônica ( $\zeta < 0$ ), e a vorticidade anticiclônica diminui, aparecendo núcleos de vorticidade ciclônica sobre Rondônia, na região das estações.

A Figura 3.14 (a-d) mostra os campos de vorticidade para os dias 24, 25, 26 e 27 de janeiro de 1999 às 18:00 UTC, período de regime de leste E2 – sem ZCAS, em Rondônia. Pode ser observado que no dia 24 a região está sob forte vorticidade ciclônica ( $\zeta < 0$ ), e não tem AB. Já no dia 25 a vorticidade ciclônica

começa a enfraquecer e a AB já se forma na região do Oceano Pacífico. No dia 26 há vorticidade anticiclônica ( $\zeta > 0$ ) no horário da chuva, que foi às 14 HL (18:00 UTC), o campo de vorticidade positiva apresenta núcleo de  $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  no continente da América do Sul próximo a região da Bolívia. No dia 26/01, quando ocorre aumento da CAPE, existe um ganho de vorticidade anticiclônica nos altos níveis, a AB começa se intensificar, aparecendo um centro forte ( $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) sobre o continente, e pelas observações de Rickenbach (2001), a AB ficou com circulação fechada definida mais claramente. No dia 27/01 quando a CAPE diminui (920 J/kg) a AB também fica mais fraca, não tendo mais o núcleo de  $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Essas características podem ser bem identificadas, como a definição da AB, na Figura 3.15 (a-d) que mostra os campos do vento para os dias 24, 25, 26 e 27 de janeiro respectivamente, e na Figura 3.16 (a-d) com as Linhas de Correntes para os mesmos dias.

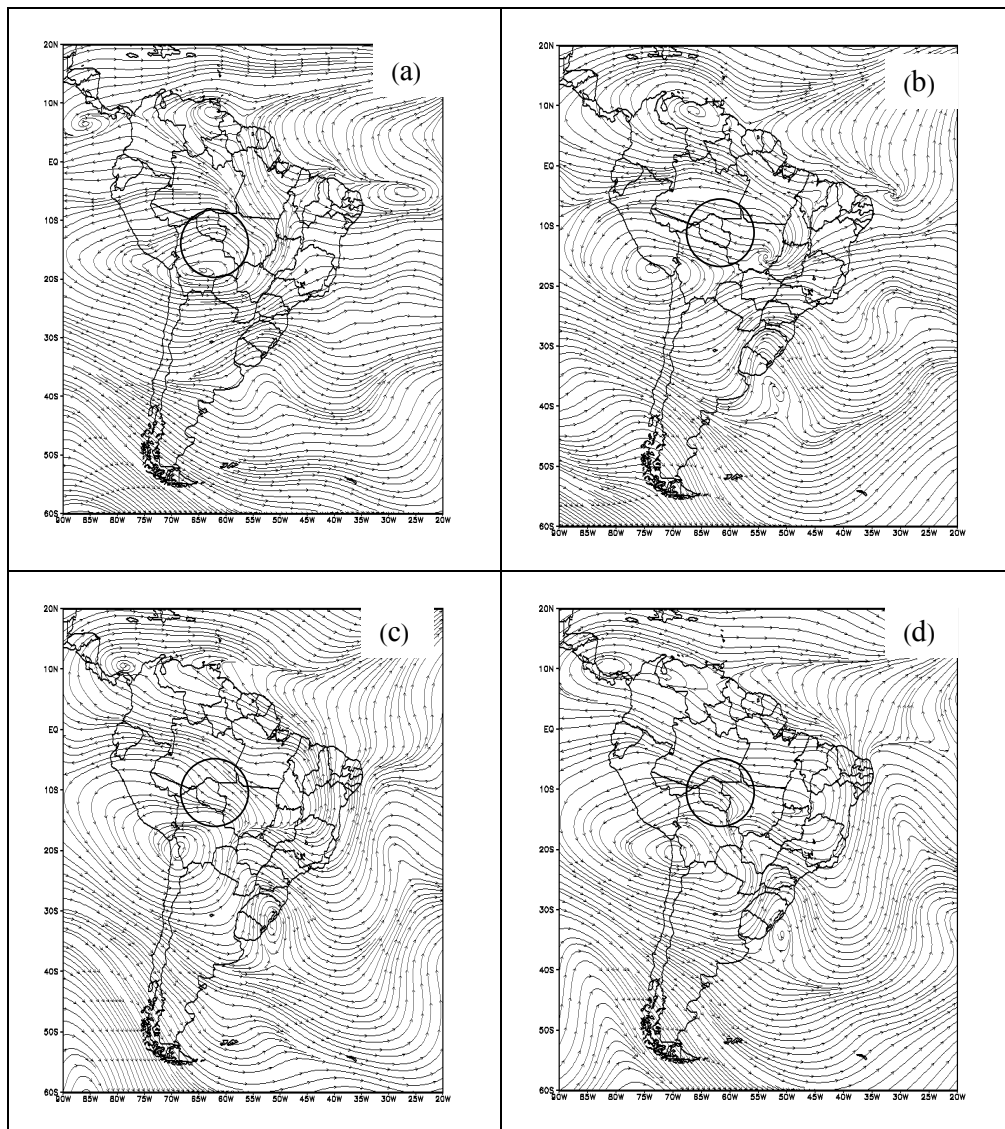


**FIGURA 3.14-** Campos de Vorticidade das Análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e a CAPE média calculada das 4 estações de lançamento de radiossondagem do Wet\_AMC/LBA: (a) Dia 24/01/1999, CAPEmédia= 790 J/kg; (b) Dia 25/01/1999, CAPEmédia= 1244 J/kg; (c) Dia 26/01/1999, CAPEmédia= 2589 J/kg; e (d) dia 27/01/1999, CAPEmédia= 920 J/kg. Região de Rondônia em destaque no círculo.



**FIGURA 3.15-** Vetor vento da análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: (a) dia 24/01/1999; (b) Dia 25/01/1999; (c) Dia 26/01/1999; e (d) Dia 27/01/1999. Região de Rondônia em destaque no círculo.

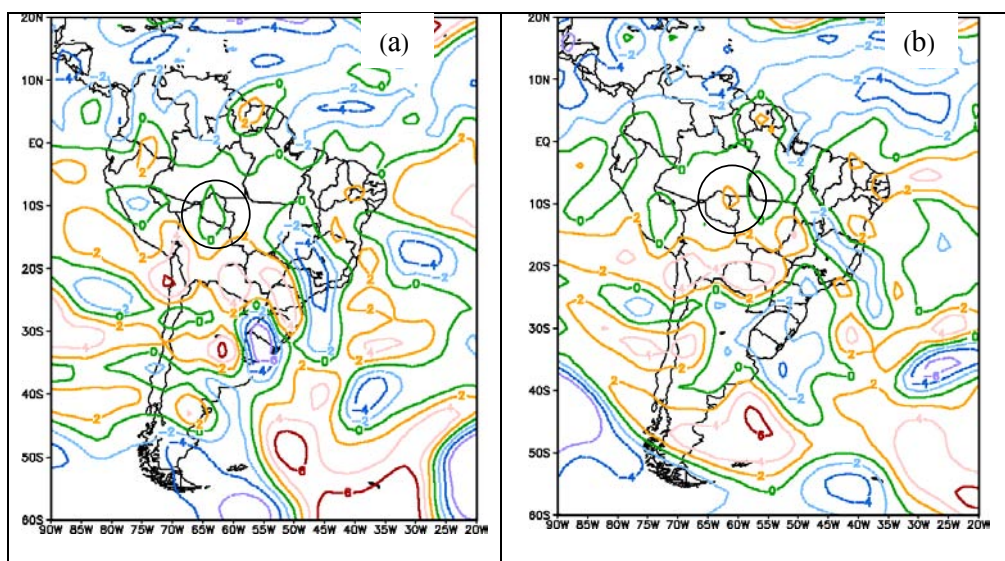




**FIGURA 3.16**– Linhas de Corrente da análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: (a) dia 24/01/1999; (b) Dia 25/01/1999; (c) Dia 26/01/1999; e (d) Dia 27/01/1999. Região de Rondônia em destaque no círculo.

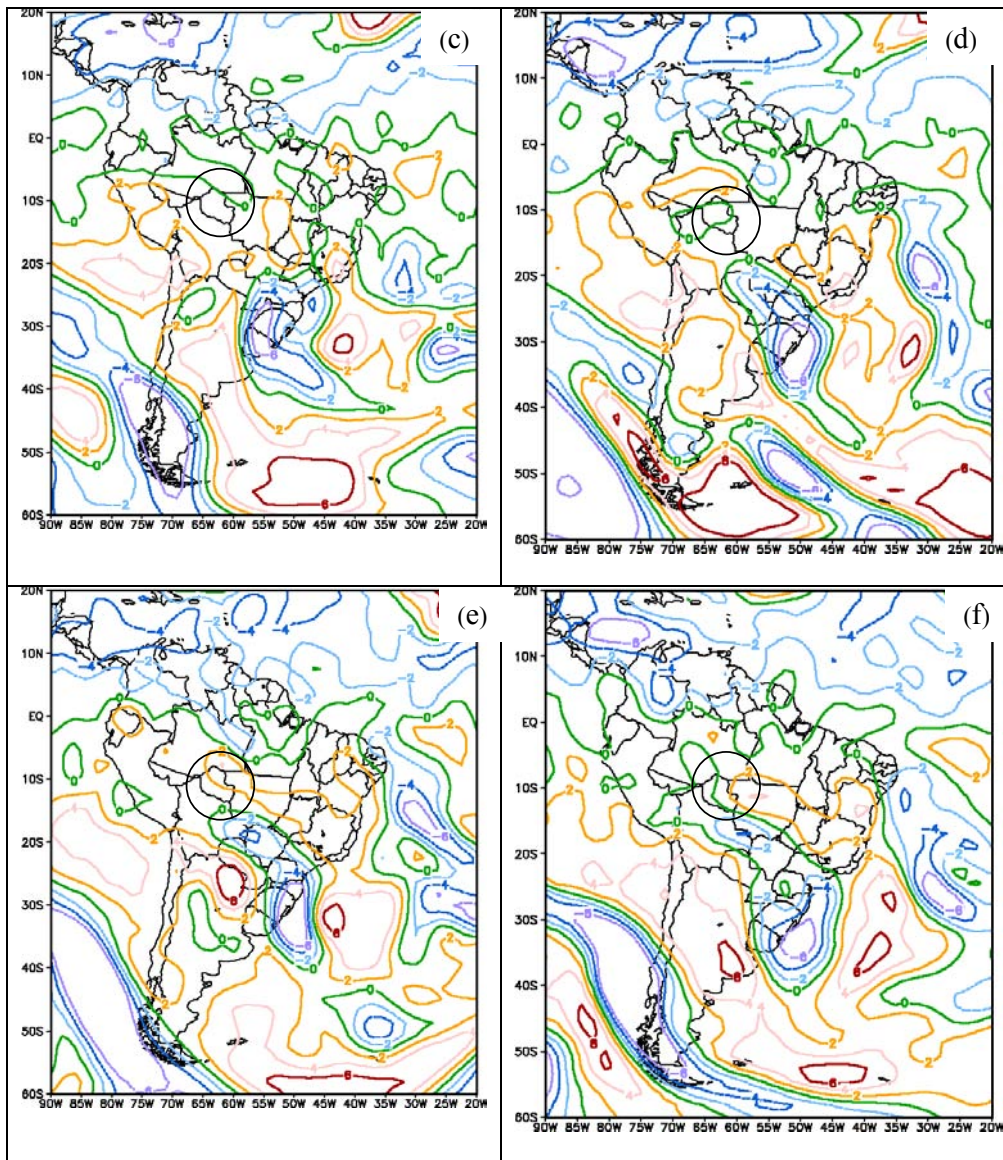
A maior precipitação (112,5 mm) de todo o período do experimento ocorreu no dia 25 de fevereiro, no sítio da Fazenda Nossa Senhora, o regime de ventos era de oeste com ZCAS (W3). O começo desse período acontece no dia 22 de fevereiro, quando os campos de vorticidade em 200 hPa são de vorticidade

ant ciclônica ( $\zeta > 0$ ), tanto às 12:00 UTC quanto às 18:00 UTC, com núcleo de  $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , coincidindo com a ocorrência de precipitações durante esse período, que foi do dia 22 a 25 de fevereiro, sendo que o máximo foi em 25/02. Ou seja, no dia 25/02 tem expressivo ganho de vorticidade positiva nos altos níveis. Porém no dia 26 quando não ocorre precipitação na região do experimento, o ganho é de vorticidade ciclônica ( $\zeta < 0$ ). Os campos de vorticidade são anticiclônicos no dia 27 e ciclônicos no dia 28. A CAPE se manteve sempre alta com valores acima de 1000 J/kg, e variações acentuadas, diminuindo de 3082 J/kg em 25/02 para 1372 J/kg em 26/02, com mínimo de 663 J/kg no dia 28/02. As Figuras 3.17 (a-f), 3.18 (a-f) e 3.19 (a-f) apresentam os campos de vorticidade, vento e linhas de corrente respectivamente para às 18:00 UTC do dia 23 ao dia 28 de fevereiro de 1999, nos quais pode ser verificada a situação.

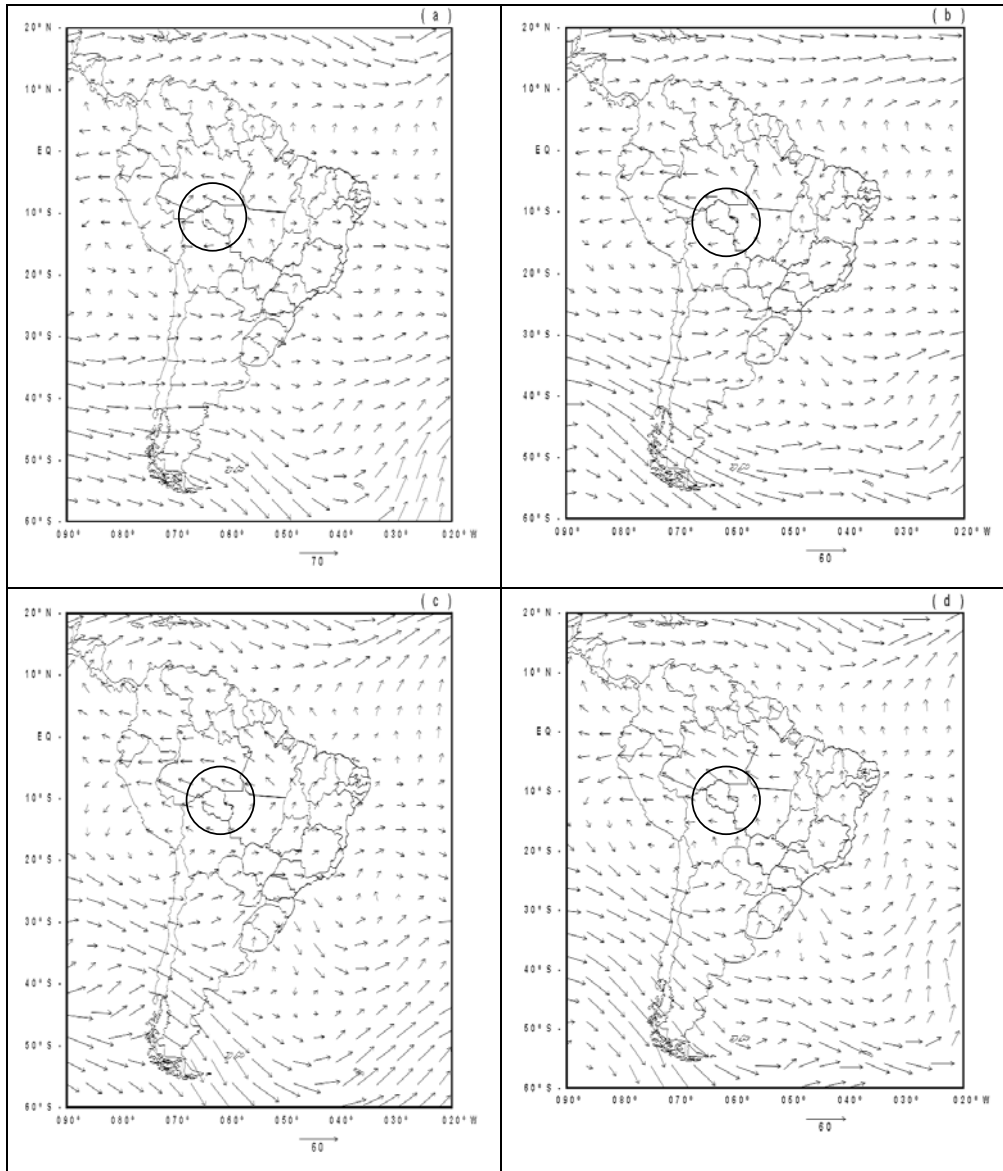


**FIGURA 3.17-** Campos de Vorticidade das Análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e a CAPE média calculada das 4 estações de lançamento de radiossondagem do Wet\_AMC/LBA: (a) Dia 23/02/1999, CAPE média = 2656 J/kg; e (b) Dia 24/02/1999, CAPE média = 3030 J/kg. Região de Rondônia em destaque no círculo.

(continua)

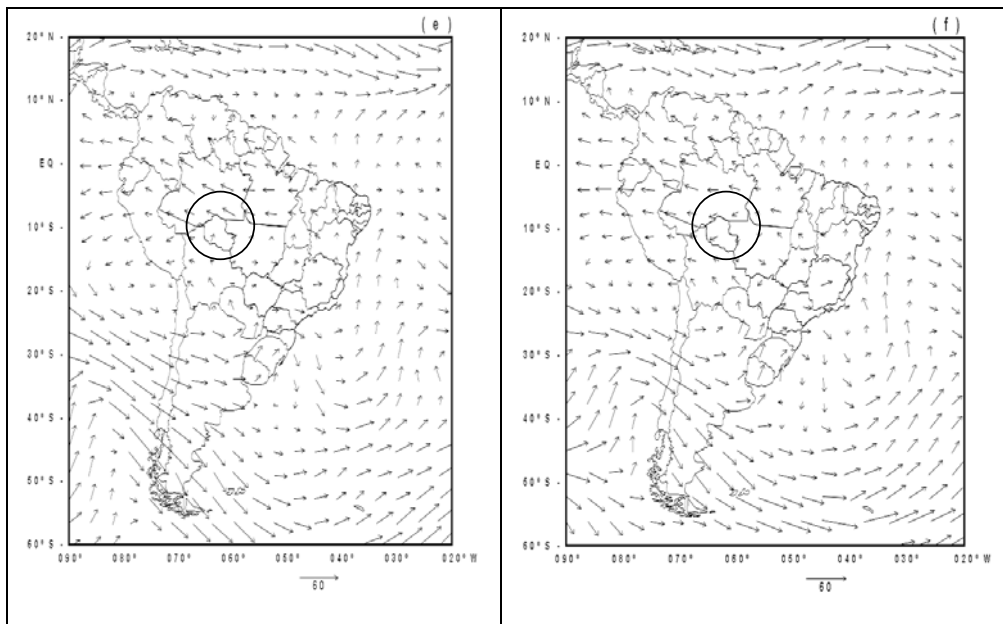


**FIGURA 3.17 (conclusão)-** (c) Dia 25/02/1999, CAPE média = 3082 J/kg; (d) Dia 26/02/1999, CAPE média = 1372 J/kg; (e) Dia 27/02/1999, CAPE média = 2174 J/kg; e (f) Dia 28/02/1999, CAPE média = 663 J/kg. Região de Rondônia em destaque no círculo.

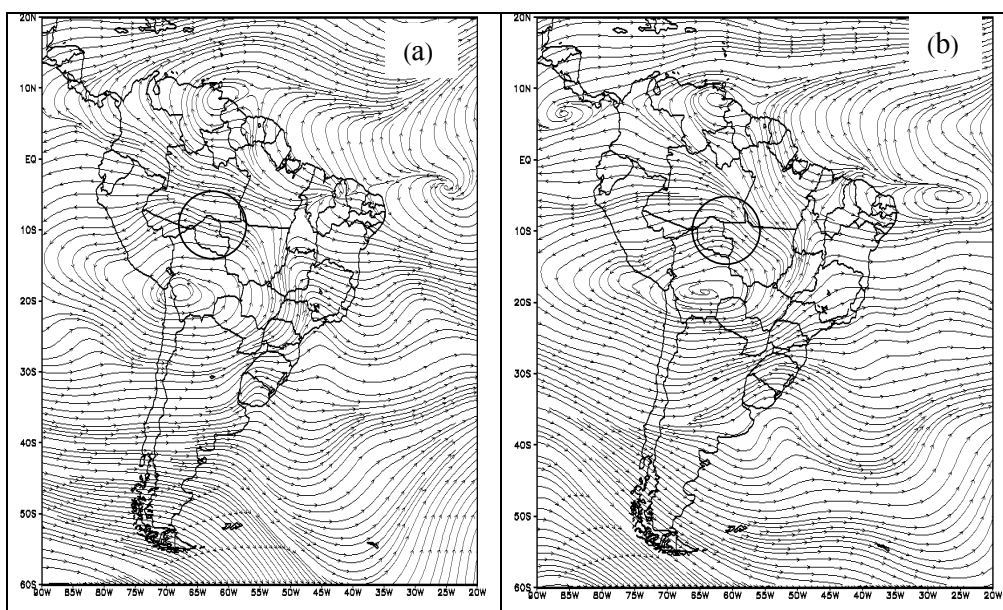


**FIGURA 3.18-** Vetor vento das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: (a) dia 23/02/1999; (b) Dia 24/02/1999; (c) Dia 25/01/1999; e (d) Dia 26/02/1999. Região de Rondônia em destaque no círculo.

(continua)

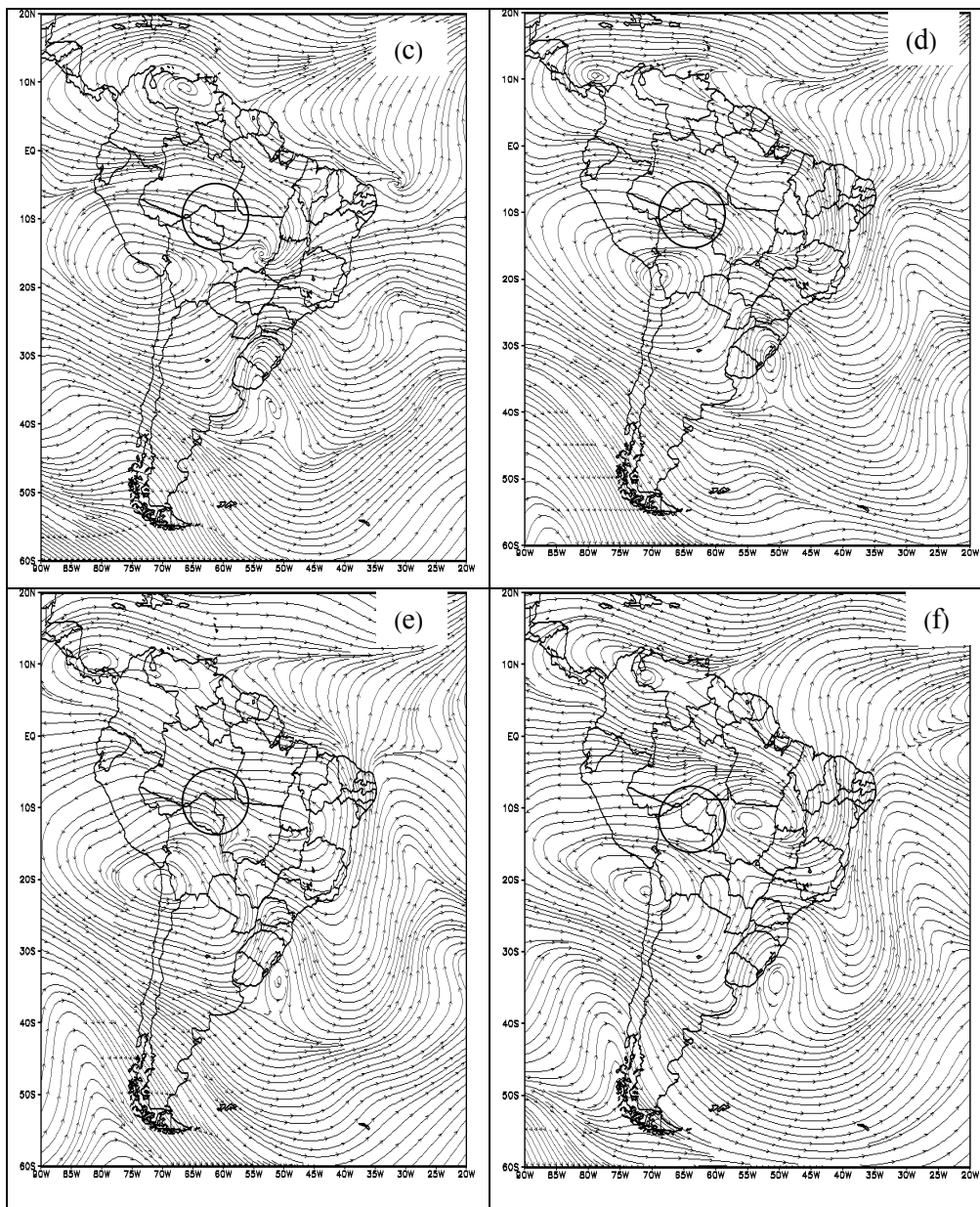


**FIGURA 3.18 (conclusão)-** (e) Dia 27/02/1999; e (f) Dia 28/02/1999.



**FIGURA 3.19–** Linhas de Corrente das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: (a) dia 23/02/1999; e (b) Dia 24/02/1999. Região de Rondônia em destaque no círculo.

(continua)



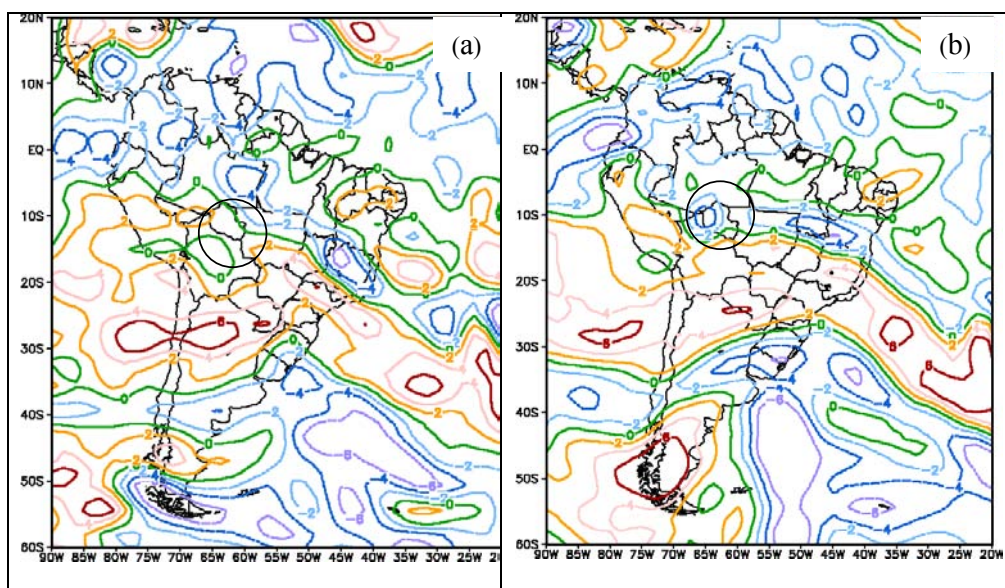
**FIGURA 3.19 (conclusão)-** (c) Dia 25/01/1999; (d) Dia 26/02/1999; (e) Dia 27/02/1999; e (f) Dia 28/02/1999.

No período de 09 a 20 de fevereiro de 1999, regime E3 – sem ZCAS, quando todas as estações estavam operando normalmente, é interessante avaliar como a AB se forma e qual a variação dos campos de vorticidade e vento. No início do período (dia 09/02), a vorticidade é anticiclônica ( $\zeta > 0$ ), o que é esperado já que choveu no horário das 18:00 UTC. Já nos dias 10 e 11 quando a CAPE diminuiu significativamente, atingindo valor zero na estação Fazenda N. Senhora, há ganho de vorticidade ciclônica sobre a região com núcleo de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , lembrando que no dia 10 não ocorreu chuva e no dia 11 a precipitação foi muito leve (0,3 mm).

Já no dia 12 os núcleos de vorticidade ciclônica começam a enfraquecer, apesar da CAPE muito pequena, atingindo mínimo em 3 estações (Rolim de Moura (0), Rancho Grande e Rebio Jarú), com ocorrência de precipitação muito leve (0,5 mm). Nos dias 13, 14 e 15 de fevereiro ocorreu precipitação, resultando no aparecimento de núcleo bem definido de vorticidade anticiclônica  $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  sobre a região. Já no dia 16, quando não ocorreu precipitação, existe ganho de vorticidade ciclônica. Ocorreu precipitação todos os dias durante o período de 17 a 20 de fevereiro, com chuva forte de 60,5 mm no dia 18. A resposta é a vorticidade positiva que aparece com núcleos bem definidos de  $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , na região da Bolívia, o que torna a AB bem definida como se pode notar nos campos de vento. As Figuras 3.20 (a-f), 3.21 (a-f) e 3.22 (a-f) mostram os campos de vorticidade, vento e linhas de corrente característicos para o período, respectivamente.

A explicação para essas observações é que quando a CAPE é liberada para formação da convecção profunda, ocorre convergência nos níveis baixos com movimentos ascendentes na região e divergência nos altos níveis. Há ganho de vorticidade ciclônica nos baixos níveis e anticiclônica nos altos níveis, favorecendo dessa maneira a formação da AB. Já quando não ocorre precipitação e a CAPE diminui, chegando a zero muitas vezes, a situação se inverte, há ganho de vorticidade anticiclônica nos níveis mais baixos e ciclônica

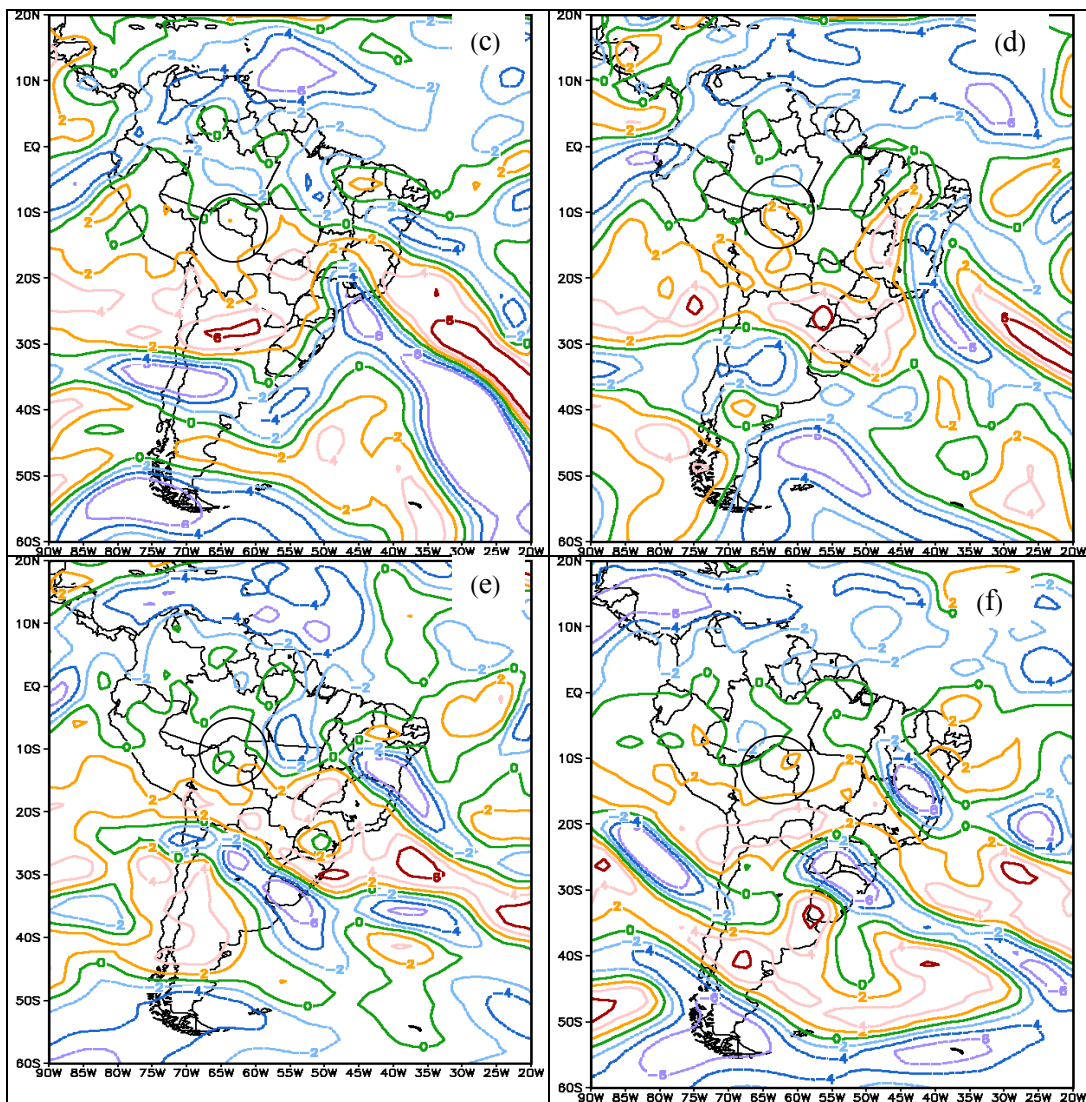
nos altos níveis, ou seja, divergência nos níveis mais baixos e convergência nos altos níveis com movimento descendente, impedindo a geração de CAPE, tornando a atmosfera estável. Satyarmuty et al. (1998) explicam que o mecanismo básico para formação da AB é o movimento ascendente em escala regional devido à intensa atividade convectiva na Bacia Amazônica. Isto é, existe uma profunda camada com convergência de umidade, que associada com a liberação de calor latente na média troposfera, devido a convecção profunda, ajudam a manter o movimento vertical ascendente e mantêm o aquecimento da troposfera superior.



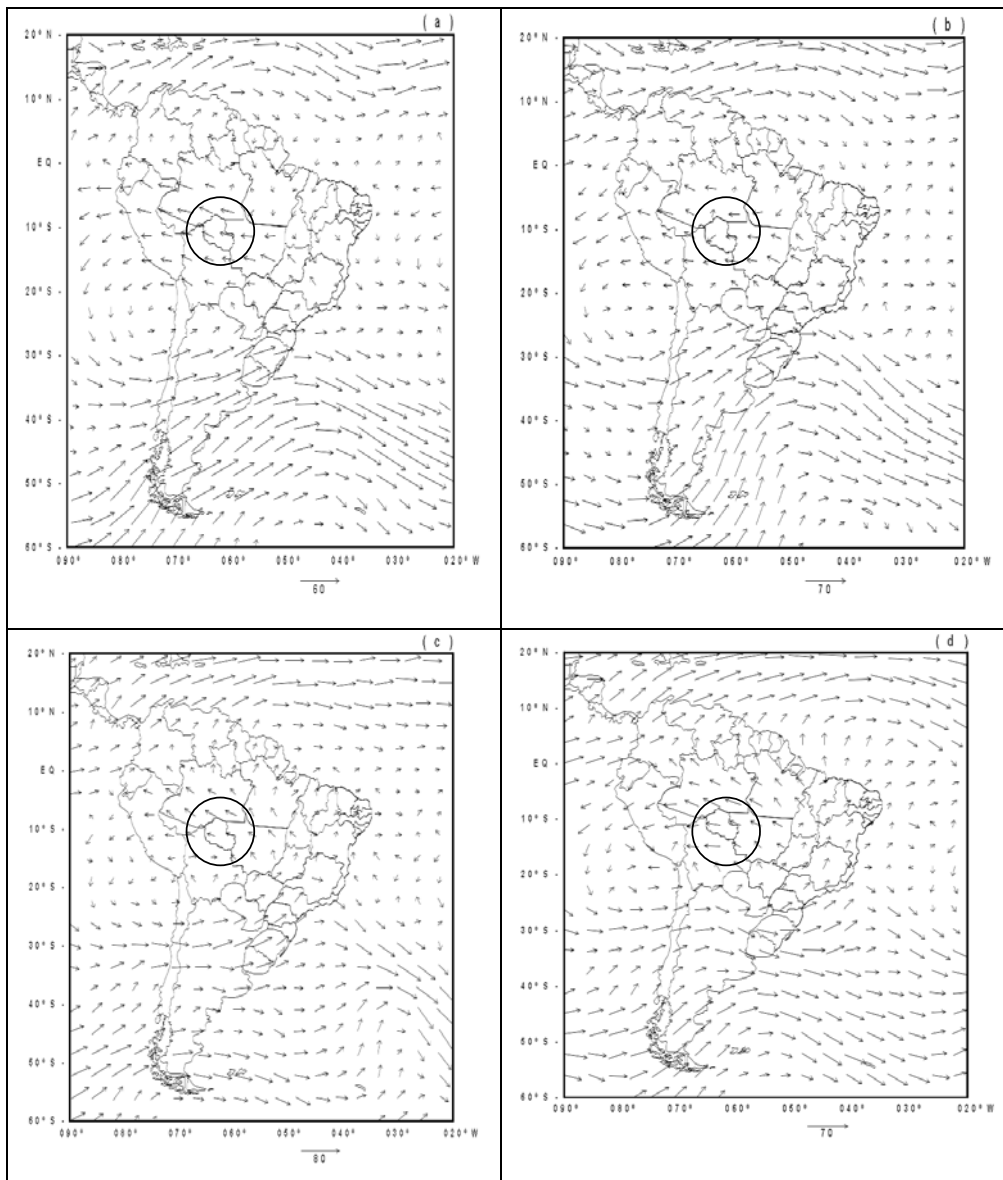
**FIGURA 3.20-** Campos de Vorticidade das Análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e a CAPE média calculada das 4 estações de lançamento de radiossondagem do Wet\_AMC/LBA: (a) Dia 09/02/1999, CAPEmédio= 1866 J/kg; e (b) Dia 10/02/1999, CAPEmédio= 1283 J/kg. Região de Rondônia em destaque no círculo.

(continua)

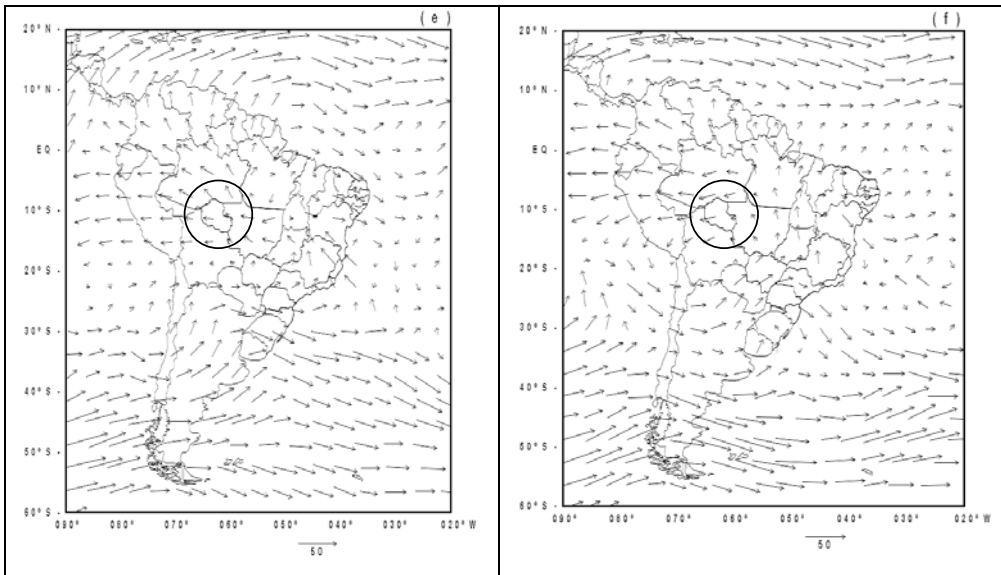




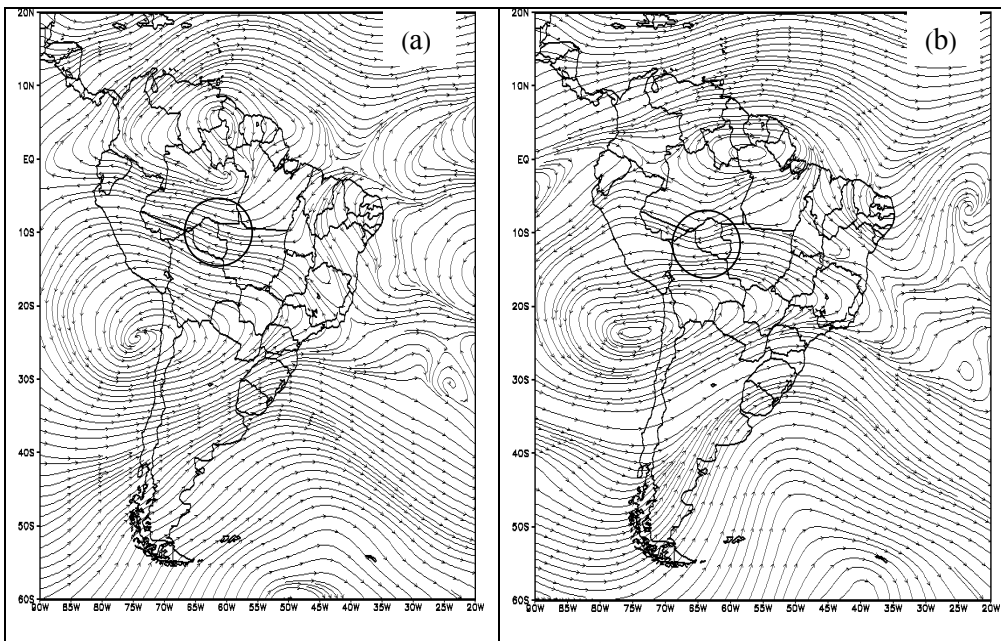
**FIGURA 3.20 (conclusão)-** (c) Dia 12/02/1999, CAPEmédia= 2171 J/kg; (d) dia 13/02/1999, CAPEmédia= 3067 J/kg; (e) Dia 16/02/1999, CAPEmédia= 1078J/kg; e (f) Dia 19/02/1999, CAPEmédia= 1902 J/kg.



**FIGURA 3.21-** Vetor vento das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC:  
 (a) dia 09/02/1999; (b) Dia 10/02/1999; (c) Dia 12/02/1999; e (d)  
 Dia 13/02/1999. Região de Rondônia em destaque no círculo.  
 (continua)

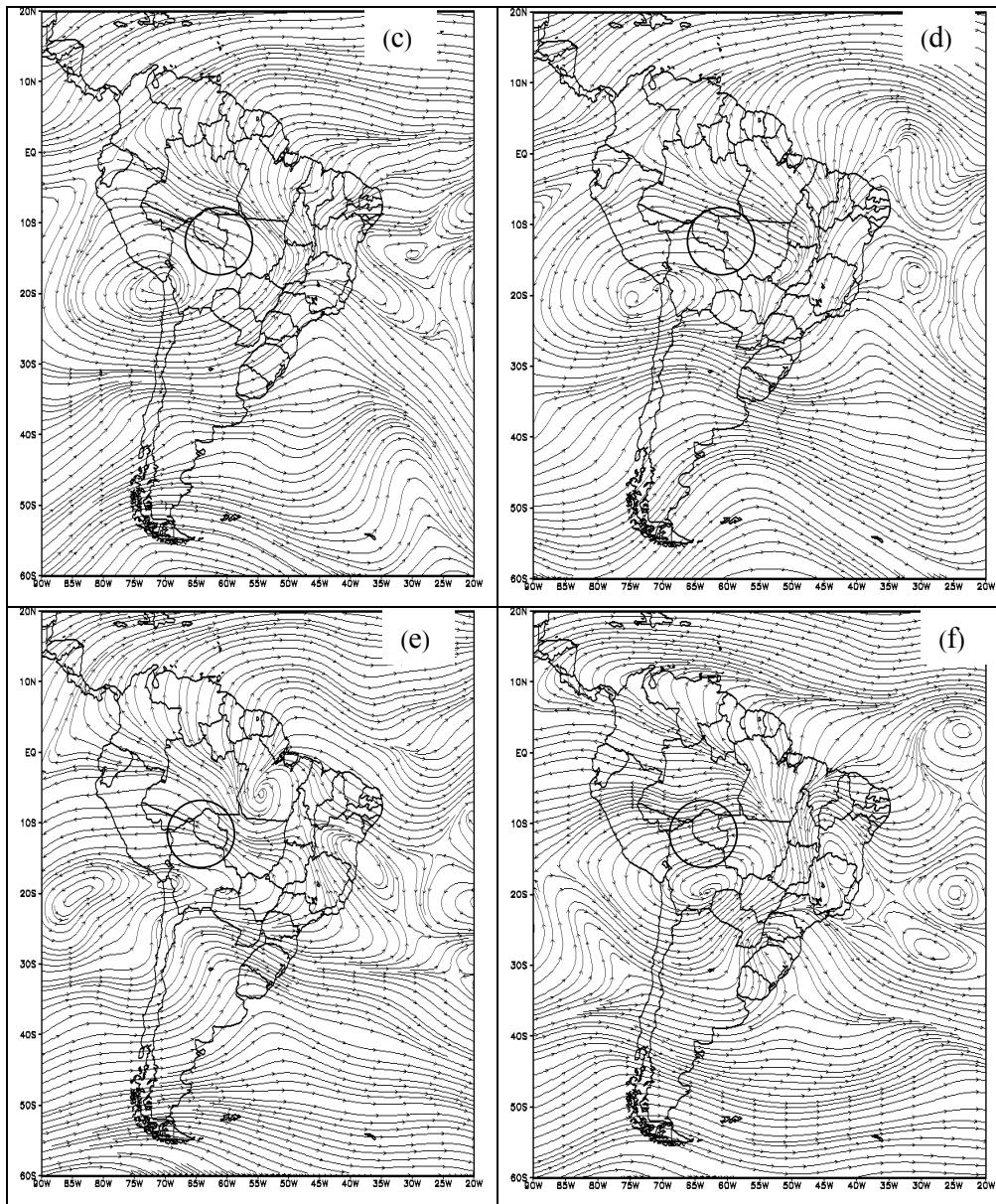


**FIGURA 3.21 (conclusão)-** (e) Dia 16/02/1999; e (f) Dia 19/02/1999.



**FIGURA 3.22-** Linhas de corrente das análises do NCEP em 200 hPa às 18:00 UTC: (a) dia 09/02/1999; e (b) Dia 10/02/1999. Região de Rondônia em destaque no círculo.

(continua)



**FIGURA 3.22 (conclusão)-** (c) Dia 12/02/1999, (d) Dia 13/02/1999; (e) Dia 16/02/1999; e (f) Dia 19/02/1999.

## CAPÍTULO 4

### SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

As simulações da precipitação, ocorrida na região do Experimento WetAMC/LBA, foram realizados usando o MCG do CPTEC com a parametrização RAS original e com o RAS\_base e RAS\_perfil. Todas as simulações foram feitas no modo previsão de tempo, com saídas a cada 6 e 3 horas, usando as mesmas condições de contorno e iniciais para análise.

A saída a cada 6 horas foi para 2 períodos (E2 e W3), com simulações curtas para 24, 48 e 72 horas antes de cada dia da precipitação observada. Por exemplo, as simulações para 24, 48 e 72 horas da precipitação do dia 23 foram feitas utilizando as condições de contorno e iniciais do dia 20 (simulação para 72 horas), 21 (simulação para 48 horas) e 22 (simulação para 24 horas). Cada período (E2 e W3) foi subdividido com simulações para 3 dias, com início e fim às 12:00 UTC. Já as saídas a cada 3 horas foram para simulações estendidas usando o MCG com o esquema RAS\_base e RAS\_perfil, com período iniciando e finalizando às 00:00 UTC. Os testes tiveram como objetivo verificar qual a natureza qualitativa dos erros da parametrização, principalmente em relação ao ciclo diurno da precipitação e que melhorias poderiam ser feitas. A Tabela 4.1 mostra os experimentos numéricos realizados neste estudo.

Os experimentos específicos executados com a Parametrização RAS ajustada foram para prazo estendido e saídas a cada 3 horas da seguinte maneira: (a) mudando a maneira como o topo e base das nuvens são calculados no esquema e (b) inclusão de modificação no perfil vertical da eficiência da nuvem. Os resultados das simulações são considerados para discussões e comparações sobre a dificuldade que o modelo, como todos modelos de forma geral, apresenta em prever a precipitação convectiva para regiões tropicais. Os modelos numéricos, de modo geral, apresentam erros sistemáticos, sempre no

sentido de subestimar os valores de precipitação observados na região Amazônica deslocando os centros de máximos para o NE do Brasil.

**TABELA 4.1– Experimentos Numéricos Realizados.**

<b>PERÍODO ANALISADO</b>	<b>PARAMETRIZAÇÃO UTILIZADA NO EXPERIMENTO</b>	<b>SIMULAÇÃO</b>	<b>SAÍDA</b>
E2 – sem ZCAS 23 a 29/01/1999	Kuo-Anthes RAS	24-48-72 horas	6 em 6 horas
W3 – com ZCAS 22 a 28/02/1999	Kuo-Anthes RAS	24-48-72 horas	6 em 6 horas
E3 – sem ZCAS 09 a 20/02/1999	Kuo-Anthes RAS RAS_base RAS_Perfil	12 dias	3 em 3 horas
E2 – sem ZCAS 23 a 29 de janeiro	Kuo-Anthes RAS RAS_base RAS_Perfil	6 dias	3 em 3 horas
W3 com ZCAS 22 a 28 de fevereiro	Kuo-Anthes RAS RAS_base RAS_Perfil	6 dias	3 em 3 horas

Rocha (2001) observou que o modelo global com o esquema de parametrização Kuo-Anthes também apresenta o erro sistemático, resultando em precipitação inferior às observações no centro da Bacia Amazônica e alta precipitação no NE e Maranhão. Concluindo que esses erros de distribuição geográfica da precipitação, em parte, são devidos aos esquemas de

parametrização da convecção profunda empregados nos modelos, no caso o esquema Kuo-Anthes. Entretanto, é possível mudanças e ajustes no esquema de parametrização da convecção possam contribuir para melhoria do desempenho dos modelos no cálculo da precipitação convectiva.

As simulações com o MCG usando o esquema Kuo-Anthes, que é o utilizado operacionalmente no CPTEC, foram consideradas como simulações de controle. A parametrização Kuo-Anthes considera a presença de um único tipo de nuvem para cada ponto de grade do modelo e o mecanismo principal para disparar a convecção é a convergência de umidade ocorrida nos níveis próximos à superfície. Por outro lado, o RAS considera um conjunto de nuvens, e o cálculo das propriedades das nuvens é baseado na energia potencial disponível da coluna.

As análises foram feitas para os seguintes períodos: E2-período sem ZCAS; E3- período sem ZCAS e W3-período com ZCAS (Tabela 4.1). Este períodos foram escolhidos entres os seis regimes definidos por Rickenbach et al. (2001), pelas seguintes razões:

- a) Regime E2, no dia 26/01 ocorreu uma forte precipitação na região do experimento. No sítio Fazenda Nossa Senhora a precipitação foi de 66,5 mm em apenas 3 horas (Tota et al, 2001). O período E2 foi caracterizado por uma troposfera levemente seca, altamente eletrificada e as nuvens tiveram grande desenvolvimento vertical, chegando muitas vezes ao nível de 100 hPa. Essa atividade convectiva coincidiu com escoamento de leste nos baixos níveis e formada devido à passagem de uma linha de instabilidade sobre a região. Rutledge et al (2000) denominaram de “regime de quebra” este regime;
- b) Regime W3 uma forte precipitação ocorreu na região do experimento, no dia 25/02, chovendo cerca de 112,5 mm em Ouro Preto d’Oeste durante

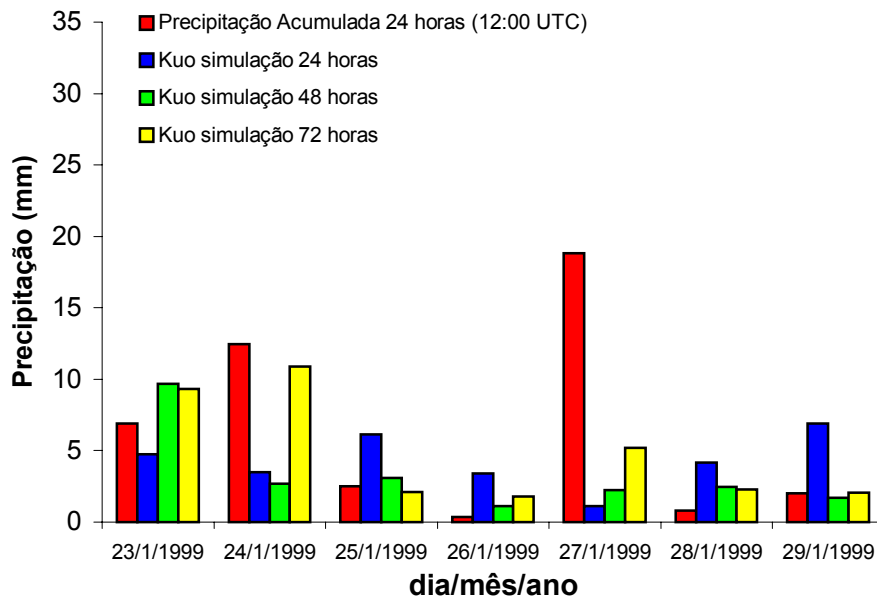
7 horas. A característica do período foi de escoamento de superfície de oeste e noroeste, com a troposfera relativamente úmida, com fraco desenvolvimento vertical, fraca eletrificação e presença de ZCAS no Brasil, descrito por Rutledge et al (2000) de “regime de monção”; e

- c) Regime E3, foi analisado principalmente porque nesse período todas as estações lançaram radiossondagens a intervalos de 3 em 3 horas sempre que possível, conforme mostra a Tabela 2.1.

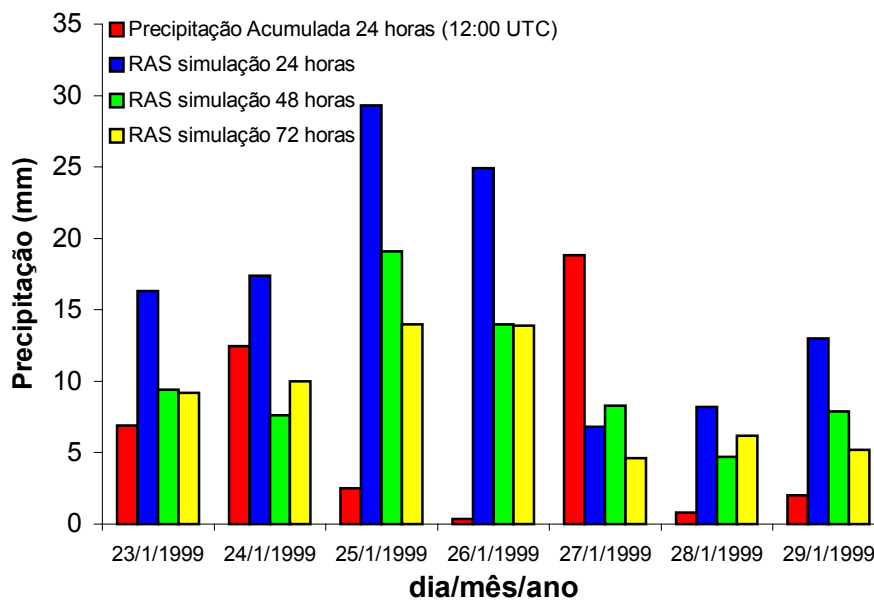
#### **4.1.- Simulação para 24, 48 e 72 horas - período E2.**

A variação da precipitação média observada na região acumulada em 24 horas (das 12:00 de um dia às 12:00 UTC do outro dia) e as simuladas pelo modelo com esquema Kuo-Anthes para o período E2 sem ZCAS (previsão para 24, 48 e 72 horas, antes de cada dia da precipitação observada) é apresentada na Figura 4.1 e a simulação com o esquema RAS na Figura 4.2. Os valores médios para a precipitação simulada foram obtidos como a média entre pontos de grade mais próximos possíveis da região do experimento, entre 61° e 63° W e 10° e 12° S. Observa-se que o esquema controle simula precipitação de pouca intensidade (< 7mm) para 24, e menor que 10 mm para 48 e 72 horas na região de Rondônia. A maior intensidade das precipitações acumuladas ocorridas durante o E2 não foi prevista pelo modelo nessas simulações, caso do dia 27. Quando são simuladas precipitações mais intensas, os eventos observados são de precipitações fracas.





**FIGURA 4.1-** Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feitas pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema Kuo-Anthes, para o período E2.

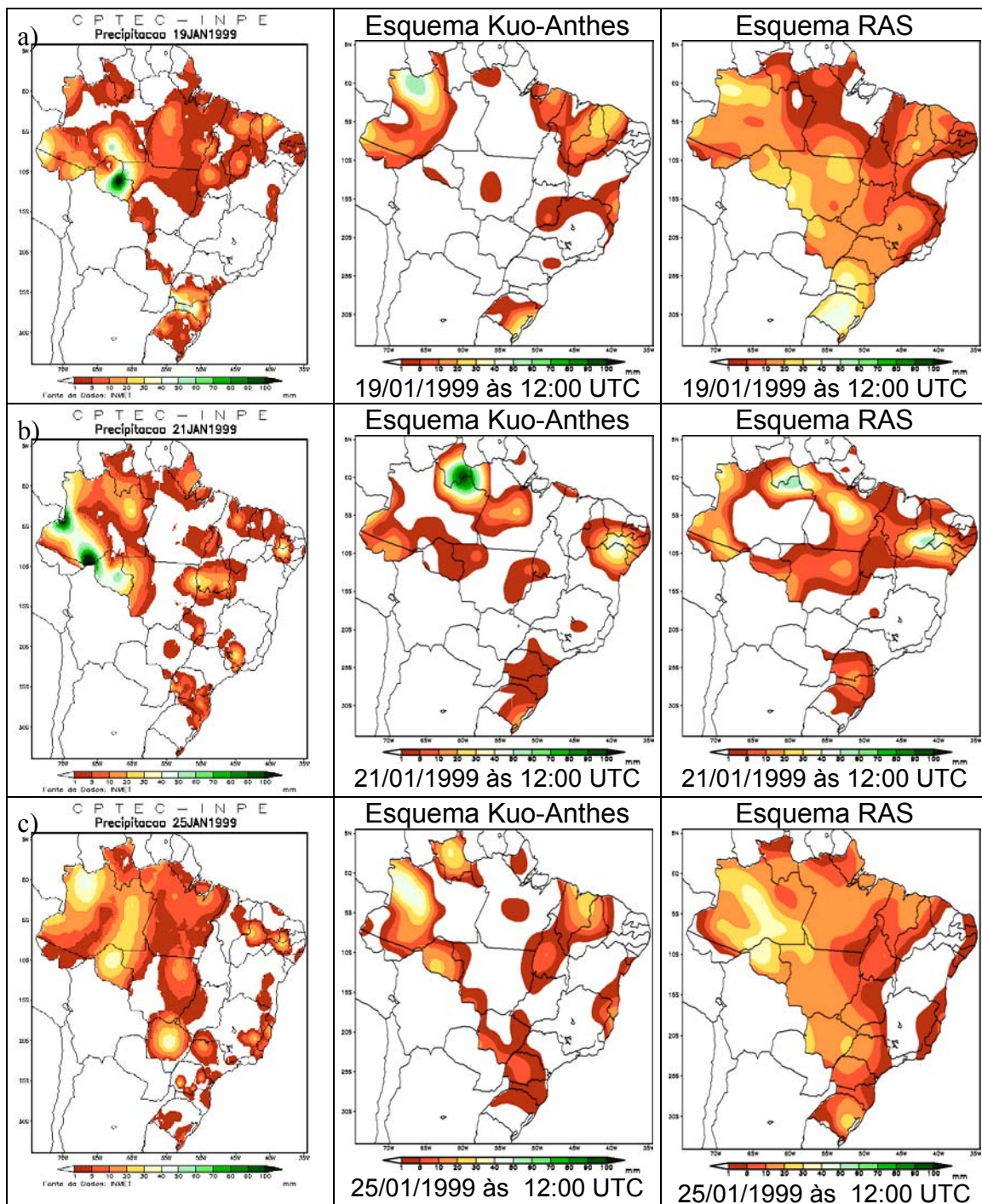


**FIGURA 4.2-** Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feitas pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS, para o período E2.

Utilizando o modelo com o esquema RAS, para o período E2 - sem ZCAS, observa-se os valores previstos de precipitação por este esquema são maiores do que os simulados pelo esquema controle para a região de Rondônia. Alguns casos de forte precipitação foram previstos para as simulações de 24, 48 e 72 horas (Figura 4.2), porém simula forte precipitação para o dia 26/01, quando a chuva foi fraca. Embora a previsão de chuva, para o dia 27/01 seja maior que do esquema Kuo-Anthes, a previsão da intensidade da precipitação ainda fica abaixo do observado, nas três simulações, de 24, 48 e 72 horas. É interessante ressaltar que a precipitação intensa observada, nesse período, ocorreu no dia 26/01, entre 16 e 19 HL. Por outro lado a precipitação plotada no gráfico é acumulada em 24 horas das 12:00 UTC de um dia às 12:00 UTC do outro dia.

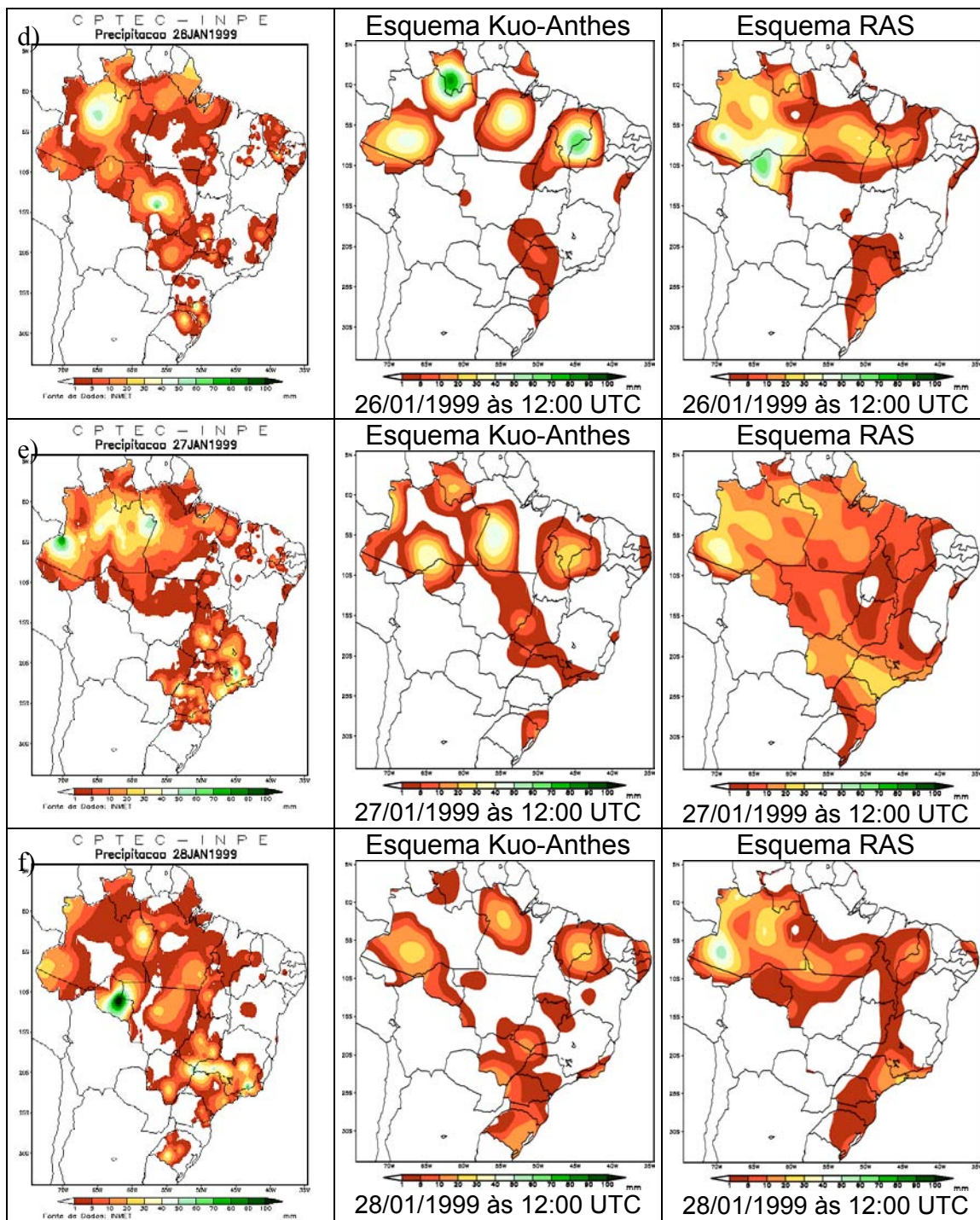
A Figura 4.3 mostra as saídas do modelo para previsão de 24 horas com esquema Kuo-Anthes e com o esquema RAS para os dias 19, 20, 25, 26, 27 e 28 de janeiro às 12:00 UTC e a precipitação observada em 24 horas no mesmo horário. Percebe-se que o modelo controle (com esquema Kuo-Anthes) coloca centros de máxima precipitação no NE brasileiro, secando o centro da Amazônia em dias de chuva nesta região. Características que podem ser observadas, por exemplo, no dia 19/01, quando o centro da Amazônia está seco e o NEB tem núcleos de precipitação. Outro dia interessante de observar é 26/01, o núcleo de precipitação máxima observado está a noroeste do estado do Amazonas, o modelo prevê um núcleo de máxima precipitação entre os Estados do Maranhão e Piauí, confirmando as constatações de Rocha (2001).

Analisando a Figura 4.3, percebe-se que o modelo com a parametrização RAS apesar de simular mais precipitação para a Amazônia, continua com o erro sistemático de simular as áreas de máxima precipitação no NE brasileiro, como no dia 21/01 com núcleo de máxima precipitação entre os Estados do Piauí, Pernambuco e Bahia, secando a região Amazônica, pois existe um núcleo de máxima precipitação, entre os estados do Amazonas e Rondônia.



**FIGURA 4.3**– Precipitação observada em 24 horas, previsão de 24 horas usando os esquemas Kuo-Anthes e RAS para 12:00 UTC, (a) dia 19/01; (b) dia 21/01 e (c) dia 25/01.

(continua)

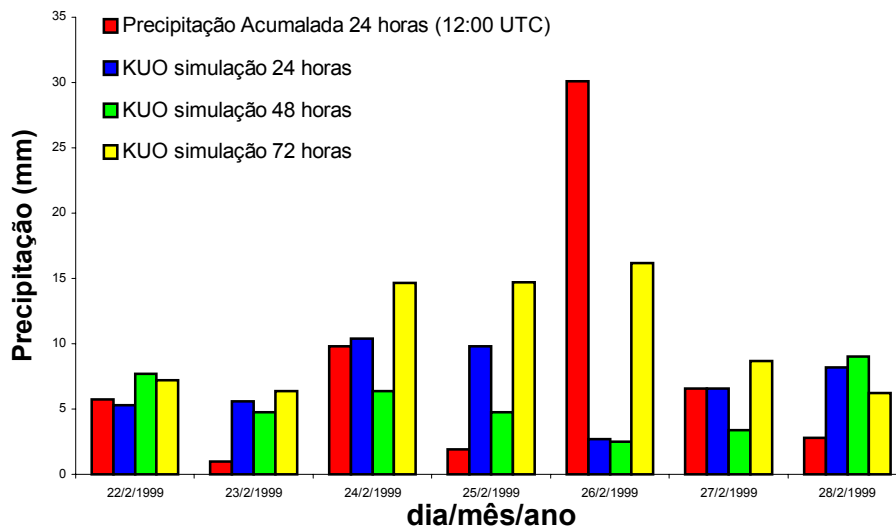


**FIGURA 4.3 (conclusão)**– (d) dia 26/01; (e) dia 27/01 e (f) dia 28/01.

A maioria das precipitações durante o E2-sem ZCAS ocorreu entre 14 e 18 HL (18:00 e 00:00 UTC), como descrito por Tota et al. (2001) e caracterizadas como quase puramente convectivas, indicando que a forçante termodinâmica foi mais importante que a forçante dinâmica. Essa situação gera nuvens de grande desenvolvimento vertical, com eletrificação, chuva de poucas horas, ocorrendo à tarde ou início da noite, como descrito por Rutledge et al. (2000). Isto pode explicar a falta de sensibilidade do modelo com o esquema Kuo-Anthes em prever as precipitações, pois o esquema usa a convergência de umidade para disparar a convecção, que depende da advecção da grande escala se apresentar mais forte. Por outro lado, o modelo com o esquema RAS se mostrou mais sensível para essa situação, pois considera a energia potencial disponível para convecção (CAPE) para calcular as propriedades da nuvem e disparar a convecção, isto é, a forçante termodinâmica deve ser ativa.

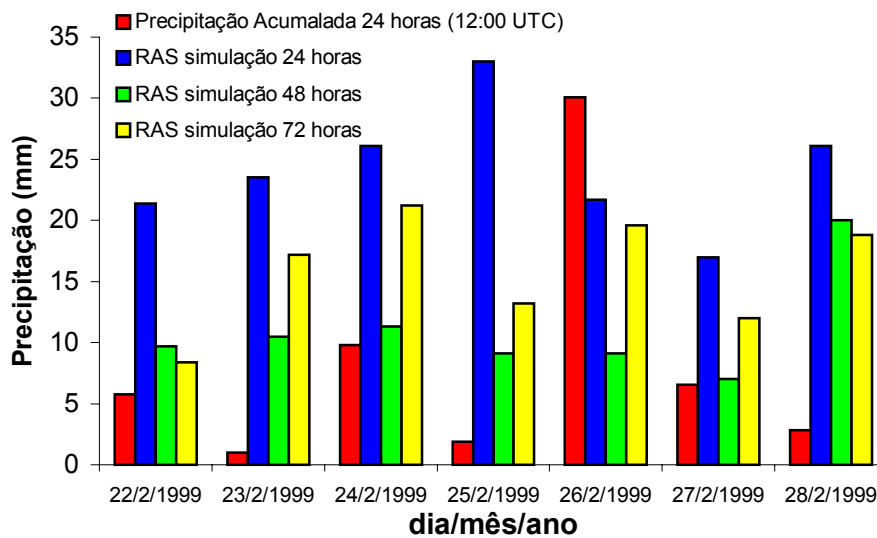
#### **4.2- SIMULAÇÃO PARA 24, 48 E 72 HORAS - PERÍODO W3.**

Para o período com ZCAS (W3), o modelo com esquema Kuo-Anthes faz melhor previsão para 24 horas que no período sem ZCAS (E2), os valores da intensidade são maiores, a maioria dos valores está entre 5 e 10 mm para 24 horas, entre 2 e 9 mm para 48 e entre 6 e 16 mm para 72 horas. Com isso, em alguns dias a simulação chega a ser correta na intensidade da chuva. Porém, o modelo não consegue simular a intensidade da forte precipitação que ocorreu no dia 26/02. Embora faça a previsão de chuva para o dia, simula cerca de 3 mm quando foi observado 30 mm (Figura 4.4).



**FIGURA 4.4-** Variação diária da precipitação observada, média das estações, e previsões feita pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas pelo Modelo usando o esquema Kuo-Anthes, período W3.

O modelo com esquema RAS faz simulação de maior quantidade de chuva para região do que com esquema Kuo-Anthes, tanto na previsão de 24 horas quanto na de 48 e 72 horas, da mesma maneira como ocorreu no período E2. Todavia, com os valores bem maiores da intensidade, situações de eventos com pouca precipitação (dia 23/02 e 25/02), a simulação chega a ser quase 20 vezes o valor observado para simulação de 24 horas. Coincidentemente a forte precipitação do dia 26/02 é simulada pelo modelo com o esquema RAS, para previsão de 24 horas. Para as simulações de 48 e 72 horas os valores são menores, tornando essas simulações melhores para eventos de menor intensidade (Figura 4.5). Novamente ressalta-se o fato da forte precipitação ter ocorrido no dia 25/02 entre 16 e 20 HL.



**FIGURA 4.5-** Variação diária da precipitação observada, média das estações, e previsões feita pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS, período W3.

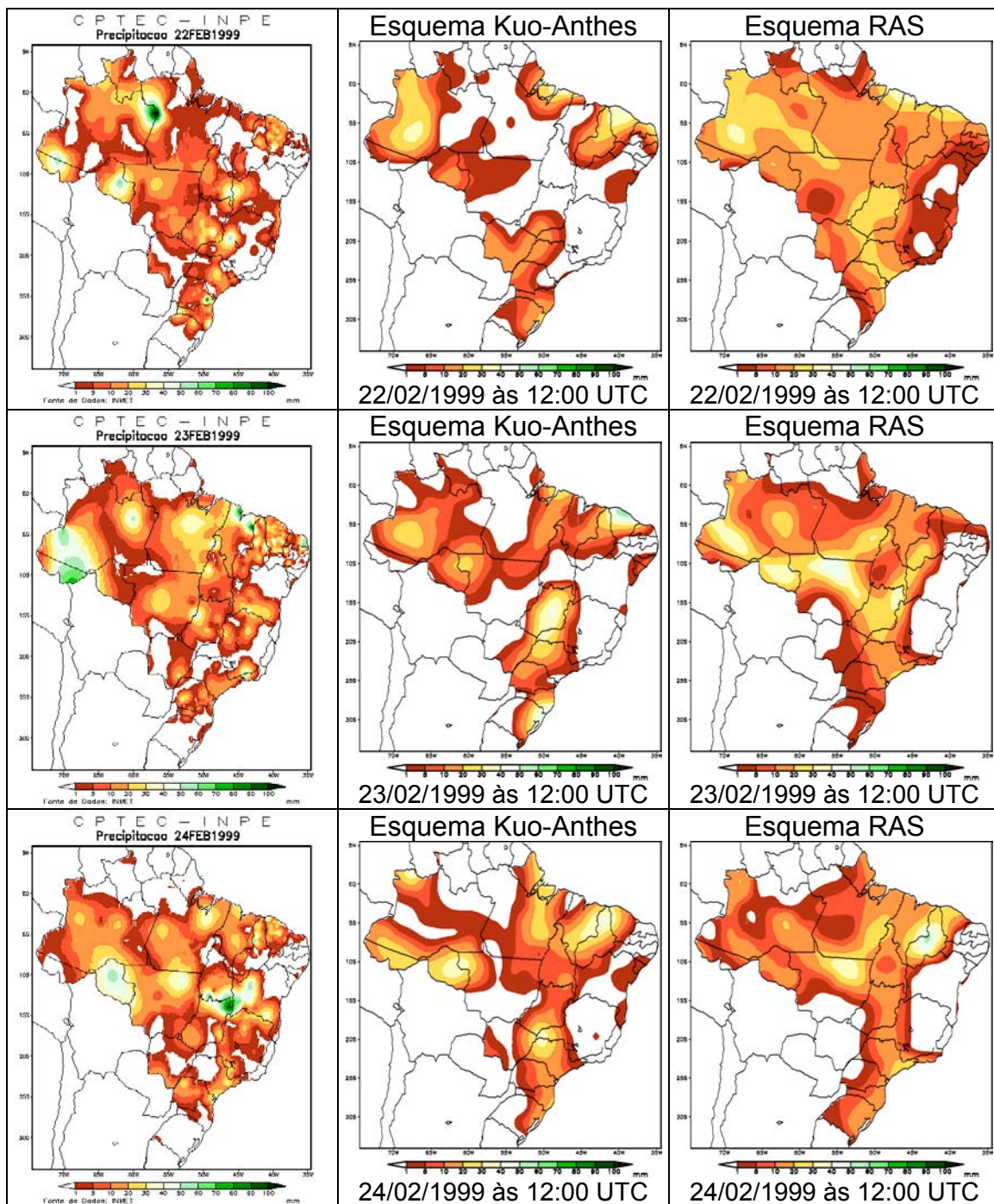
O erro sistemático entre secar a Amazônia e superestimar a precipitação (centros de máximas) para o NEB, como no período E2, continua neste período (W3), nas simulações feita pelo modelo com o esquema controle. Por exemplo, nos dias 22/02 e 25/02 todo o centro da Amazônia está seco, e existe um núcleos de forte precipitação no oeste do Pará e no Amazonas, o que pode ser verificado na Figura 4.6. A presença da ZCAS no Brasil influenciou as precipitações que ocorrem no norte do país, fazendo com que ocorresse eventos à noite e madrugada na região. Essa situação explicaria a simulação correta do modelo com o esquema Kuo-Anthes em prever os casos de precipitação, já que a advecção de umidade da grande escala acentua a convergência de umidade acelerando os processos de precipitação.

Com a simulação do modelo com o esquema RAS percebe-se uma melhora do desempenho da simulação de chuva na região Amazônica com este esquema, pois o centro da a Amazônia não está seco, contudo os núcleos fortes precipitação para o NEB continua, como o caso do dia 27 que apresenta um núcleo forte entre os Estados do Maranhão, Piauí e Norte da Bahia, porém a

precipitação observada nessa região foi leve (1-5 mm). Na simulação com o esquema Kuo-Anthes este núcleo de máxima precipitação se localiza entre os Estados do Maranhão e Piauí, e de mesma maneira a precipitação observada foi leve (Figura 4.6).

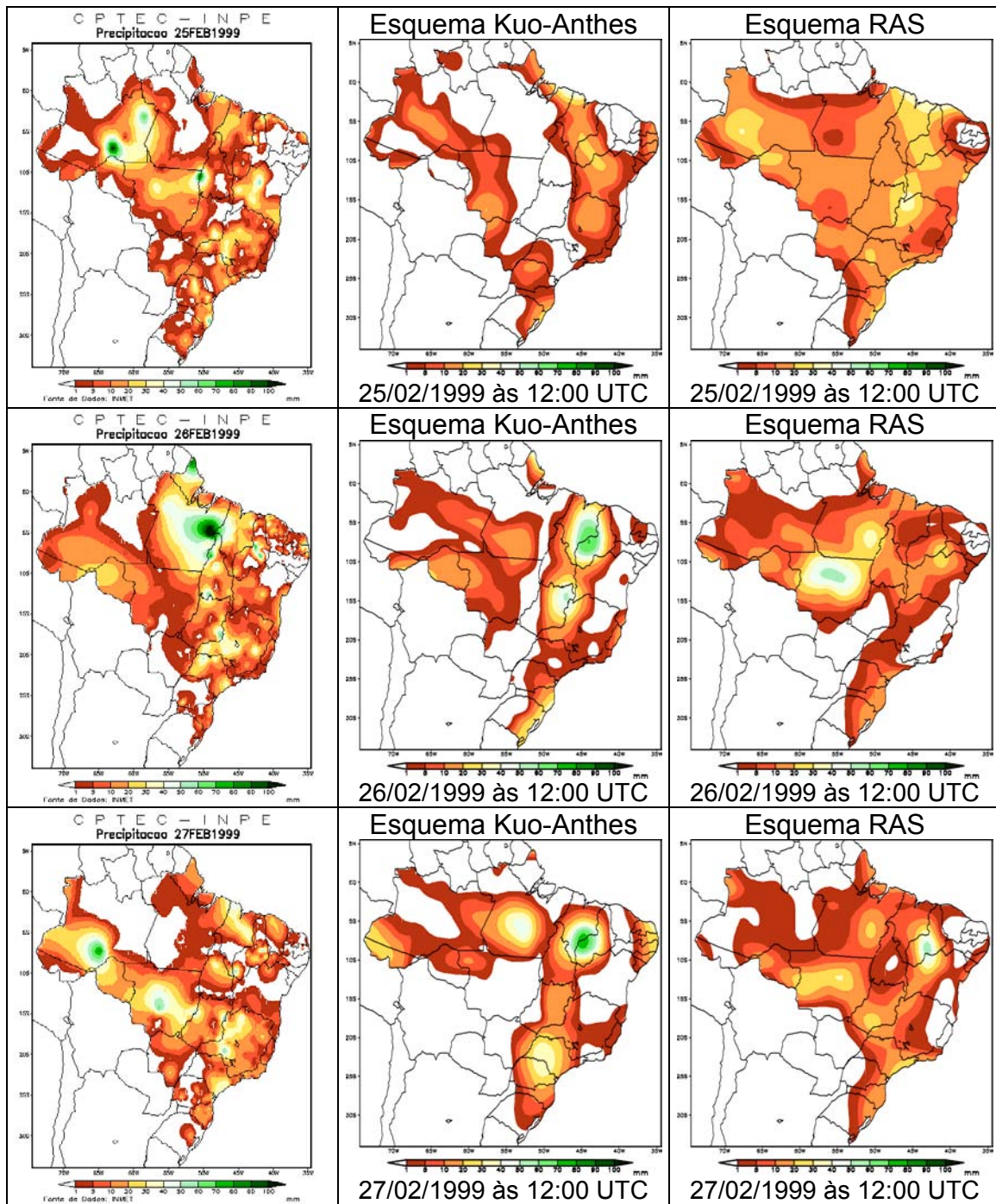
A explicação mais plausível para as diferenças entre a previsão feita pelo modelo usando o esquema Kuo-Anthes ou esquema RAS é relacionada à questão das forçantes termodinâmica e dinâmica. O RAS usa a CAPE para disparar a convecção, pois Arakawa e Schubert (1974) notaram que os processos energéticos que agem mais rapidamente em nuvens convectivas são a conversão da energia potencial disponível em energia cinética e a dissipação da energia cinética. A CAPE, por outro lado, é maior durante o dia e menor ou inexistente durante à noite. Ou seja, às nuvens tipicamente se desenvolvem e decaem em escala de tempo de algumas horas, e a previsão dos maiores valores de precipitação deve ser para horários da tarde e início da noite, onde a CAPE é sempre maior. Contudo, apesar da forçante termodinâmica se apresentar mais significativa, pois a CAPE nesse período foi em média de 1600 J/kg, fica evidente que a forçante dinâmica está atuando devido à presença da ZCAS, gerando nuvens de pouco desenvolvimento vertical, mas com chuvas abundantes, pois o desenvolvimento começa convectivo pelo aquecimento diabático e gradualmente se torna estratiforme. A chuva dura mais tempo e pode se formar a qualquer hora do dia, podendo inclusive ocorrer em horários de pouco aquecimento diabático. Essa situação foi observada durante o W3, e a forte precipitação do dia 25/02 teve duração de aproximadamente 7 horas com ocorrência de 112,5 mm em Ouro Preto d'Oeste (Tota et al, 2001).





**FIGURA 4.6**– Precipitação observada em 24 horas, previsão para 24 horas usando os esquemas Kuo-Anthes e RAS para 12:00 UTC, (a) dia 22/02; (b) dia 23/02 e (c) dia 24/02.

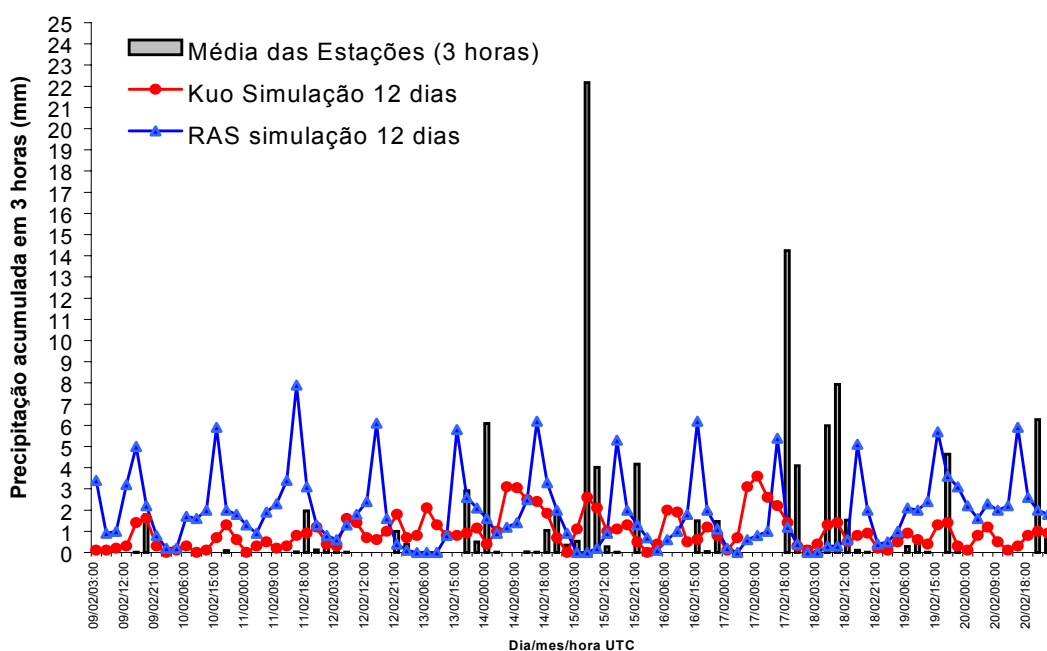
(continua)



**FIGURA 4.6 (conclusão)** – (d) dia 25/02; (e) dia 26/02 e (f) dia 27/02.

### 4.3 - Simulação para o Período E3

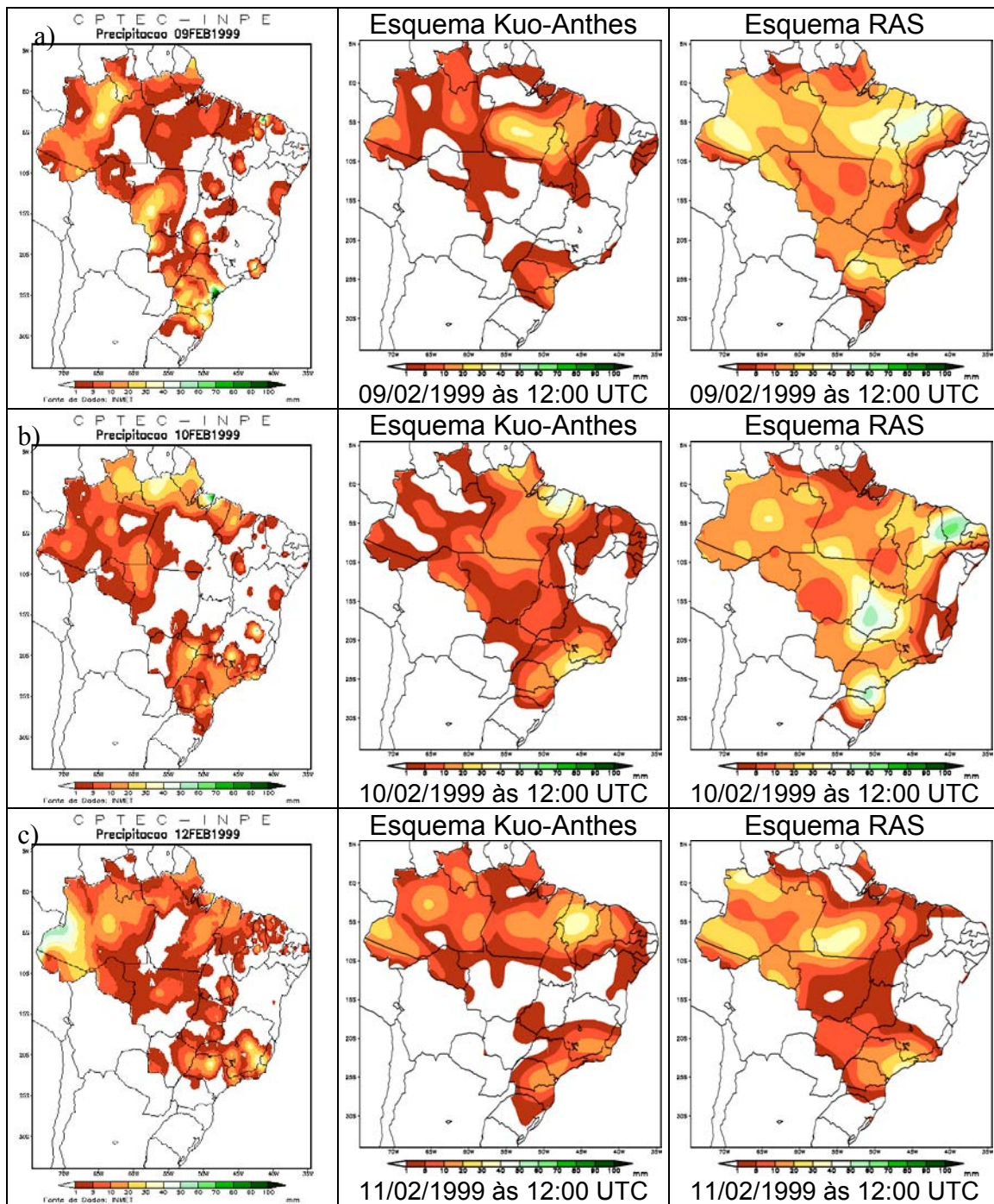
Esta simulação foi feita para o período de 09 a 20 de fevereiro de 1999, justamente quando todas as estações lançaram radiossondas a cada 3 horas sempre que possível. A simulação foi estendida para o período todo com saída a cada 3 horas. Novamente o esquema Kuo-Anthes se apresenta pouco sensível a situação sem ZCAS, como no regime E2. Também simula pouca precipitação na região para o período (Figura 4.7), não conseguindo simular os maiores valores ocorridos, pois o maior valor simulado é menor que 4 mm para o dia e horário de maior precipitação ocorrida (15/02 às 06:00).



**FIGURA 4.7-** Variação temporal da precipitação observada média das estações, e previsões feita pelo Modelo usando o esquema Kuo-Anthes e esquema RAS, saída a cada 3 horas, para o período E3.

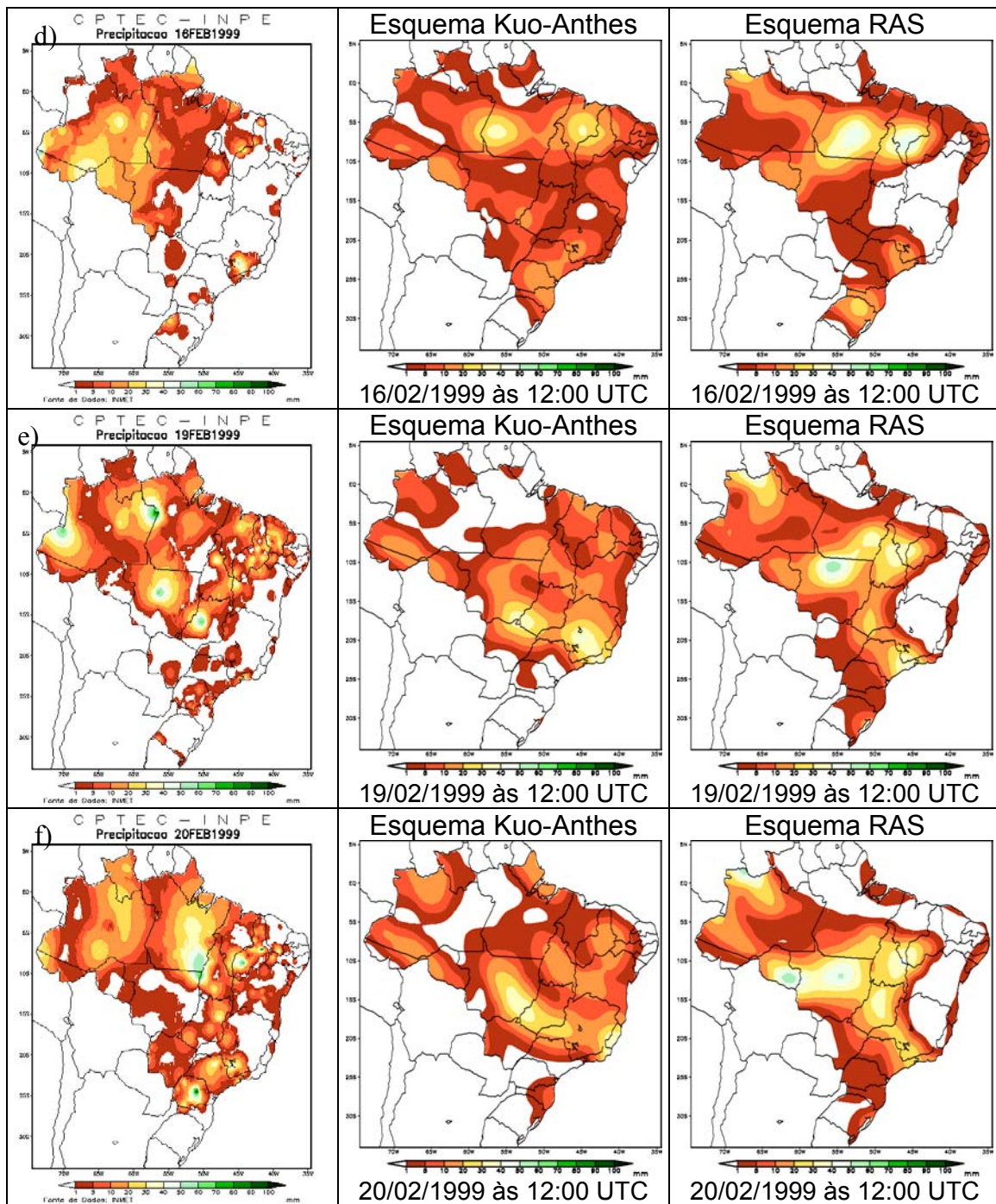
A simulação do modelo com o esquema RAS da precipitação apresenta valores bem maiores que os simulados com esquema Kuo-Anthes. Desta maneira alguns casos de precipitação são simulados. Porém, para o dia 15/02, o modelo falha pois ocorreu chuva intensa e não existe previsão de precipitação para região (Figura 4.7).

Fazendo a análise comparativa entre a precipitação observada no norte e nordeste do Brasil, e a simulada pelo modelo com os dois esquemas, percebe-se que o erro sistemático em secar o centro da Amazônia e superestima a precipitação para o NEB continua a existir, no Apêndice A são mostradas as observações das precipitações e as simulações com os esquemas Kuo-Anthes e Ras para todo o período (09/02 a 20/02). Pode ser verificada a situação no dia 19/02, quando o centro da Amazônia não tem previsão de chuva na simulação com esquema Kuo-Anthes e com um pouco mais de chuva com o esquema RAS, porém, houve ocorrência de chuva nesse dia, com núcleos fortes entre os estados do Pará e Amazonas e no noroeste do Amazonas. Com relação a simular núcleos de forte precipitação para o NEB, a ocorrência pode ser observado no estado do Maranhão, para o dia 11/02 (esquema Kuo-Anthes), e no dia 19/02 com o esquema RAS (Figura 4.8). As observações mostram que, nestes dias, os eventos no estado foram de pouca ou nenhuma precipitação.



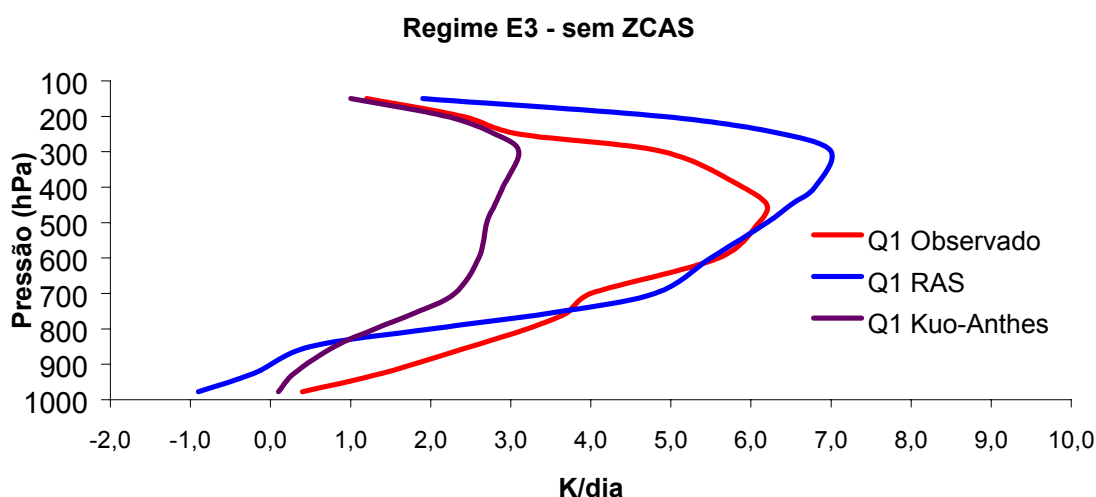
**FIGURA 4.8**– Precipitação observada em 24 horas, previsão de 24 horas usando os esquemas Kuo-Anthes e esquema RAS para 12:00 UTC, (a) dia 09/02; (b) dia 10/02 e (c) dia 11/02.

(continua)



**FIGURA 4.8 (conclusão)** – (d) dia 16/02; (e) dia 19/02 e (f) dia 20/02.

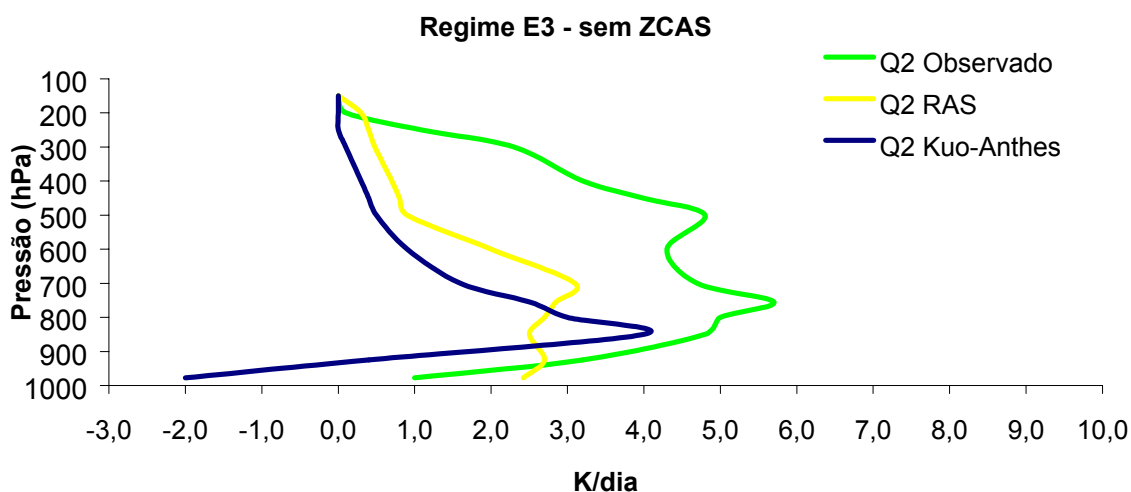
Para o período E3, é possível comparar os perfis médio de Q1 e Q2 observado na região do experimento e os calculados pelo modelo com esquema RAS e com esquema Kuo-Anthes (previsão de 24 horas). O aquecimento (Q1) calculado pelo esquema RAS é bem semelhante ao observado, exceto na localização do máximo (Figura 4.9). O perfil de Q1 observado tem máximo próximo a 500 hPa, enquanto que, no perfil obtido pelo modelo com o esquema RAS este máximo situa-se em torno de 300 hPa. Já Q1 calculado pelo modelo com esquema Kuo-Anthes este máximo não está bem definido, ficando entre 300 e 700 hpa e o perfil é mais frio em quase 50% em relação ao observado.



**FIGURA 4.9** – Perfil vertical médio das observações de radiossondagens das quatro estações de Q1 e o simulado pelo modelo com os esquemas RAS e Kuo-Anthes para previsão de 24 horas, durante o período E3 (09 a 20 de fevereiro de 1999).

O Q2 observado apresenta mais secagem que o calculado pelo modelo com os esquemas Kuo-Anthes e RAS, com o principal máximo em aproximadamente 750 hPa e um segundo máximo próximo a 500 hPa (figura 4.10). O Q2 calculado pelo modelo tem apenas um máximo, situado próximo a 600 hPa

com o esquema RAS e próximo de 850 hPa com esquema Kuo-Anthes. A secagem nos níveis baixos, simulada pelo modelo com o esquema RAS provavelmente são causados pela não inclusão das correntes convectivas descendentes.



**FIGURA 4.10** – Perfil vertical médio das observações de radiossondagens das quatro estações de Q2 e o simulado pelo modelo com os esquemas RAS e Kuo-Anthes para previsão de 24 horas, durante o período E3 (09 a 20 de fevereiro de 1999).

As diferenças entre os perfis de Q1 e Q2 observados e os calculados pelo modelo com os esquemas Kuo-Anthes e RAS não podem ser conclusivas por tratar-se de um período curto, requerendo mais estudos sobre estas diferenças produzidas pelo modelo com os esquemas

#### **4.4- Simulação com a Parametrização RAS Ajustada para o Modelo MCG.**

Considerando os resultados obtidos nos experimentos para E2, W3 e E3, foram verificados quais os mecanismos do esquema RAS se mostraram mais

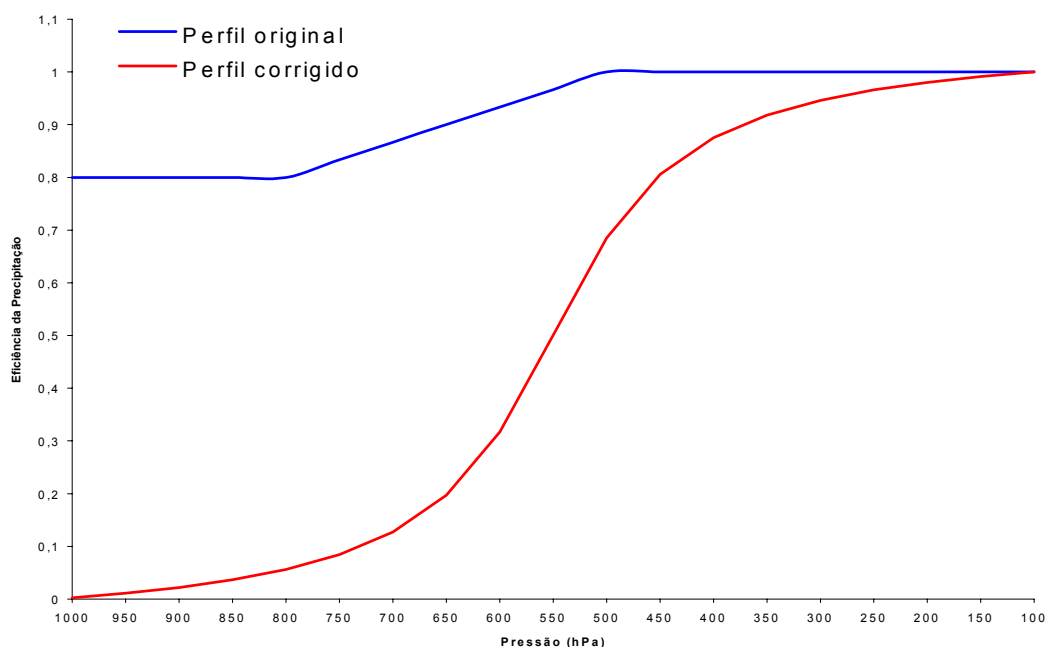


relevantes para os cálculos da precipitação. Embora a convecção cúmulos ocorra em uma escala de grade menor que as típicas resoluções espaciais utilizadas em modelos globais de previsão de tempo, isto é, em escalas de sub-grade, a circulação de grande escala pode depender fortemente dos efeitos coletivos da convecção cúmulos. Convecção cúmulos muito forte afeta a profundidade inteira da troposfera e serve para unir a camada limite com o resto da atmosfera. Já o estado termodinâmico e dinâmico da circulação de grande escala é vital para o crescimento, desenvolvimento e manutenção dessa convecção. Dessa maneira, a modelagem da convecção para escala sub-grade do modelo se torna importante para entender como as nuvens convectivas afetam coletivamente a estrutura cinética e termodinâmica da atmosfera e como elas respondem quando são afetadas pela circulação da escala maior. Uma parametrização adequada da convecção profunda é de importância primária para os modelos de previsão numérica do tempo nos trópicos, de forma a descrever essa interação.

Procurando-se melhorar o desempenho dos cálculos, os seguintes ajustes no esquema RAS foram efetuados: (a) mudança na base e topo das nuvens e (b) inclusão de um novo perfil vertical da eficiência da nuvem, considerando a mudança (a).

O esquema RAS implementado no MCG CPTEC considera uma única base e um único topo de nuvem para todas as nuvens do modelo. Além disso, a eficiência das nuvens baixas tem o valor percentual alto (0,8). Esses fatos foram considerados como possíveis responsáveis por disparar a convecção mais cedo do que o observado na Amazônia (15:00 UTC ao invés de a partir das 18:00 UTC) e aparecimento dos núcleos de máximo na região do NEB. Se todas as nuvens têm a mesma base e topo, nuvens rasas terão possibilidades de ocorrência de precipitação. Com a eficiência alta, nuvens convectivas de bom tempo, como as que ocorrem no NEB, terão grande quantidade de água precipitável, podendo resultar em forte precipitação, ou seja, precipitação de

nuvens baixas ainda na parte da manhã (12:00 UTC) sobre a Amazônia e muita chuva no NEB. Dessa maneira, o esquema RAS foi ajustado para variar a base e topo da nuvem segundo as coordenadas sigma, daqui por diante denominado RAS\_base. A mudança na eficiência da nuvem, que é definida como a razão entre a água precipitável e a água condensada nas correntes ascendentes como função de  $C_0$  (coeficiente de auto conversão), foi corrigida com um novo perfil baseado em Silva Dias (1977), mostrado na Figura 4.11, chamado de RAS\_perfil.



**FIGURA 4.11** – Eficiência da precipitação como função do tipo de nuvem

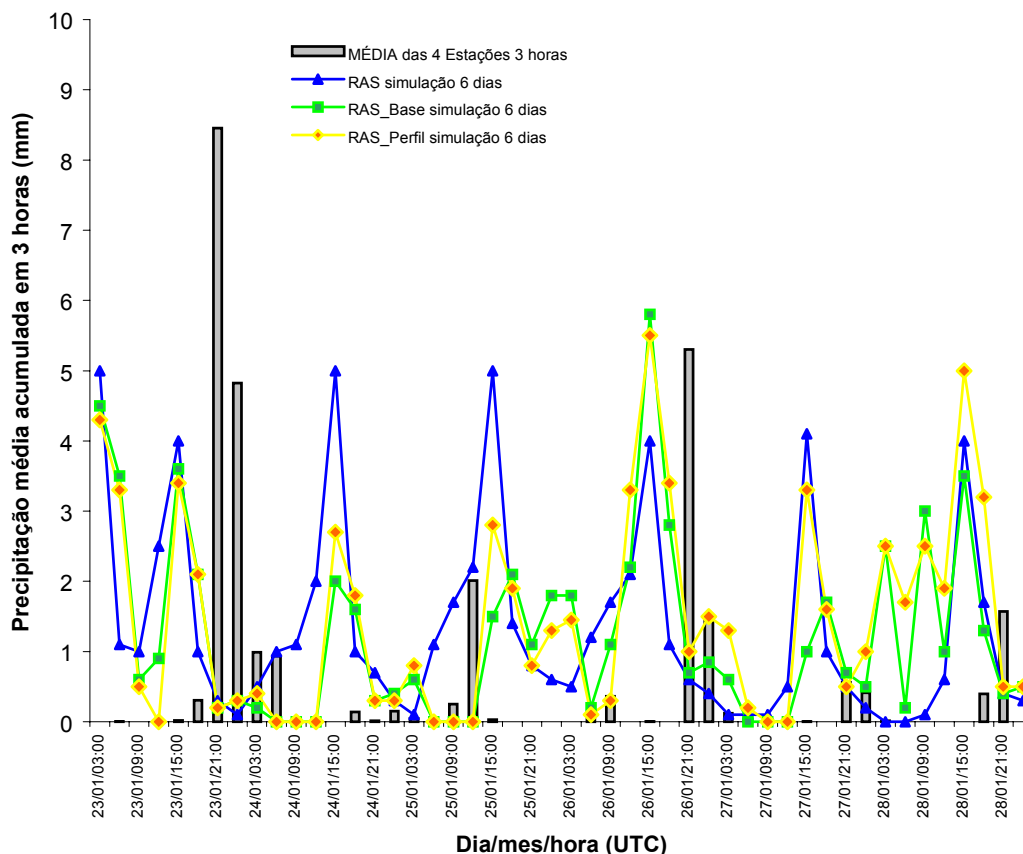
#### 4.4.1 - Simulação para o Período E2- Sem ZCAS.

A Figura 4.12 mostra a variação temporal da simulação com a parametrização ajustada, para o período E2. No primeiro caso, mudando a base e topo da nuvem, RAS\_base, ocorreu diminuição da quantidade de precipitação prevista para região, apresentando uma pequena melhoria na simulação dos horários de ocorrência de precipitação. Quando é adicionada a mudança do perfil, RAS\_perfil, a eficiência do modelo melhora pouco, pois a diferença entre RAS\_base e RAS\_perfil é pequena, aparecendo somente a partir do dia 25/01, já que nos dois primeiros dias as curvas se apresentam muito próximas. O ciclo diurno da precipitação não é bem simulado pelo modelo e a maior quantidade de precipitação sempre é prevista para ocorrer no horário das 15:00 UTC (11:00 HL), com quase 3 horas de antecedência em relação ao horário de ocorrência observada da precipitação. Isso caracteriza erro sistemático na simulação, pois o período foi assinalado com fortes precipitações no horário da tarde e início da noite, entre 14:00 e 20:00 HL (18:00 e 00:00 UTC).

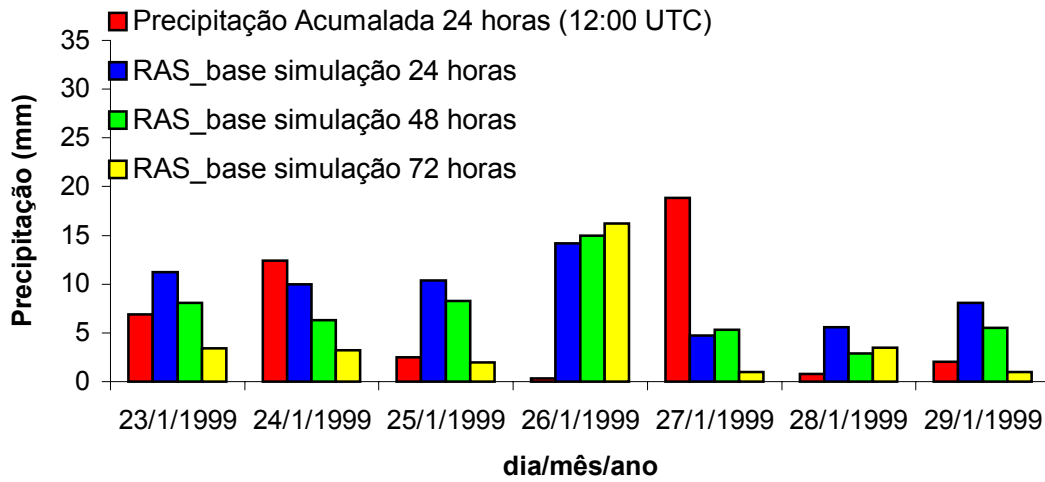
A Figura 4.13 apresenta a variação da precipitação média observada na região acumulada em 24 horas (das 12:00 de um dia às 12:00 UTC do outro dia) e as simuladas pelo modelo com esquema RAS-base para o período E2 sem ZCAS (previsão para 24, 48 e 72 horas, antes de cada dia da precipitação observada) e com a simulação com o esquema RAS\_perfil na Figura 4.14. Percebe-se que nesta simulações houve uma redução dos valores da precipitação, mostrando uma melhoria significativa na simulação da precipitação para 24, 48 e 72 horas em relação as simulações do modelo com o esquema RAS original.

Quando é verificado o desempenho do modelo com os esquemas RAS\_base e RAS\_perfil para a região Amazônica e NEB é observada uma melhoria. A Amazônia tem simulação de núcleos de precipitação mais fortes para a região, não ocorrendo casos do centro da Amazônia ficar seco. Os núcleos de precipitação forte não foram deslocados, porém a previsão de chuvas na região

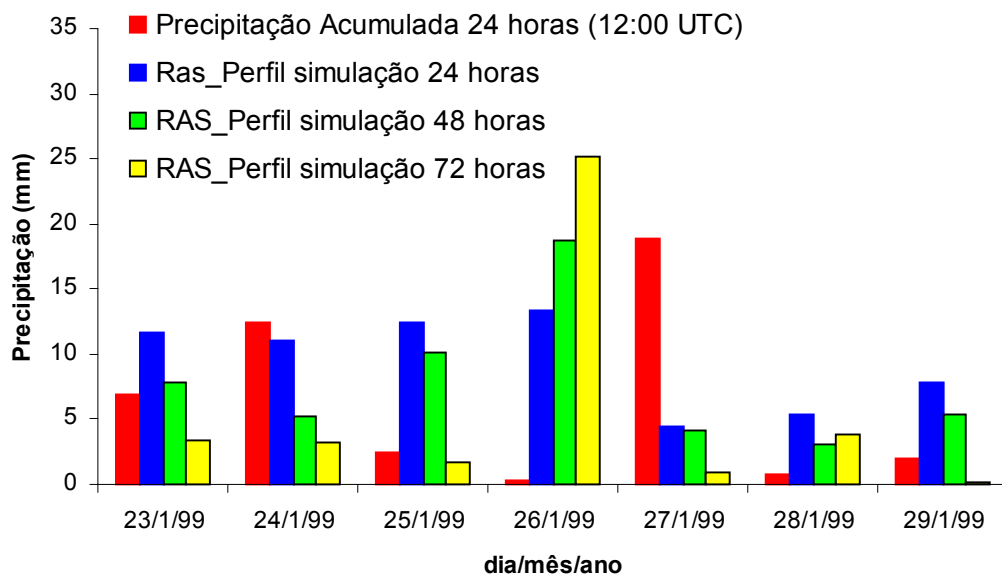
entre os estados do Maranhão e Piauí continua (quando não ocorreu) mas em menor intensidade que as das simulações controle e com esquema RAS original (Figura 4.15).



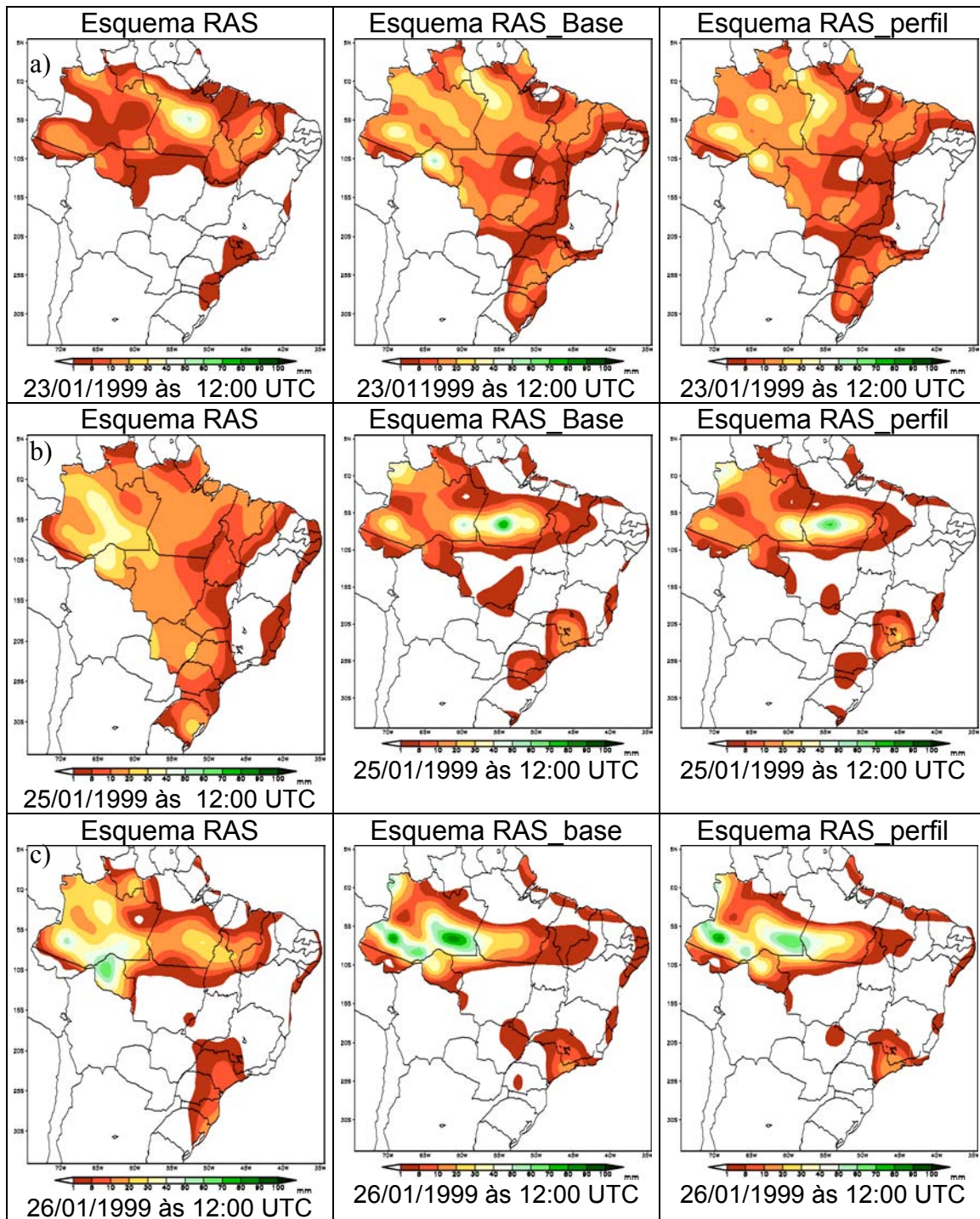
**FIGURA 4.12-** Variação temporal da precipitação observada média das estações de observação do experimentos, e previsão para 156 horas a partir de 23/01 as 00:00 UTC feita pelo modelo usando o esquema RAS\_base e RAS\_perfil, saída a cada 3 horas, para o período E2-sem ZCAS.



**FIGURA 4.13-** Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feitas pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS\_base, para o período E2.

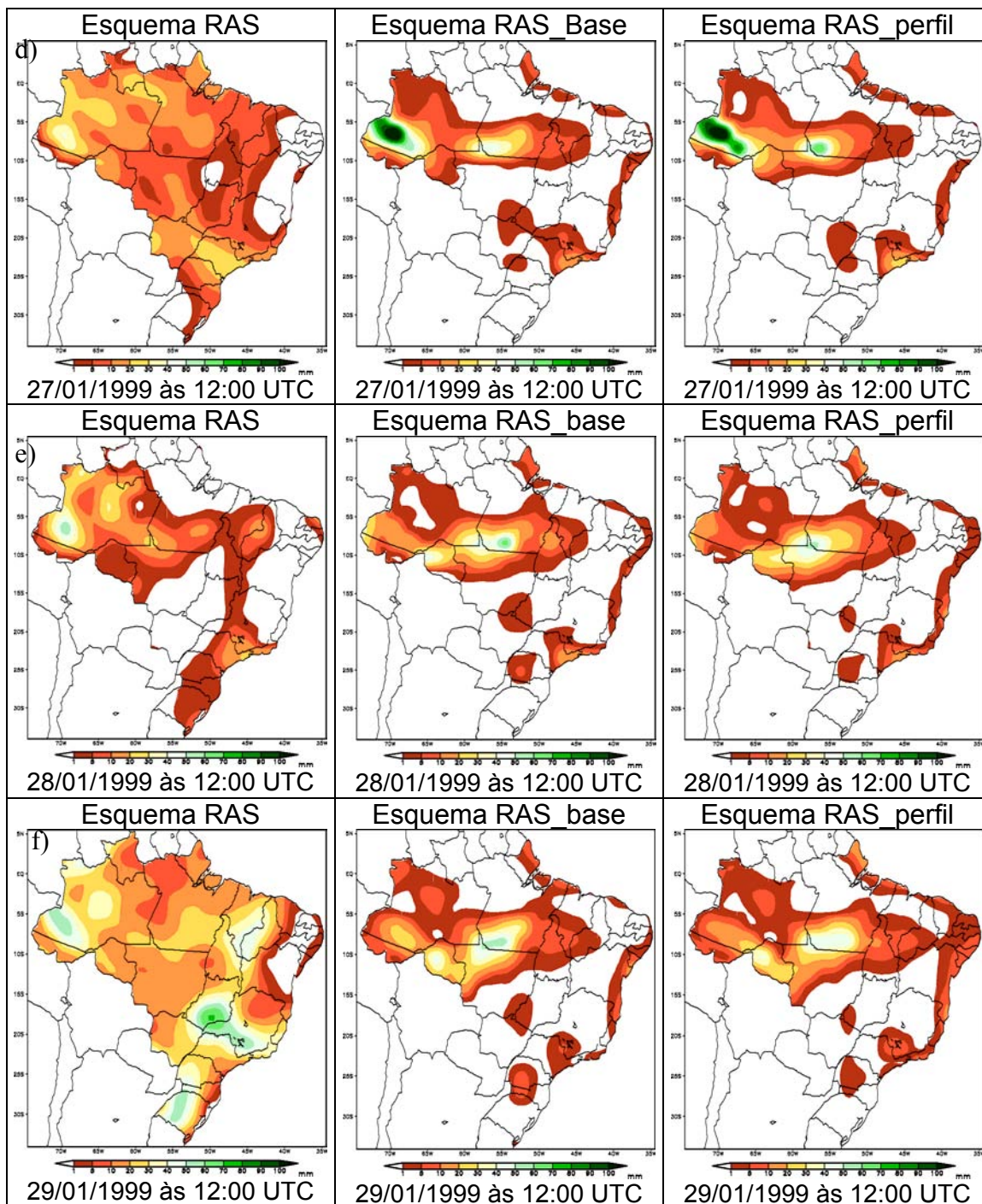


**FIGURA 4.14-** Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feitas pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS\_perfil, para o período E2.



**FIGURA 4.15**– Simulação da precipitação com MCG T062L28, usando os esquemas RAS, RAS\_base e RAS\_perfil para 12:00 UTC, (a) dia 23/01; (b) dia 25/01 e (c) dia 26/01.

(continua)

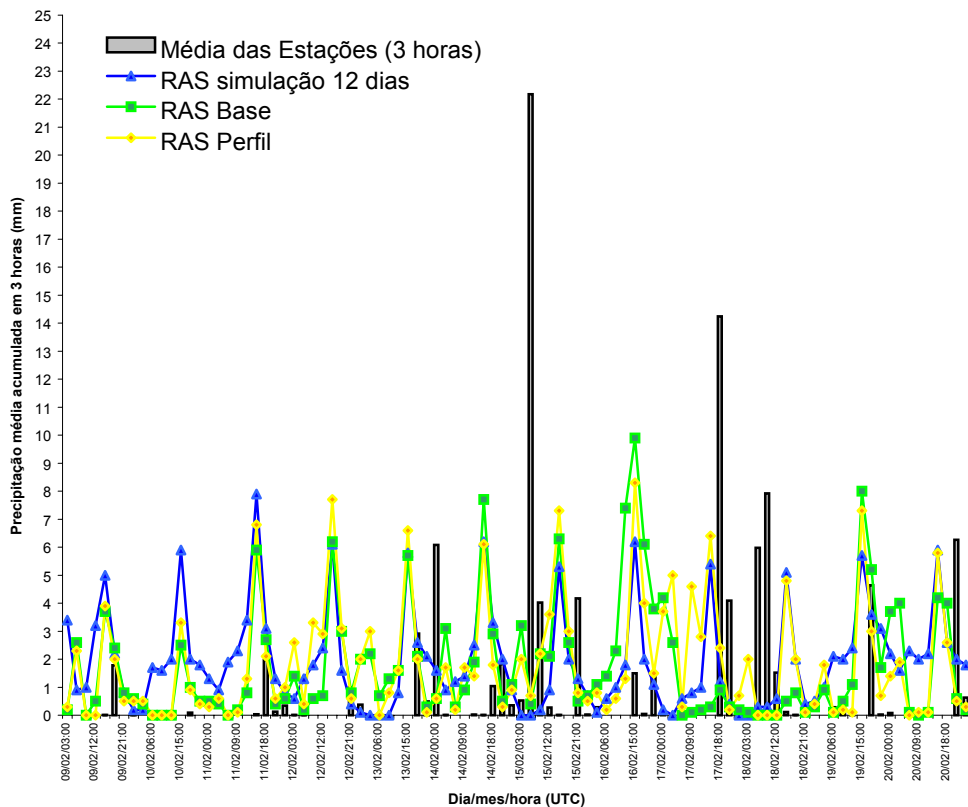


**FIGURA 4.15 (conclusão)**– (d) dia 27/01; (e) dia 28/01 e (f) dia 29/01.

#### **4.4.2 - Simulação para o período E3 – sem ZCAS.**

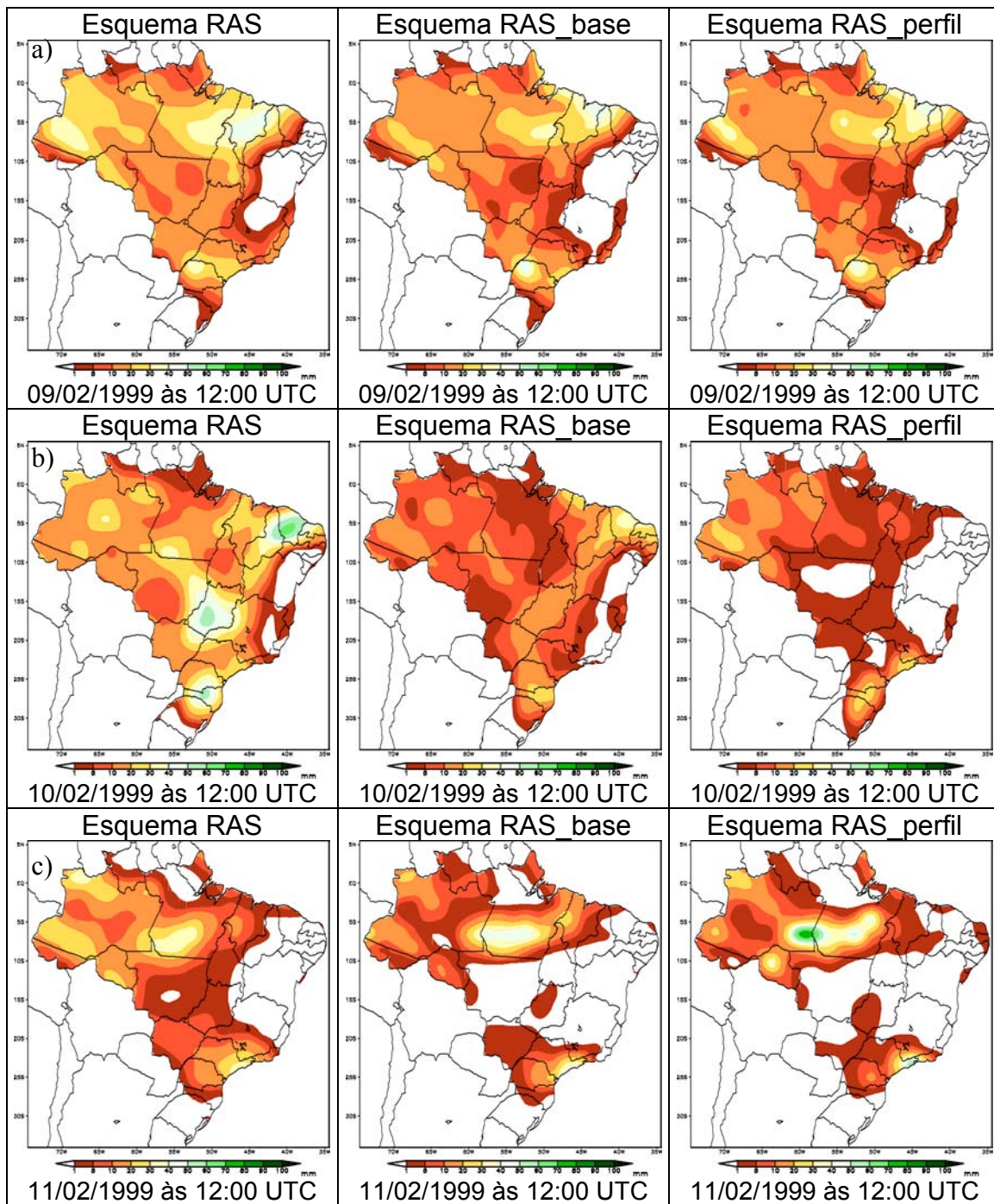
Para o período E3, o RAS\_base apresenta resultados muito semelhantes aos resultados para o período E2: ocorre diminuição da quantidade de precipitação prevista para a região, na maioria do período, apresentando melhoria na simulação dos horários de ocorrência de precipitação, incluindo os episódios de chuva intensa do dia 15/02, Figura 4.16. No RAS\_perfil a eficiência do modelo melhora bastante, pois a quantidade de precipitação aumenta em relação ao RAS\_base, mas continua menor que a simulação com esquema RAS original. Nesses casos, houve simulação de ocorrência de precipitação para a maioria das precipitações observadas, incluindo a forte precipitação do dia 15/02 (Figura 4.16). Porém, semelhante ao período E2, o ciclo diurno da precipitação não é bem simulado, mantendo o início da chuva convectiva irrealisticamente muito cedo, às 15:00 UTC (11:00 HL), esse erro sistemático pode ser melhor observado nos Apêndices B, onde são apresentadas todas as saídas (a cada 3 horas) da simulação com o RAS\_base e RAS\_perfil para o período E3. Esse período também foi caracterizado por fortes precipitações no horário da tarde e início da noite, entre 14:00 e 20:00 HL (18:00 e 00:00 UTC).





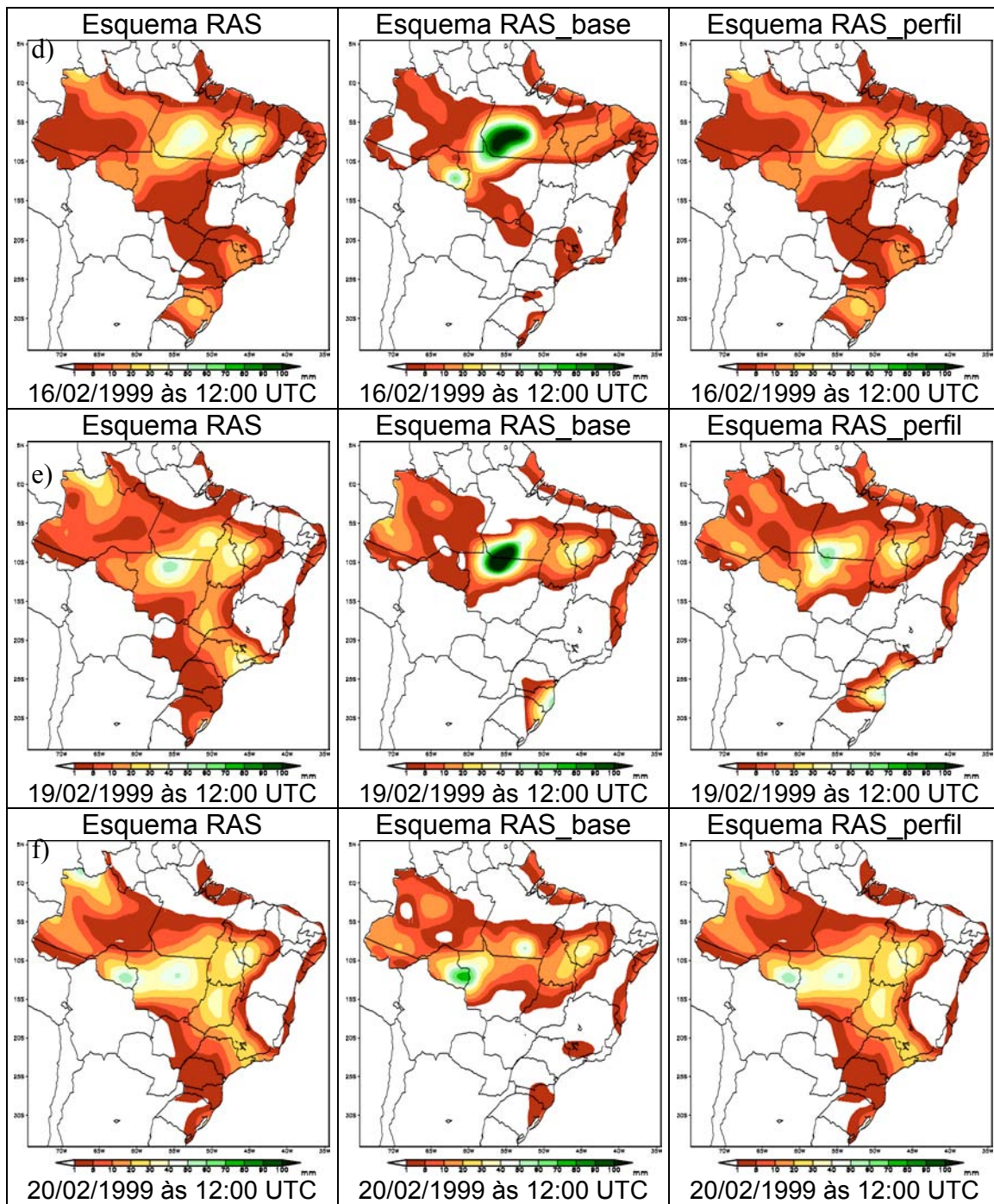
**FIGURA 4.16-** Variação temporal da precipitação observada média das estações, e previsão para 276 horas a partir de 09/02 às 00:00 UTC feita pelo modelo com esquema RAS\_base e RAS\_perfil, saída a cada 3 horas, para o período E3.

Analisando a Figura 4.17, percebe-se que em comparação ao RAS original existe correção razoável do erro sistemático nas simulações da precipitação pelo modelo com o esquema RAS ajustado (RAS\_base e RAS\_perfil). Os fortes núcleos de precipitação não são tão bem simulados para região Amazônica. Mas para o NEB verifica-se uma melhoria, pois a simulação é de chuva leve não aparecendo os núcleos de máxima precipitação na região. O Apêndice B2 mostra a precipitação observada e a simulação com o esquema RAS\_base e RAS\_perfil para todo o período E3.



**FIGURA 4.17**– Simulação da precipitação com o MCG T062L28 usando os esquemas RAS\_base e RAS\_perfil para 12:00 UTC, (a) dia 09/02; (b) dia 10/02 e (c) dia 11/02.

(continua)



**FIGURA 4.17 (conclusão)**– (d) dia 16/02; (e) dia 19/02 e (f) dia 20/02.

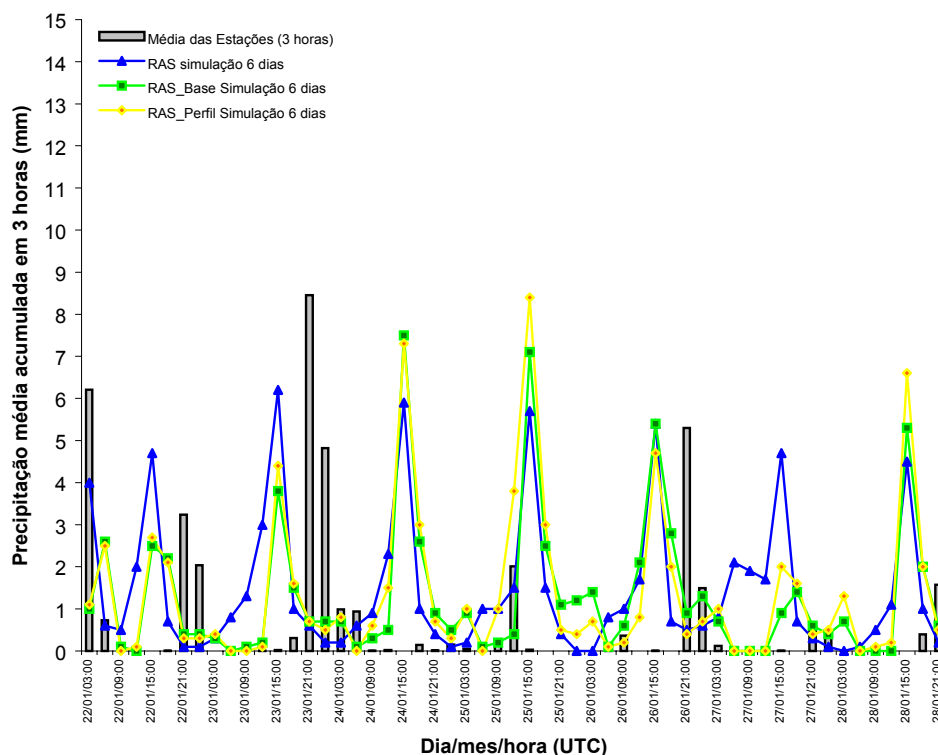
#### **4.4.3 - Simulação para o Período W3-com ZCAS.**

Na análise do período W3, a simulação da quantidade de precipitação é maior em quase todos os horários do período com relação ao RAS original (Figura 4.18). O RAS\_perfil se apresenta com maior magnitude de precipitação que o RAS\_base em alguns horários, porém a diferença entre os dois perfis é pequena. Desde que ocorreu precipitação à noite e na madrugada devido ao regime de oeste com a presença de ZCAS, o modelo ajustado simula alguns eventos de precipitação, porém a magnitude está subestimada, na maioria dos casos. A característica do erro sistemático, em colocar os maiores valores de chuva às 15:00 UTC continua. Persiste também o problema de não representar adequadamente o ciclo diurno de precipitação, pois as maiores precipitações são observadas no final da tarde entre 18:00 e 00:00 UTC (14 e 20 HL).

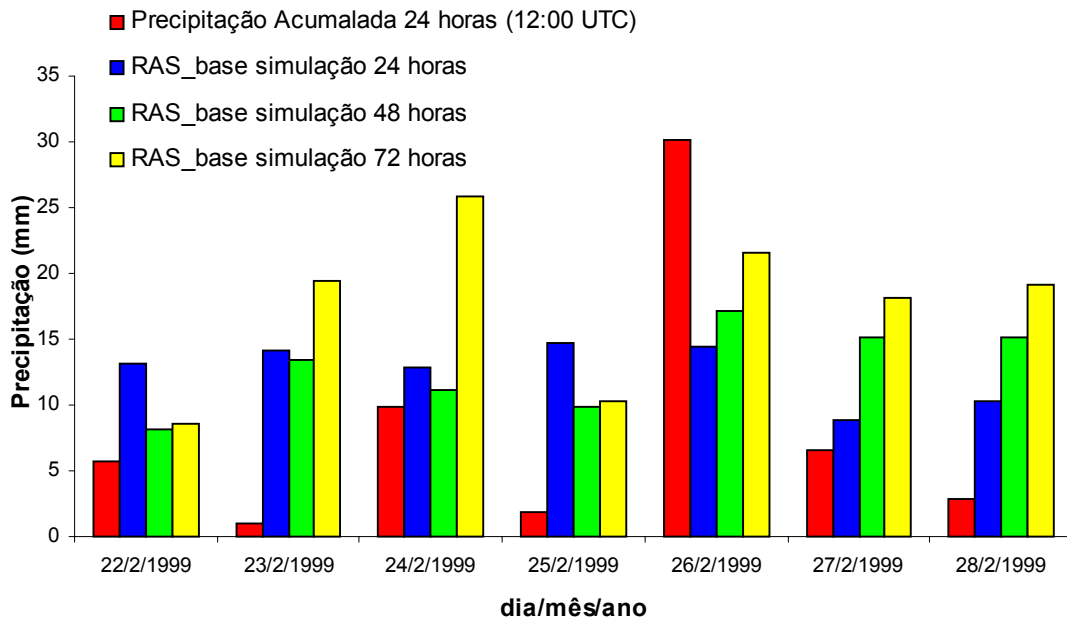
Para o período de regime W3 com ZCAS, as simulações para 24, 48 e 72 horas do modelo com os esquemas RAS\_base e RAS\_perfil, são apresentados nas Figuras 4.19 e 4.20, respectivamente. Da mesma maneira que no período E2 sem ZCAS, também apresenta uma clara melhoria na previsão da precipitação para 24, 48 e 72 horas em relação à simulação do modelo com o RAS original. Além dos valores nesta simulação serem menores que os simulados com o esquema RAS original, apresentam boa performance na previsão de 24 horas, onde a ocorrência da forte precipitação do dia 26/02 foi melhor prevista.

Na questão do erro sistemático do modelo com esquema RAS\_base e RAS\_perfil na simulação da precipitação sobre a região Amazônica e NEB, em comparação com o modelo com o esquema RAS original, observa-se que, nesse período houve uma diminuição da precipitação na Amazônia e núcleos muito fortes aparecem no Centro-Oeste do Brasil (Figura 4.21). E também não diminuí a superestimativa da precipitação no NEB (Figuras 4.21). Isso leva a questionar a eficiência do esquema para a situação de regime de ventos de

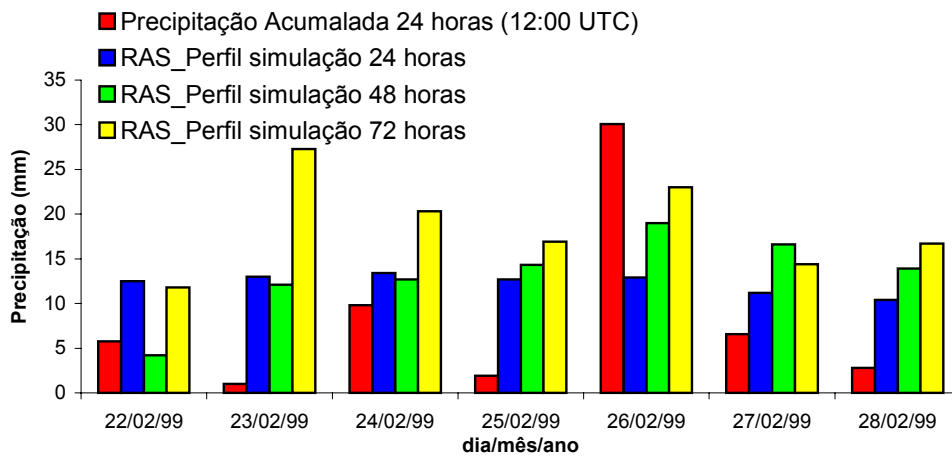
oeste, pois nos outros dois regimes de vento de leste as simulações foram melhores que nesse período.



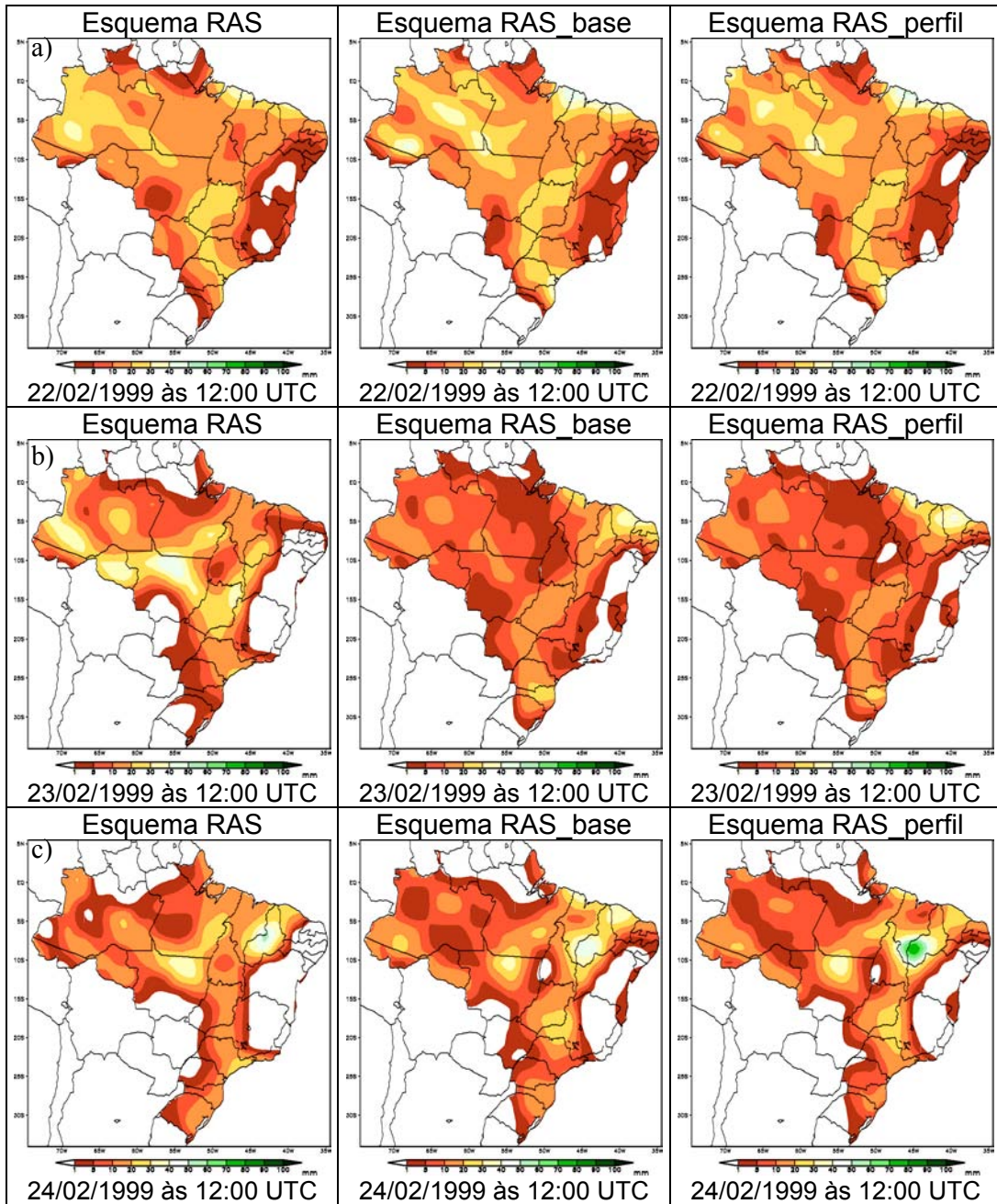
**FIGURA 4.18-** Variação temporal da precipitação observada média das estações, e previsão para 156 horas a partir de 22/02 às 00:00 UTC feita pelo modelo usando o esquema RAS\_base e RAS\_perfil, saída a cada 3 horas, para o período W3.



**FIGURA 4.19-** Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feitas pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS\_base, para o período W3.

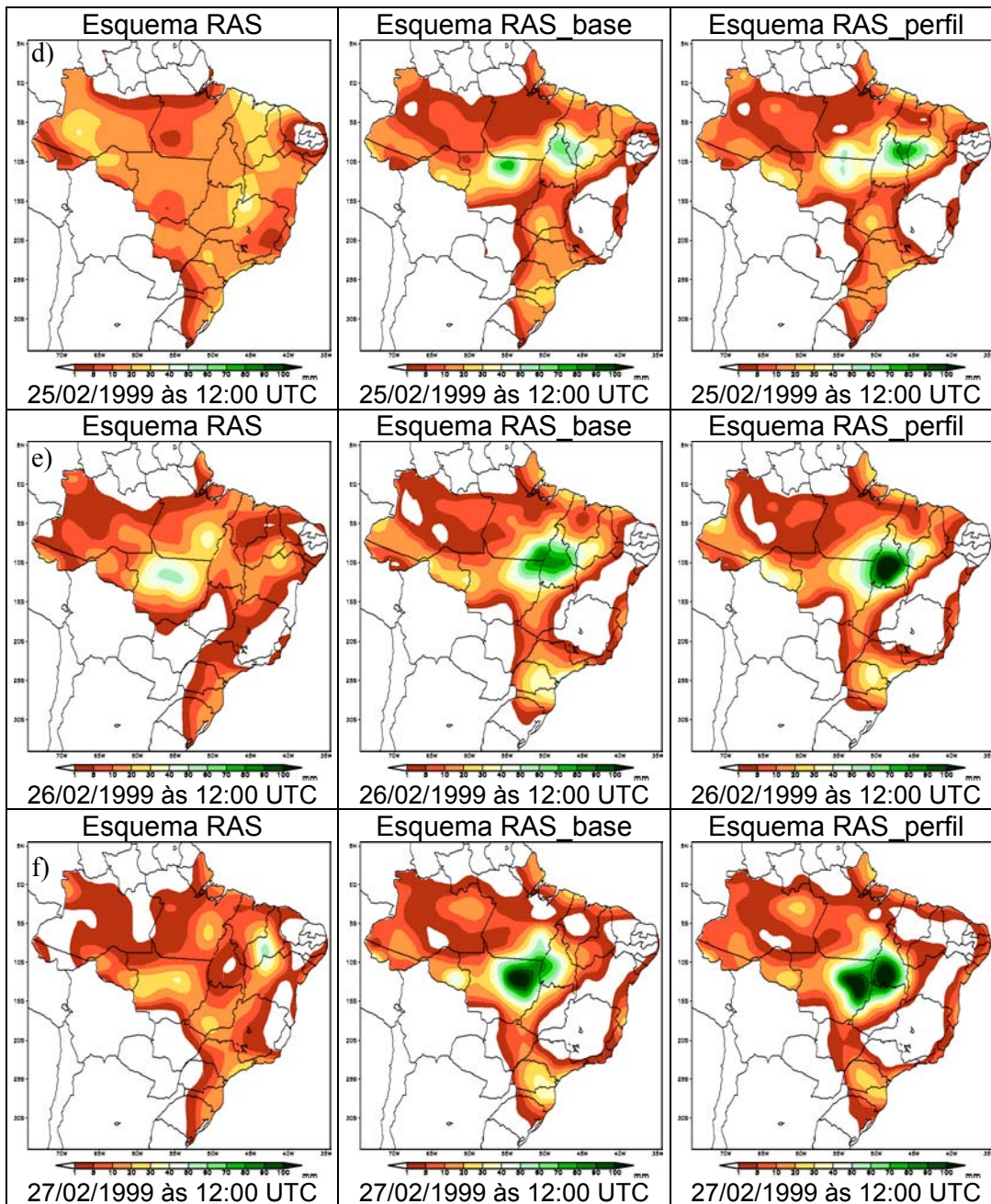


**FIGURA 4.20-** Variação diária da precipitação observada média das estações, e previsões feitas pelo Modelo para 24, 48 e 72 horas usando o esquema RAS\_perfil, para o período W3.



**FIGURA 4.21**– Simulação da precipitação com o MCG T062L28 usando os esquemas RAS, RAS\_base e RAS\_perfil para 12:00 UTC, (a) dia 22/02; (b) dia 23/02 e (c) dia 24/02.

(continua)



**FIGURA 4.21 (conclusão)** – (d) dia 25/02; (e) dia 26/02 e (f) dia 27/02.



## CAPÍTULO 5

### **DISCUSSÕES E CONCLUSÕES**

Visando responder algumas questões científicas do projeto LBA sobre os processos físicos do clima da Amazônia e de que modo a precipitação da região é influenciada pelas forçantes de grande escala, é que foi desenvolvido este trabalho. Procurou-se verificar qual das forçantes de grande escala (termodinâmica e dinâmica) controla a convecção úmida e precipitação na Amazônia (no caso, região do estado de Rondônia) e como esta convecção afeta alguns padrões de tempo da América do Sul como a Alta da Bolívia (AB). Usando a análise observacional dos dados de experimento Wet-AMC/LBA realizado em Rondônia, buscou-se identificar quais os mecanismos que afetam o esquema de parametrização Relaxed Arakawa-Schubert (RAS) utilizado no Modelo de Circulação Geral do CPTEC para que dispare a convecção, corrigindo o erro sistemático que faz com que a simulação deixe o centro da Amazônia sem chuva.

A análise dos dados de radiossondagens obtidos durante a campanha do WetAMC/LBA, no período de 09 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999, mostrou que os valores da energia potencial disponível para convecção (CAPE) estiveram na maioria das vezes acima de 1000 J/kg, inclusive no período noturno (noite e madrugada), caracterizando potencial para forte atividade convectiva na região. Porém esses fatores termodinâmicos não necessariamente iniciaram precipitação, pois muitas vezes existiam grandes valores de CAPE e nenhuma precipitação foi observada, ou mesmo apesar dos grandes valores de CAPE a precipitação ocorrida foi pequena. Uma justificativa é que a CINE freqüentemente pode representar uma barreira significativa para a liberação da instabilidade condicional nos trópicos (Willians e Rennó, 1992). De fato, os valores da CINE foram em média 360 J/kg. Embora os valores

sejam menores que da CAPE, não são negligenciáveis, pois é necessário uma velocidade de aproximadamente 25 m/s para superar a CINE e liberar a instabilidade condicional na região. Levando à conclusão de que a circulação de escala maior (meso e grande) tem um papel muito importante na formação das nuvens precipitantes na região, pois ajudaria as parcelas a alcançar a “condição” de instabilidade condicional para formação da convecção profunda.

A situação descrita no parágrafo anterior, demonstra que as fortes chuvas que ocorreram durante o WetAMC/LBA na estação chuvosa em Rondônia não foram devidas exclusivamente aos fatores termodinâmicos ou dinâmicos isoladamente, e sim existiu uma interação muito forte entre os dois fatores. A hipótese mais simples que se deve considerar é o fato de que a convecção da parcela que se origina na superfície é o mecanismo principal para produção de chuvas fortes, e, como a CAPE sempre esteve alta, ajudou a gerar as fortes chuvas observadas durante o período.

No regime de ventos de leste, quando CAPE foi maior houve nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical e altamente eletrificadas (Rutledge et al., 2000) e a duração das chuvas foi de cerca de 2 horas (Tota et al., 2000). A explicação é que a parcela tem temperatura alta o que gera grande energia armazenada, ou seja CAPE alta suficiente para gerar convecção profunda e precipitação.

Já no regime de oeste, a forçante dinâmica atuou fortemente devido à presença da ZCAS e as parcelas foram aceleradas, ajudando a “quebrar” a barreira da CINE mais rapidamente, o que implica em atingir o nível de equilíbrio mais cedo, pois a temperatura da parcela é menor. As nuvens, neste caso, têm menor desenvolvimento vertical, mas as chuvas são mais abundantes, uma vez que a forçante termodinâmica também é forte. As nuvens iniciam seu desenvolvimento como nuvens convectivas pelo aquecimento diabático (CAPE) e gradualmente se tornam estratiformes, a chuva dura mais

tempo (maior que 4 horas, Rutledge et al., 2000) e pode se formar a qualquer hora do dia, fazendo com que chuva ocorra até mesmo em horários de pouco aquecimento diabático.

Essa forte atividade convectiva não é observada na época seca quando a CAPE apresenta ciclo diurno bem definido, com existência da CAPE durante o dia e sem CAPE no período noturno, e apresenta valores menores que os do período de experimento da época chuvosa. Porém a CAPE não foi suficiente para gerar precipitação na região. Conclui-se que a CAPE tem que estar acima de 4000 J/kg para quebrar a barreira da CINE, e possibilitar a formação da convecção profunda e precipitação na ausência da forçante dinâmica. Pois durante a estação seca, a forçante dinâmica com movimentos descendentes de grande escala (alta subtropical) é tão forte, que inibe a formação de nuvens precipitantes apesar da grande geração de CAPE durante o dia, necessitando de forçante dinâmica mais atuante, como o sistema frontal que penetrou na região em 7 e 9 de julho de 1993 para que ocorresse chuva.

Na análise da importância e influência da CAPE nos padrões de tempo na Amazônia, como a Alta da Bolívia, foi observado que a AB sofre influência da CAPE, pois quando ocorreu aumento da CAPE a vortacidade anticiclônica ( $\zeta > 0$ ) aumentou, quando CAPE diminui aparece vortacidade ciclônica ( $\zeta < 0$ ) na região do experimento (estado de Rondônia). Isso significa que quando a CAPE é liberada para formação da convecção profunda, ocorrer convergência nos níveis baixos com movimentos ascendentes na região e divergência nos altos níveis. Há ganho de vortacidade ciclônica nos baixos níveis e anticiclônica nos altos níveis, favorecendo desta maneira a formação da AB. Esse padrão é bem definido no dia 25 e 26 de janeiro no regime de vento de leste (E2). Essas observações confirmam as pesquisas de Gutman e Schawerdtfeger (1965), que ligaram a liberação de calor latente (devido a grande atividade convectiva local) e calor sensível (aquecimento da superfície) no Altiplano Boliviano ao aumento da espessura da camada troposférica entre 200 e 500 hPa,

confirmado por Virji (1982). Há de se considerar que essa observação, durante a época chuvosa quando a atividade convectiva se apresenta bastante forte (CAPE em todos os horários), também revalida as conclusões de pesquisas que usaram modelos dinâmicos lineares e não linear mostrando o papel importante da fonte de calor latente na região Amazônica, devido à convecção profunda, para a intensificação e manutenção da AB.

Os testes de sensibilidades para precipitação utilizando o MCG com resolução T62L28 com esquema RAS, e com o esquema Kuo-Anthes como simulação de controle, para os regimes E2, E3 e W3, indicaram que o erro sistemático de subestimar a precipitação para a Amazônia e superestimar a precipitação do Nordeste brasileiro persiste no modelo com o esquema RAS. Embora a simulação de ocorrência de precipitação para região Amazônica mantenha o padrão da precipitação espacial observada, a magnitude foi geralmente superestimada. Essa superestimativa da intensidade da precipitação pode ser consequência da parametrização RAS utilizada no modelo, que não inclui as correntes descendentes. Pois a inclusão das correntes descendentes diminui bastante a quantidade de convecção rasa diagnosticada pelo esquema RAS. Os movimentos descendentes, induzidos pela própria convecção profunda, aquecem e secam o ambiente e isso implica na evaporação de água da chuva na troposfera ou abaixo da base da nuvem. Consequentemente, a não inclusão das correntes descendentes afeta a suposição de quase-equilíbrio da parametrização RAS, que será alcançado mais tarde, podendo conduzir a convecção excessiva.

Os perfis de Q1 e Q2 simulados apresentam menor aquecimento e secagem na baixa troposfera, principalmente abaixo da base da nuvem e isso mais uma vez pode ser devido a não inclusão das correntes subsidentes no esquema. Grell e Kuo (1990), encontraram uma superestimativa de aquecimento e secagem na baixa troposfera, e insuficiente secagem somente próximo a superfície nas latitudes médias. O que foi atribuído à população de nuvens

rasas e fluxos de massa compensatórios causados pelas nuvens altas. Nesse caso foram incluídas correntes descendentes de escala convectiva úmida no esquema de parametrização, o que melhorou a simulação. E também a inclusão dessas correntes descendentes se mostrou crucial para simulação de um feedback correto com o ambiente nas latitudes médias.

Considerando os resultados obtidos nos experimentos para E2, W3 e E3, foram verificados quais os mecanismos do esquema RAS se mostraram mais relevantes para os cálculos da precipitação. O esquema RAS implementado no MCG considera uma única base de nuvem para todas as nuvens do modelo, e a eficiência das nuvens baixas tem o valor percentual bastante alto (0,8). Esses aspectos foram considerados como indicadores para disparar a convecção e simular a precipitação em horários da manhã na Amazônia (12:00 UTC) e o aparecimento dos núcleos de máxima na região entre os estados do Maranhão e Piauí. Desta maneira ajustes no esquema RAS foram feitos, e foram: (a) mudança na base e topo das nuvens e (b) inclusão de um novo perfil vertical da eficiência da nuvem, considerando a mudança (a). Daqui por diante chamado de RAS\_ajustado.

Os resultados das simulações do modelo com esquema RAS\_ajustado indicaram alguma melhoria na previsão de chuva para a região Amazônica e para o NEB, no regime de leste. Porém não apresentou melhorias significativas quando o regime foi de oeste. Como na pesquisa de Grell e Dévény (2002), os resultados indicam que a parametrização RAS tem boa correlação com a atividade convectiva observada, porém as propriedades termodinâmicas das nuvens, calculadas nos modelos, não representam o decaimento dessas nuvens. Contudo os resultados indicam que a inclusão de nova forma de calcular o topo e base da nuvem bem como um perfil vertical da eficiência da nuvem modificado pode contribuir para melhorar a previsão da precipitação pelo modelo global utilizando o esquema RAS. No entanto, os resultados podem ser aprimorados, com a realização de trabalhos futuros. Ou pela

combinação de conjuntos de parametrização da convecção, verificando a condição do período para determinação do melhor “feedback” para o esquema de parametrização a ser utilizado em modelos de grande escala. Ou mais experimentos com o MCG com parametrização RAS\_ajustado e comparação com as observações de outros períodos e confirmação destes resultados.

É interessante notar que o modelo com esquema RAS ou mesmo com o RAS\_ajustado, apesar de concordância razoável na simulação da precipitação para 24 horas na região, apresenta uma característica em simular muita chuva nos horários da manhã principalmente às 12:00 UTC e 15:00 UTC, horários estes nos quais a maioria das vezes não ocorreu precipitação. Ademais, sistematicamente não simula precipitação nos horários da tarde, quando ocorreu a maioria da precipitação na região de Rondônia.

Esse tipo de erro sistemático do modelo na simulação do ciclo diurno da precipitação encontrado na pesquisa também foi observado por Betts e Jakob (2002). Eles avaliaram o ciclo diurno da precipitação da Amazônia usando igualmente os dados do WetAMC/LBA das análises observacionais feito em Betts et al. (2002) e o modelo de previsão de tempo de curto prazo do ECMWF, com truncamento triangular T319 e resolução vertical de 60 níveis, extraindo os dados do modelo no ponto de grande o mais próximo possível da região do experimento. Eles concluíram que esse erro se deve ao fato de que a camada limite da região Amazônica tem uma evolução diurna que as parametrizações ainda não representam bem, para pode descrever o crescimento das nuvens cúmulos. Pela manhã a camada perto da superfície geralmente está saturada e estabilizada devido à precipitação do dia anterior e resfriamento radiativo noturno. Os fluxos de calor latente e sensível são confinados inicialmente na camada estável rasa, e desse modo a temperatura potencial e razão de mistura crescem rapidamente nessa camada rasa que implica em crescimento da camada de mistura. As parametrizações não descrevem esse crescimento. Na realidade a camada limite noturna é quebrada, no modelo, assim que a

superfície começa a aquecer, aproximadamente 2 horas depois de amanhecer, fazendo com que a parametrização considere a atmosfera condicionalmente instável para formação da convecção profunda, depois calcula base e topo de nuvem convectiva e produz chuva convectiva.

Este erro sistemático do ciclo diurno da precipitação pode ser devido ao fato de que o MCG do CPTEC separa a parametrização da convecção da parametrização da nuvem. Esta observação também ficou clara no trabalho de Betts e Jacob (2002), que os modelos de circulação de grande escala são deficientes no modo como separam as parametrizações de convecção e das nuvens. Desta maneira em lugar da convecção contínua que ocorre na natureza; no modelo, o crescimento convectivo da camada de mistura é quebrado num processo convectivo seco e num processo de nuvem rasa, além de que convecção rasa e profunda são parametrizadas separadamente com fechamentos distintos.

Em resumo, as principais contribuições desta pesquisa foram:

- a) A forçante termodinâmica não é mais importante que a forçante dinâmica no controle da convecção úmida e precipitação diurna em Rondônia. Pois ela não foi suficiente para produzir e manter chuvas abundantes na região durante o período do experimento Wet-AMC/LBA. Para produção de chuva intensas, se faz necessário uma interação com a forçante dinâmica, principalmente durante a estação seca. Pois, embora a forçante termodinâmica seja sempre muito forte, ela só consegue produzir fortes precipitações quando o CAPE está acima de 4000 J/kg e durante a época chuvosa. Enquanto na estação seca, a forçante dinâmica de grande escala (alta subtropical) inibe a formação de nuvens convectivas profundas na região;

- b) A energia liberada pela convecção durante a estação chuvosa ajuda a manter e desenvolver a Alta da Bolívia;
- c) Os ajustes feitos na parametrização RAS podem contribuir para a melhoria da previsão da precipitação, diminuindo o erro sistemático de secar a Amazônia e colocar núcleos de fortes precipitação no NEB.

## **SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS**

Os resultados apresentados sugerem novas pesquisas a serem desenvolvidas,

- a) Inclusão das correntes descendentes no esquema de parametrização RAS atualmente em uso no MCG do CPTEC. Ou a Implementação de um esquema de parametrização RAS no MCG, que já Inclua as correntes descendentes;
- b) Verificar com maior rigor o erro da simulação do ciclo diurno, fazendo novos ajustes na parametrização RAS, modificando outras componentes da parametrização, como a altura da camada de mistura, e vincular a base da nuvem ao NCL;
- c) Estudar o efeito as interações da resolução espacial e esquema de convecção, isto é, verificar se os erros sistemáticos diminuem com o aumento da resolução;
- d) Dado que as simulações são curtas (24 a 72 horas), usar condições iniciais mais adequadas de umidade do solo e parte divergente do vento (inicialização física da precipitação).



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anthes, R.A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 3, p. 270-286, 1977.

Albrechet, B. A. Effects of precipitation on the thermodynamic structure of the trade wind boundary layer. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. D4, p. 7327-7377, 1993.

Arakawa, A. e Schubert, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 3, p.674- 701, 1974.

Betts, A. K. Non-precipitation cumulus convection and its parameterization. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, n. 419, p. 178-196, 1973a.

Betts, A.K. Futher comments on “a comparison of the equivalent potential temperature and the static energy”. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n.6, p. 1713-1715, 1974a.

Betts, A.K. Parametric interpretation of trade-wind cumulus budget studies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v 32, n. 10, p. 1934-1945, 1975.

Betts, A.K. The thermodynamic transformation of the tropical subcloud layer by precipitation and downdrafts. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v 33, n. 6, p. 1008-1020, 1976.

Betts, A.K. Thermodynamic classification of tropical convective sounding. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 1, p. 760-764, 1974.

Betts, A.K.; Pittsford, V.T.; Jakob, C. Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20 (8064), LBA 12.1-12.8, 2002

Betts, A.K.; Fuentes, J.D.; Garstang, M.; Ball, J.H. Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondônia during the rain season. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20 (8064), LBA 32-1- 32-14, 2002.

Bolton, D. - The Computation of Equivalent Potential Temperature. **Monthly Weather Review**, v.108, n. 7, p. 1046-1053, 1980.

Bonatti, J.P. Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC. **Climanálise-Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. CPTEC/INPE. Edição Especial, 1996.

Carvalho, A.M.G. **Conexões sobre entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul**. São José dos Campos, 189 p. (INPE 4923-TDL 283). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989.

Chen, Y.L.; Wang, J.J; - Diurnal Variation of Surface Thermodynamic Fields on The Island of Hawaii. **Monthly Weather Review**, v. 122, n.9, p. 2125- 2138, 1994.

Colman, B.R. Thunderstorms above frontal surface in environments without positive CAPE. Part I: climatology, **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 5, p. 1103 – 1121, 1990.

Colman, B.R. Thunderstorms above frontal surface in environments without positive CAPE. Part I: organization and instability mechanisms, **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 5, p. 1123 – 1144, 1990.

Cutrim, E.M.C.; Martin, D.W.; Rabin, R. Enhancement of cumulus clouds over deforest lands in Amazonia. **Bulletin of American Meteorological Society**, 76(10), p. 1801-1805, 1995.

DeMaria, M. Linear response of stratified tropical atmosphere to convection forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 18, p. 1944-1959, 1985.

DeWitt, D. G. **The effect of the cumulus convection scheme on the climate of the COLA general circulation model**. Calverton, MD: Institute of Global Environment and Society, 27, Center for Ocean-Land-Atmosphere Technique Report, 1996, 43 p.

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, n. 519, p. 1111-1143, 1994.

Figueroa, S. N.; Satyarmurty, P.; Silva Dias, P. L. Simulation of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p.1573-1584, 1995.

Fisch, G.; Tota, J. Machado, L.A.T.; Silva Dias, M.A.F.; Nobre, C.; Dolman, A.J.; Fuentes, J.D.; Culf, A.D. Convective boundary layer over pasture and forest sites in the Amazon. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20(8064), LBA , 2002

Gandu, A. W. e Geisler, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 16, p.1822-1836, 1992.

Grell, G.A. e Dévény. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, 38.1-38.4, 2002.

Grell, G.A.; Kuo, Y; Pasch, R.J. Semiprognostic tests of cumulus parameterization schemes in the middle latitudes. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 1, p. 5-31, 1991.

Gutman, G. J. e Schwerdtfeger, W.S. A role of the latent and sensible heat for development of high pressure system over the subtropical Andes in the summer. **Meteorologische Rundschau**, v.18, p. 69-75, 1965.

Hack, J. J.; Schubert, W. H.; Silva Dias, P. L. A spectral cumulus parameterization for use in numerical models of tropical atmosphere. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 4, p. 704-716, 1984.

Kao, C-Y. e Ogura, Y. Response of cumulus clouds to large-scale forcing using the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.44, n. 17, p. 2437-2458, 1987.

Kinter III, J.L.; DeWitt, D.; Dirmeyer, P.A.; Fennessy, M.J.; Kirtman, B.P.; Larry, M.; Schneider, E.K.; Shukla, J.; Straus, D.M. **The COLA atmosphere-biosphere general circulation model-volume 1: formulation**, Calverton, MD: Institute of Global Environment and Society, Inc., Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies, 1997, 46 p.

Kuo, H.L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **Journal Atmospheric Sciences**, v. 22, n. 1, p. 40-63, 1965.

Kuo, H.L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 5, p. 1232-1240, 1974.

Lee, B.D.; Wilhelmson. The numerical simulation of nonsupercell tornado genesis. Part III: parameter test investigation the role of CAPE, vortex sheet strength, and boundary layer vertical shear. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v.57, n. 14, p. 2246-2261, 2000.

Lord, S. J.; Arakawa, A. Interaction of cumulus clouds ensemble with the large-scale environment. part II. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, n. 12, p. 2677-2692, 1980.

Lord, S. J. Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. part III: semi-prognostic test of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 1, p. 88-103, 1982.

Lord, S. J.; Chao, W.C. e Arakawa, A. Interaction of cumulus clouds ensemble with the large-scale environment. part IV: discret model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 1, p. 104-113, 1982.

Ludlam, F.H. Cumulus and cumulonimbus convection. **Tellus**, v. 18, n. 4, p. 687-698, 1966.

Machado, L.A.T. The Amazon energy budget using the ABLE-2b and FluAmazon data. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 57, n. 18, p. 3131-3144, 2000.

Machado, L.A.T.; Laurent, H.; Lima, A.A. The diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20 (8064), LBA 31.1 – 31.15, 2002.

McBride, J.L. An analysis of diagnostic cloud mass flux model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 9, p. 1977-1990, 1981.

Moorthi, S.; Suarez, M.J. Relaxed Arakawa-Schubert: a parameterization of moist convection for general circulation models. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 6, p. 978-1002, 1992.

Mota, M.A.S.; Rocha, E.J.P.; Nunes, H.S.M. - Evolução termodinâmica da estrutura da atmosfera de uma situação de bom tempo para uma situação perturbada associada a um sistema frontal durante o RBLE-2. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belo Horizonte, 8., 1994. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Meteorologia, CETEC, 1994, p. 230-235.

Neelin, J.D. e Held, I.M. Modeling tropical convergence based on the moist static energy budget. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 1, p. 3-12, 1987.

Nitta, T.; Esbensen, S. Heat and moisture budget analysis using BOMEX data. **Monthly Weather Review**, v. 102, n.1, p.17-28, 1973.

Nitta, T. Observational determination of cloud mass flux distributions. . **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.32, n.1, p. 73-91, 1975.

Nobre, C.; Dolman, A.J.; Gash, J.H.C.; Jacob, D.J.; Janetos, A.C.; Kabat, P.; Keller, M.; Marengo, J.A.; McNeal, R.J.; Melillo, J.; Sellers, P.J.; Wickland, D.E.; Wofsy, S.C.; Hutjes, R.W.A. **O experimento de grande escala da biosfera-atmosfera da Amazônia (LBA): Plano experimental conciso**. Cachoeira Paulista: CPTEC/INPE, 1996, 48 p.

Nobre, C.A. **Tropical heat sources and their associated large-scale atmospheric circulation**, 297p, Phd. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, 1983.

Ogura, Y; Cho, H. Diagnostic determination of cumulus cloud population from observed large-scale variables. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, n. 7, p. 1276-1286, 1973.

Rao, V.B.; Bonatti, J.P. On origin of upper tropospheric cyclones vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. **Meteorology and Atmospheric Physics**. v. 37, n.1, p. 11-16, 1987.

Raymond, D.J. Thermodynamic control of tropical rainfall. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 564, p. 889-898, Part A, 2000.

Rennó, N. O.; Ingersoll, A. P. Natural convection as a heat engine: a theory for CAPE. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 4, p. 572-585, 1996.

Ribeiro, J.B.M.; Mota, M.A.S. Classificação termodinâmica para atmosfera de Belém-PA para o ano de 1987. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belo Horizonte, 8., 1994. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Meteorologia, CETEC, 1994, p. 272-275.

Rickenbach, T.A.; Ferreira, R.N.; Halverson, J.; Silva Dias, M.A.F. Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20 (8064), LBA 7.1-7.13, 2002

Riehl, H.; Cruz, L.; Mata, M.; Muster, c. Precipitation characteristic during the Venezuelan rainy season, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological . Society**, v. 99, n. 422, p. 746-757, 1973.

Rocha, E.J.P. **Balanço da umidade e influencia de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia**. 170 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos, 2001.

Rocha, E.J.P., **Relatório do Rondônia Boundary Layer Experiment – 2ª fase/RBLE-2**, Universidade Federal do Pará, Belém-PA, 1993, 27p.

Rutledge, S.A.; Petersen, W.A.; Cifelli, R.C.; Carey, L.D. Early results from TRMM-LBA: Kinematic and microphysical characteristics of convection in distinct meteorological regimes. In: Conf. On Hurricanes and Tropical Meteorology, 24, 2000. **Proceedings...** Lauderdale, FL: AMS, 2000.

Santos, I.A. **Variabilidade da circulação de verão da alta troposfera na America do Sul**, 1986. Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.

Satyarmurty, P.; Nobre, C. A.; Silva Dias, P. L. South America, Chapter 3C. In: Karoly, D.J. e Vincent, D.C. Eds. **Meteorology of the Southern Hemisphere**, v.27, n. 49, p. 119-139, Dec. 1998.

Seagal, M.; Arritt, R.W. Nonclassical mesoscale circulation caused by surface sensible heat-flux gradients. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 73, n. 10, p. 1593-1604, 1992.

Silva Dias, M.A.F.; Regnier, P. Simulation of mesoscale circulation in a deforested area of Rondônia in the dry season. In: Gash, J.; Nobre, C.; Robert, J.; Vitória, R. (Eds). **Amazonia deforestation and climate**. Chichester, England: John Wiley & Sons, p. 531-547, 1996.

Silva Dias, M.A.F.; Dolman, A.J.; Rutledge, S.; ; Zipser, E.; Silva Dias, P.L.; Fisch, G.; Nobre, C.; Kabat, P.; Ferrier, A.; Betts, A.K.; Halverson, J.; Garstang, Fuentes, J.; M.; Manzi, A.O.; Rocha, H.; Marengo, J.; Morales, C.; Bink, N.J. Convective systems and surface processes in Amazonia during the WETAMC/LBA. **Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle News**, v.7, p. 3-7, 2000.



Silva Dias, M.A.F.; Rutledge, S.; Kabat, P.; Silva Dias, P.L.; Nobre, C.; Fisch, G.; Dolman, H.; Zipser, E.; Garstang, M.; Manzi, A.O.; Fuentes, J.; Rocha, H.; Marengo, J.; Plana-Fattori, A.; Sá, L.A.; Alavalá, R.C.; Andreae, M.; Artaxo, P. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon region. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20(8064), LBA 39.1-39.18, 2002

Silva Dias, P. L. **Experiment with the Arakawa-Schubert cumulus parameterization theory**. 1977. 132 p. Dissertation (Master) - Atmospheric Science Department, Colorado State University, 1977.

Silva Dias, P. L.; Schubert, W. H.; DeMaria, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 11, p.2689-2707, 1983.

Smith, B.; Marth, L. A study of boundary layer pressure adjustments. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 2, p. 334-346, 1981.

So, S. S. An observational study of the role of convection in the Baiu situation with special attention to the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. part I: heat and moisture budgets. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 63, n. 4, p. 647-655, 1985.

So, S. S. An observational study of the role of convection in the Baiu situation with special attention to the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. part II: application of Arakawa-Schubert cumulus parameterization model. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 63, n. 4, p. 657-672, 1985.

Souza, E. P. **Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfície heterogêneas na região Amazônica**, 1999. 121 p., Tese (Doutorado), Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

Souza, E.P.; Rennó, N.O.; Silva Dias, M.A.F. Convective circulation induced by surface heterogeneities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 17, p. 2915-2922, 2000.

Sud Y.; Molod, A. The roles of dry convection, cloud radiation feedback processes, and the influence of recent improvements in the parameterization of convection in the GLA GCM. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 11, p. 2366-2387, 1988.

Tota, J.; Fisch, G.; Oliveira, P.J.; Garstang, M.; Heitz, R.; Sigler, J. Análise da variabilidade diária da precipitação em área de pastagem para a época chuvosa de 1999-projeto TRMM-LBA, **Acta Amazônica**, v. 30, n.4, p. 305-318, 2000.

Virji, H. An estimative of the summertime tropospheric vorticity budget over South America. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 3, p. 217-224, 1982.

Williams, E.; Renno, N. An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 1, p.21-36, 1993.

Xu, K-M.; Arakawa, A. Semiprognostic test of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization using simulated date. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.49, n. 24, p. 2421-2436, 1992.

Yanai, M. S.; Esbersen, S.; Chu, J. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budget. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, n. 4, p. 611-627, 1973.

Yao, M-S.; Del Genio, A. D. Effects of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM. **Journal of Climate**, v. 12, n. 3, p. 761-779, 1999.

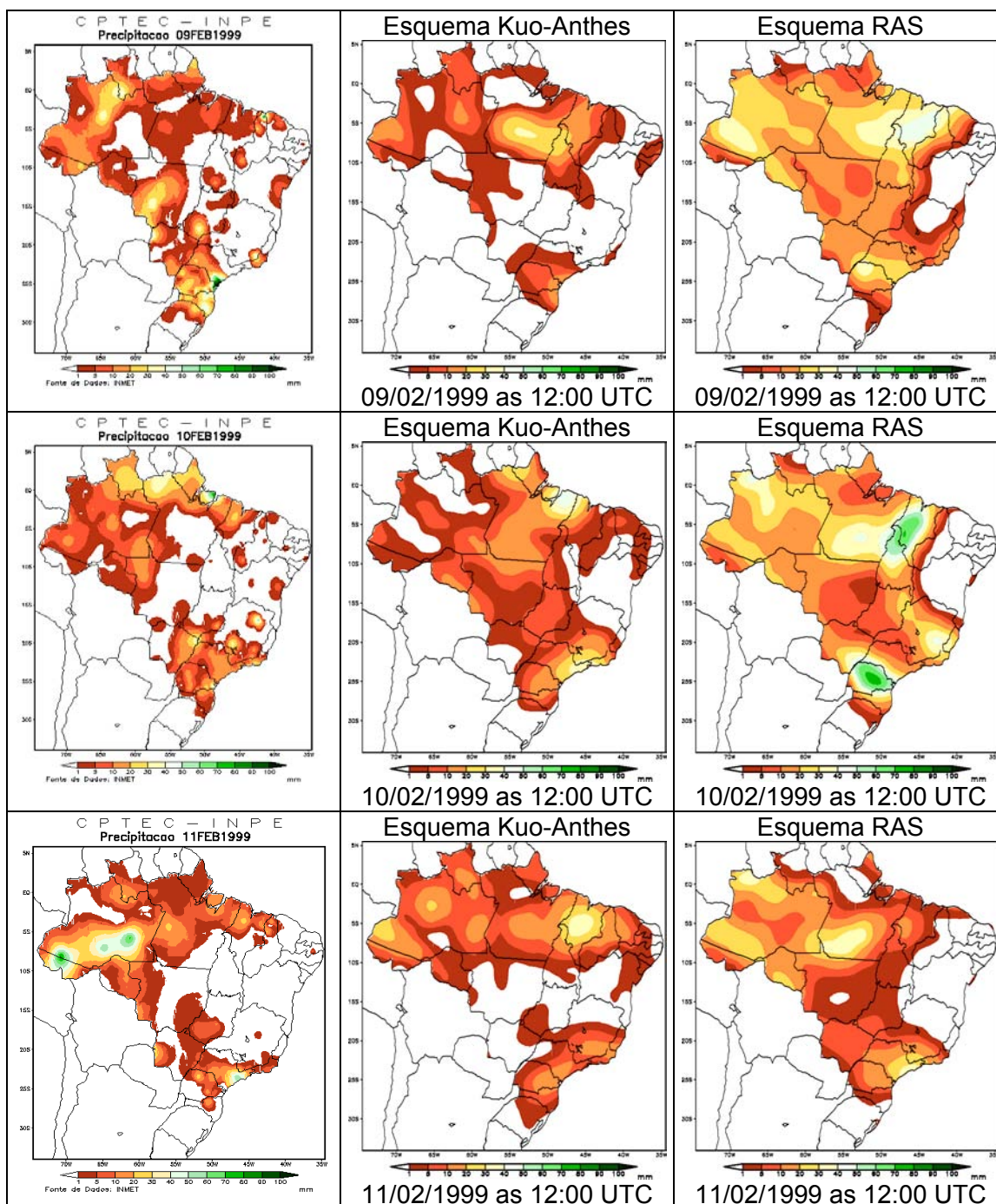
Zawadzki, I.; Ro, C.U. Correlations between maximum rate of precipitation and mesoscale parameters. **Journal Applied Meteorology**, v.17, n. 9, p. 1327-1334, 1978.

Zhang, C.; Chou, M-D. Variability of water vapor, infrared radiative cooling, and atmospheric instability for deep convection in the equatorial western Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 5, p. 711- 723, 1999.



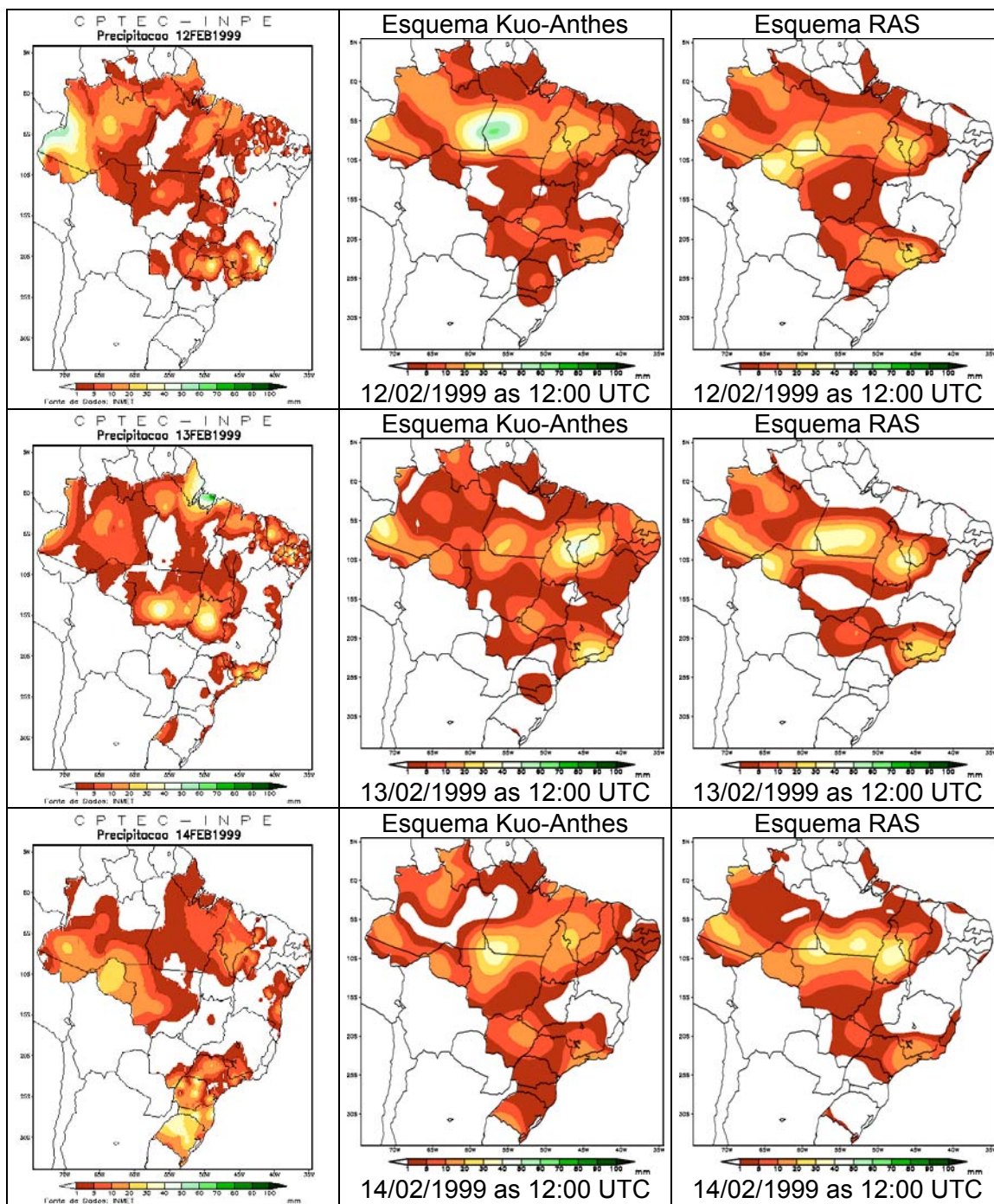
## APÊNDICE A

Simulação do MCG com os esquemas Kuo-Anthes e RAS para todo o período do regime E3 – sem ZCAS.



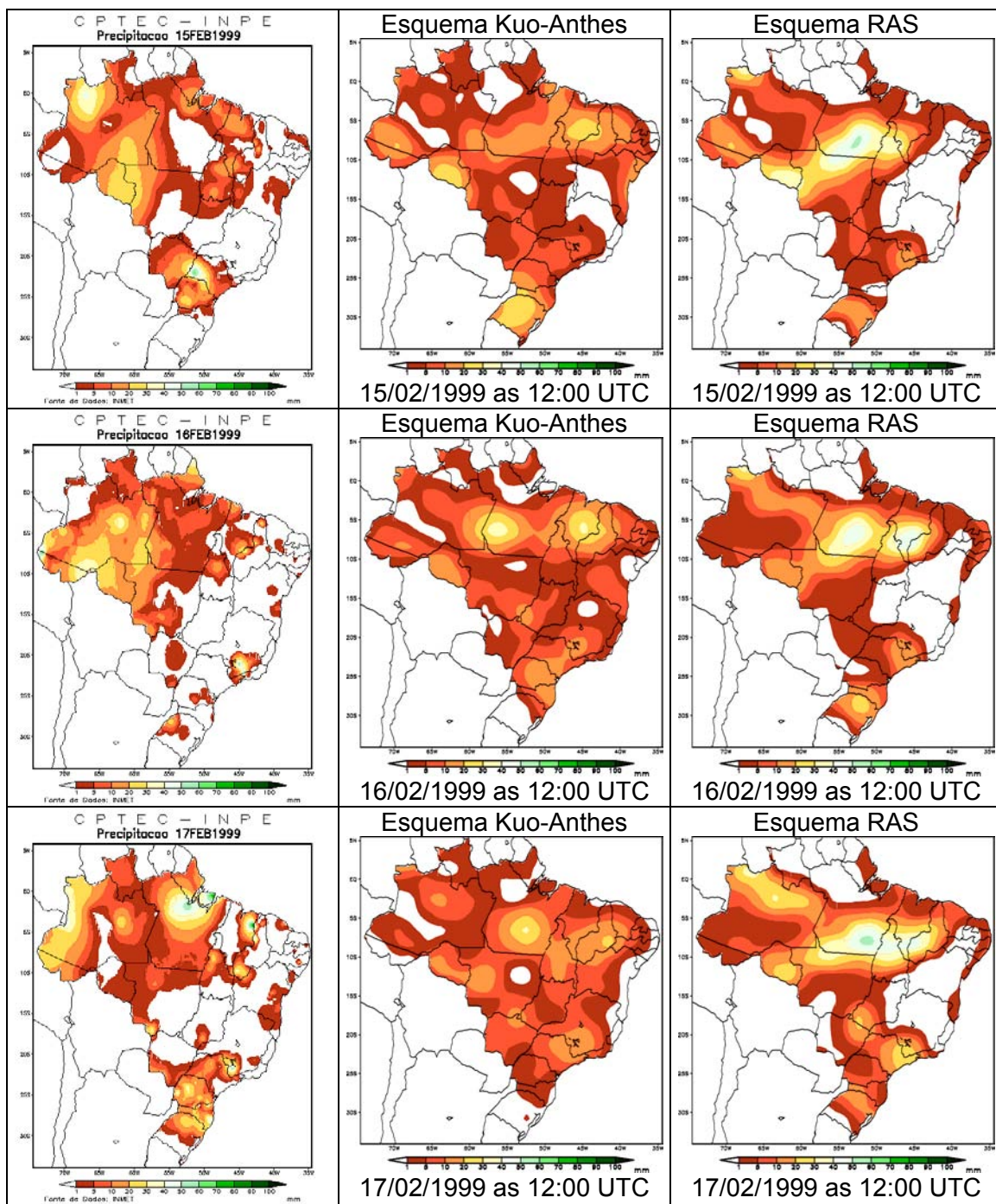
**FIGURA A1**– Precipitação observada em 24 horas, saída do modelo usando os esquemas Kuo-Anthes e esquema RAS para 12:00 UTC, período E3.

(continua)



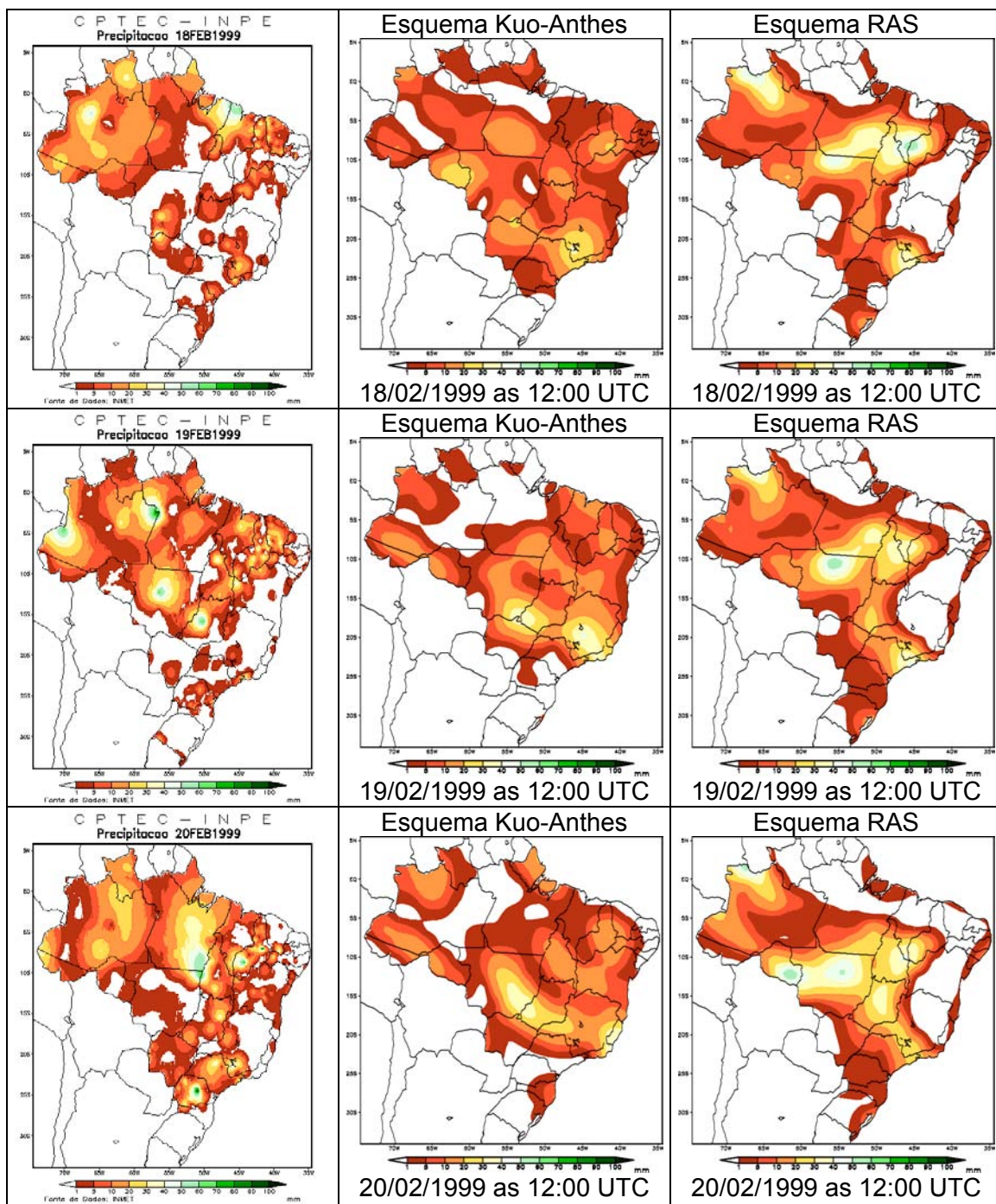
**FIGURA A1 – Continuação**

(continua)



**FIGURA A1 – Continuação**

(continua)

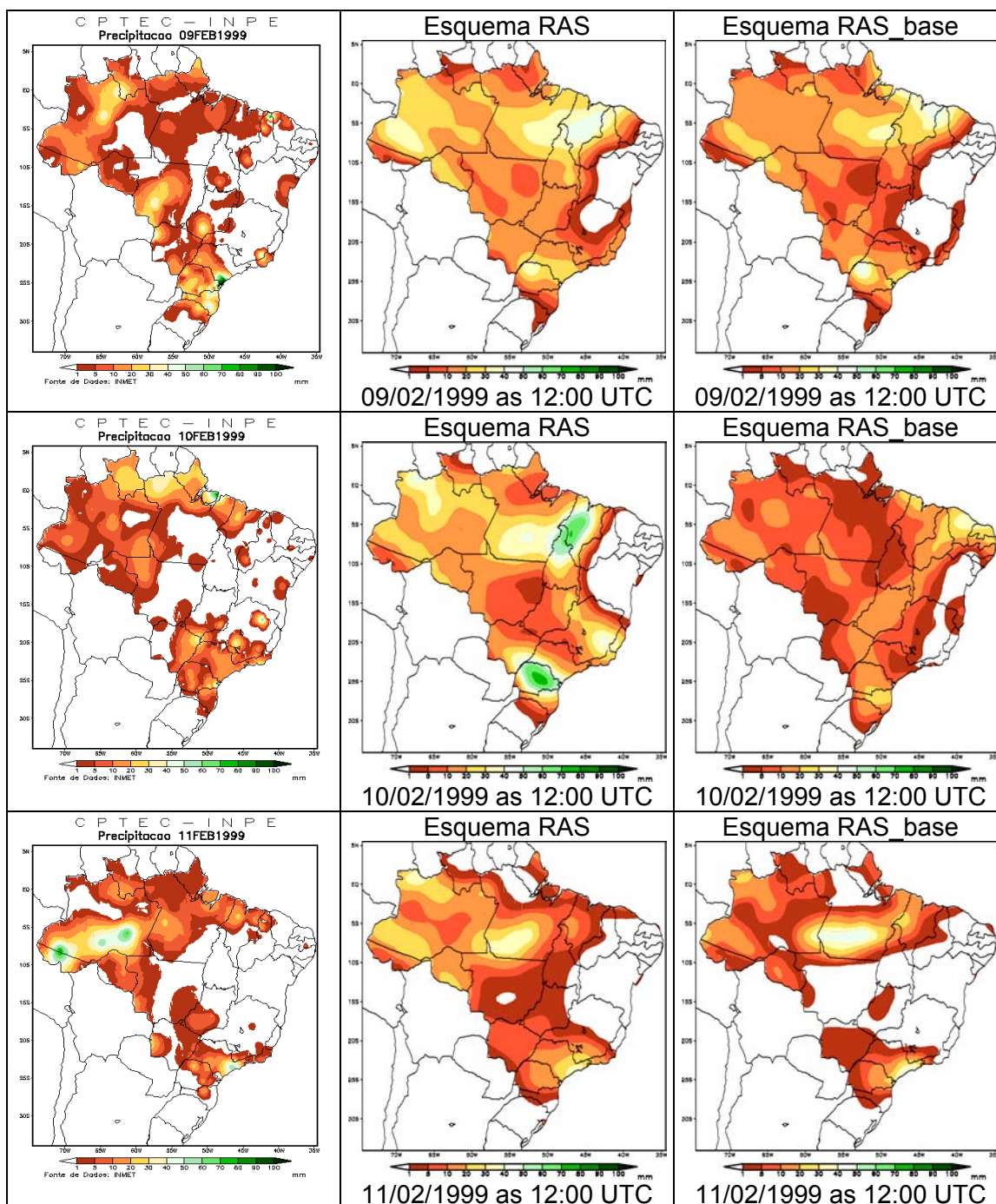


**FIGURA A1 (Conclusão)**



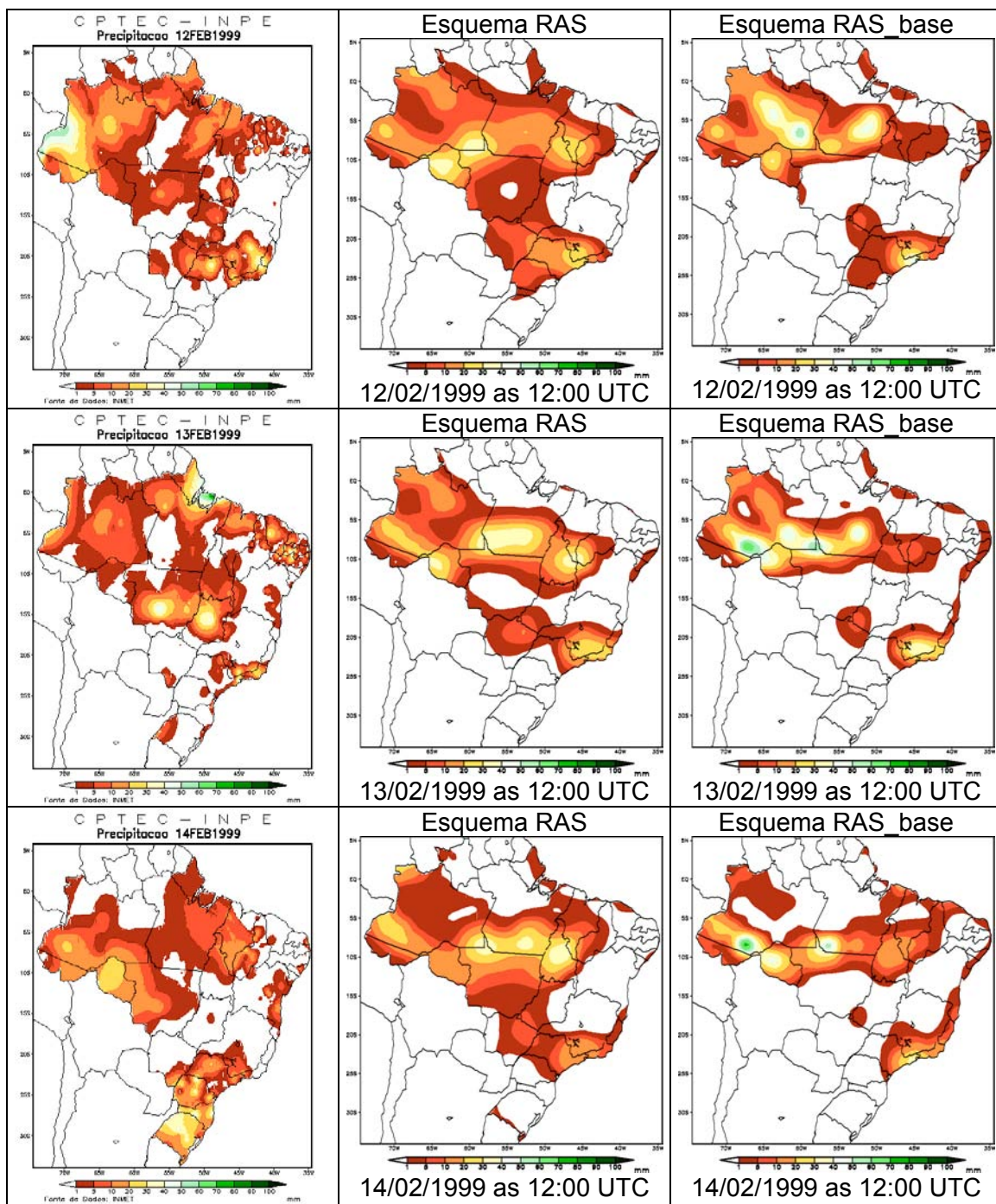
## APÊNDICE B

Simulação do MCG com esquema RAS\_ajustado (RAS\_base e RAS\_perfil) para todo o período do regime E3 – sem ZCAS.



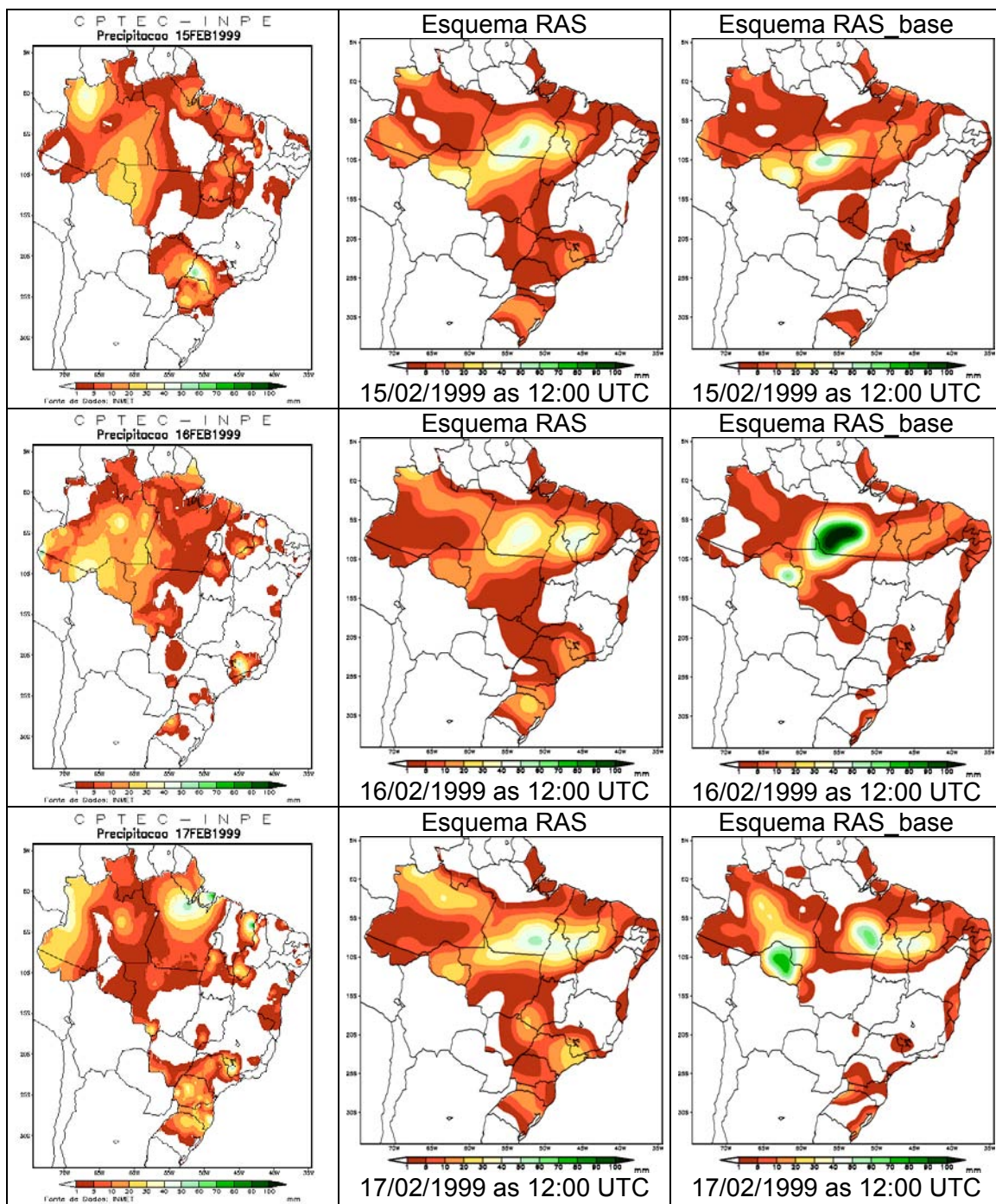
**FIGURA B1**– Precipitação observada em 24 horas, saída do modelo usando os esquemas RAS e RAS\_base para 12:00 UTC, período E3.

(continua)



**FIGURA B1- Continuação**

(continua)



**FIGURA B1- Continuação**

(continua)

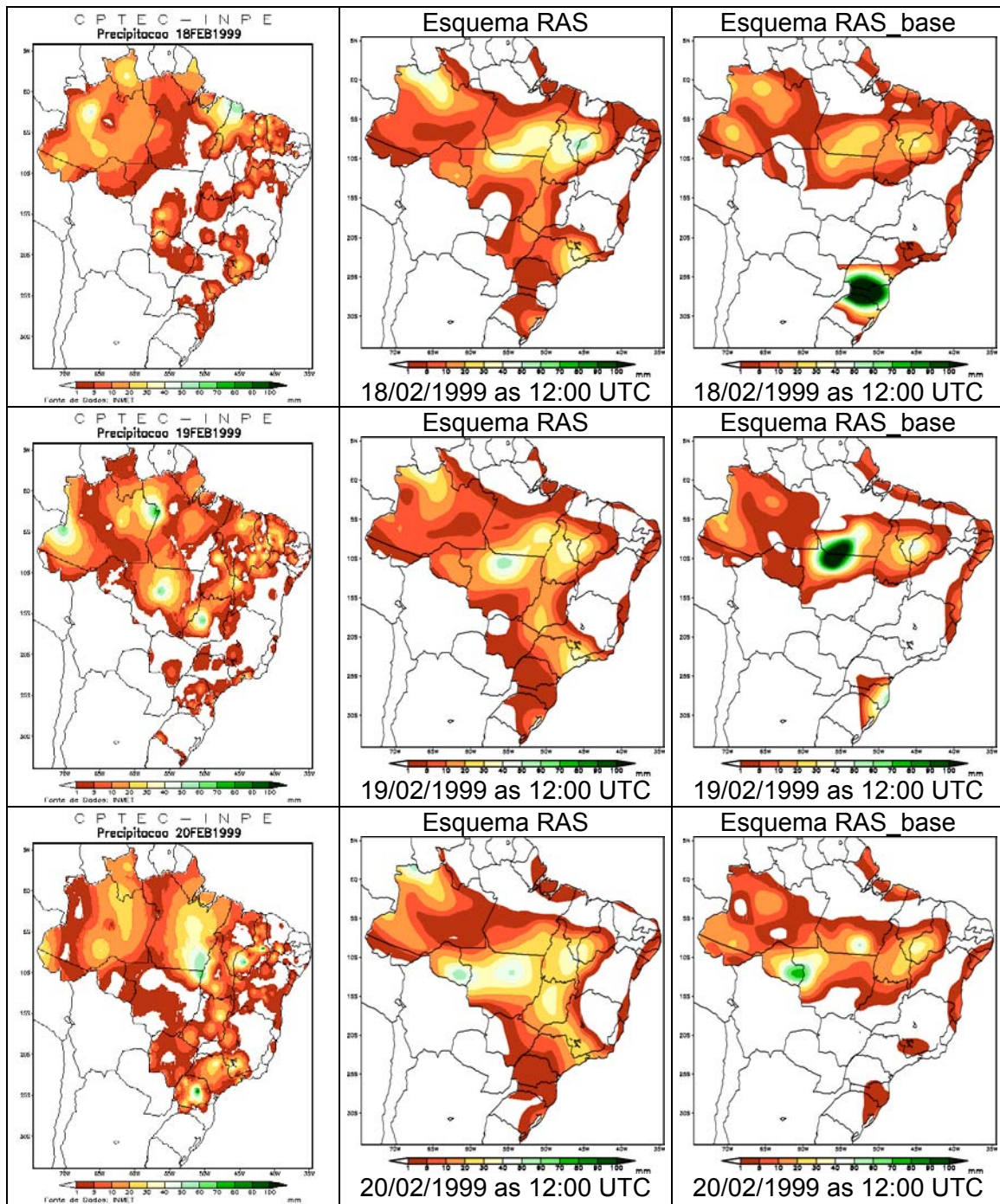
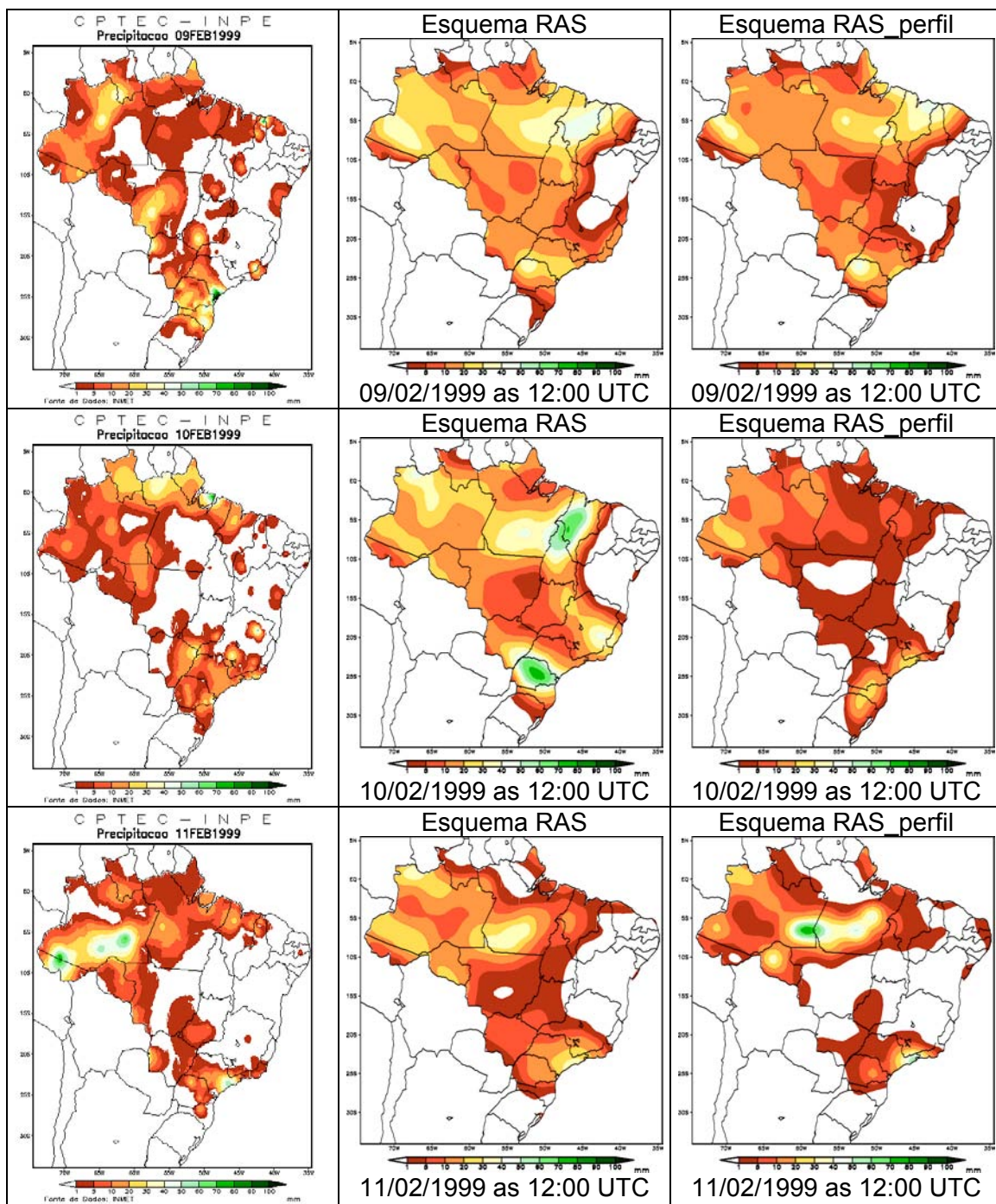
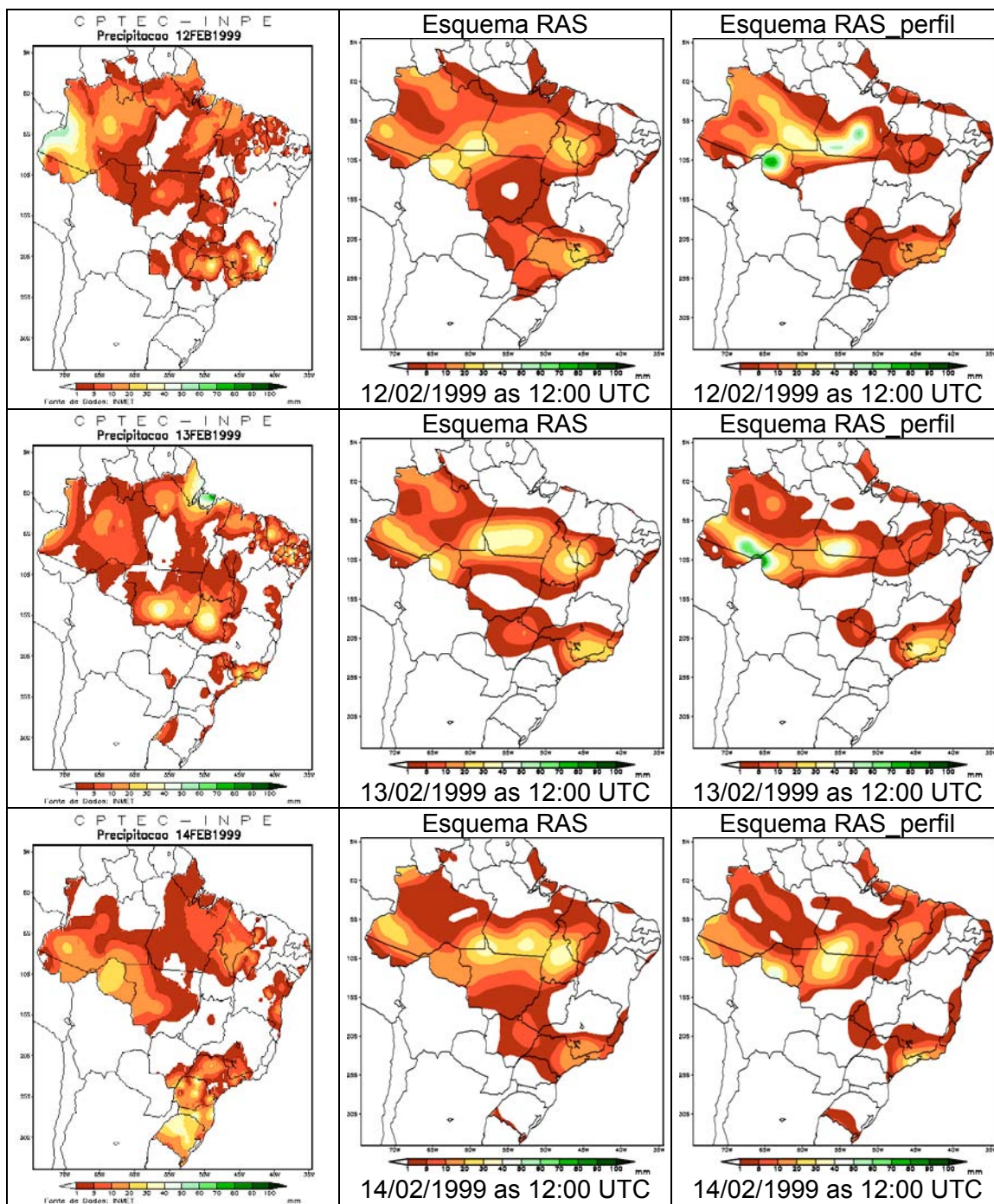


FIGURA B1- (Conclusão)



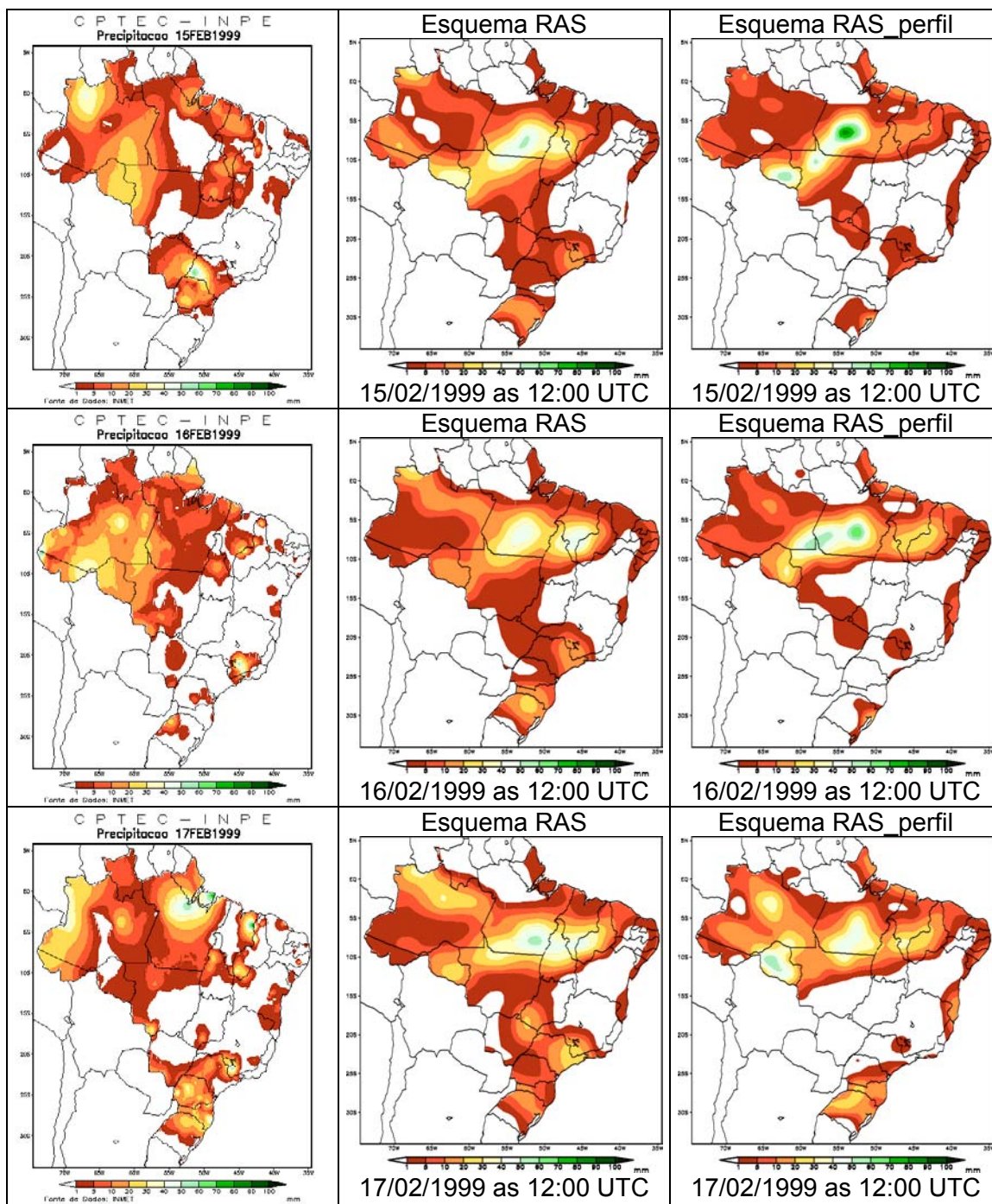
**FIGURA B2-** Precipitação observada em 24 horas, saída do modelo usando os esquemas RAS e RAS\_perfil para 12:00 UTC, período E3.

(continua)



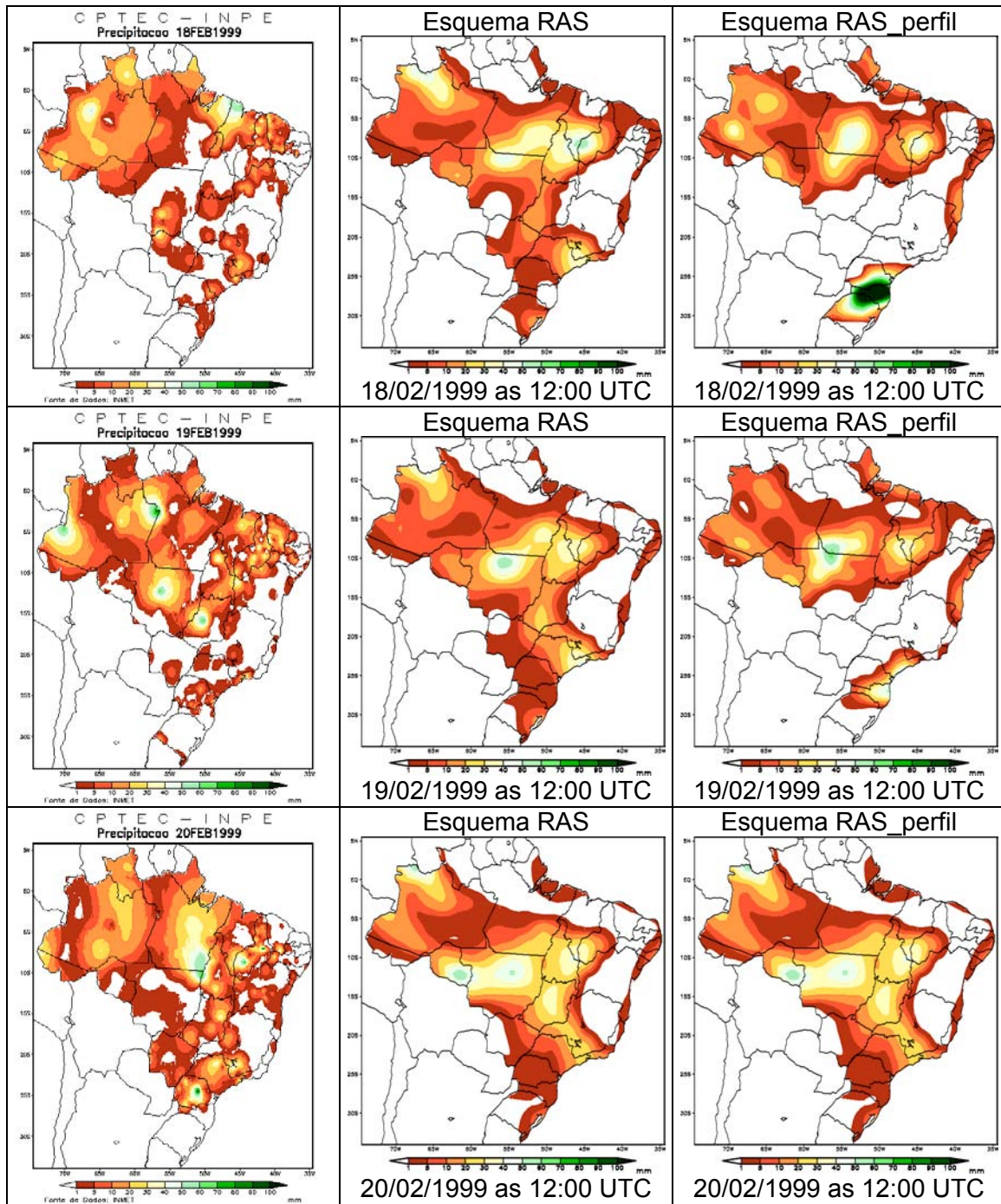
**FIGURA B2- Continuação**

(continua)



**FIGURA B2- Continuação**

(continua)

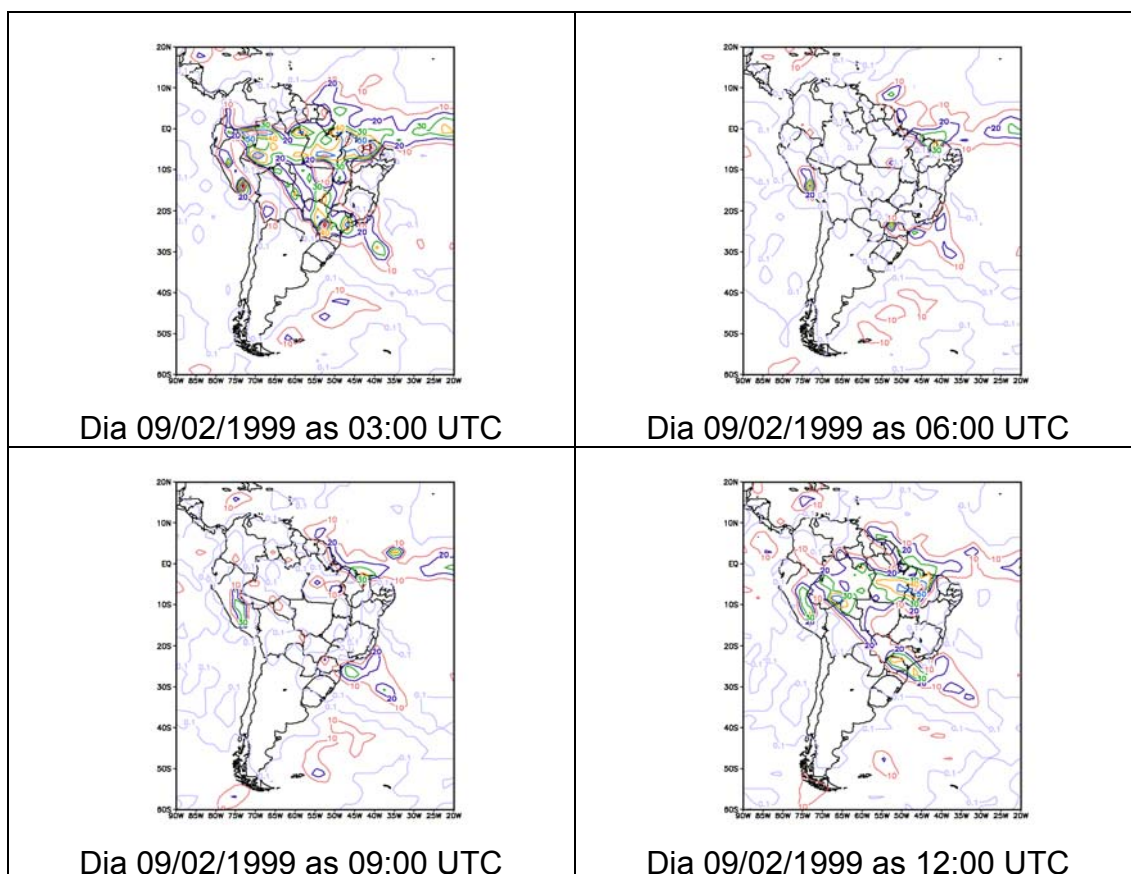


**FIGURA B2- (Conclusão)**



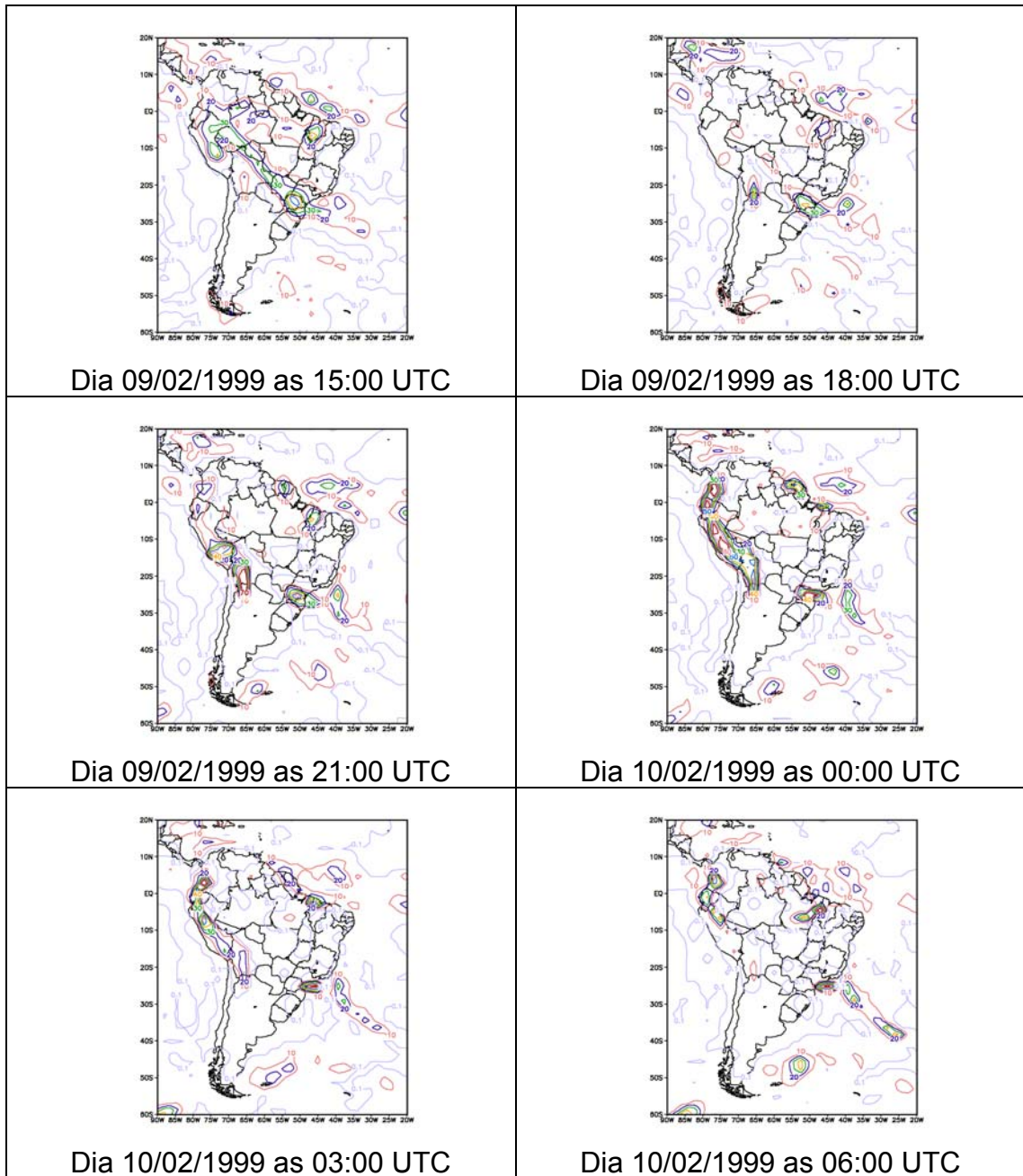
## APÊNDICE C

Simulação do MCG com os esquemas RAS\_base e RAS\_perfil, com saídas a cada 3 horas para o período E3. Pode ser verificado o erro sistemático do ciclo diurno na região do Experimento e de outras regiões do Brasil, com previsão de grande quantidade de chuva para as 12:00 UTC.



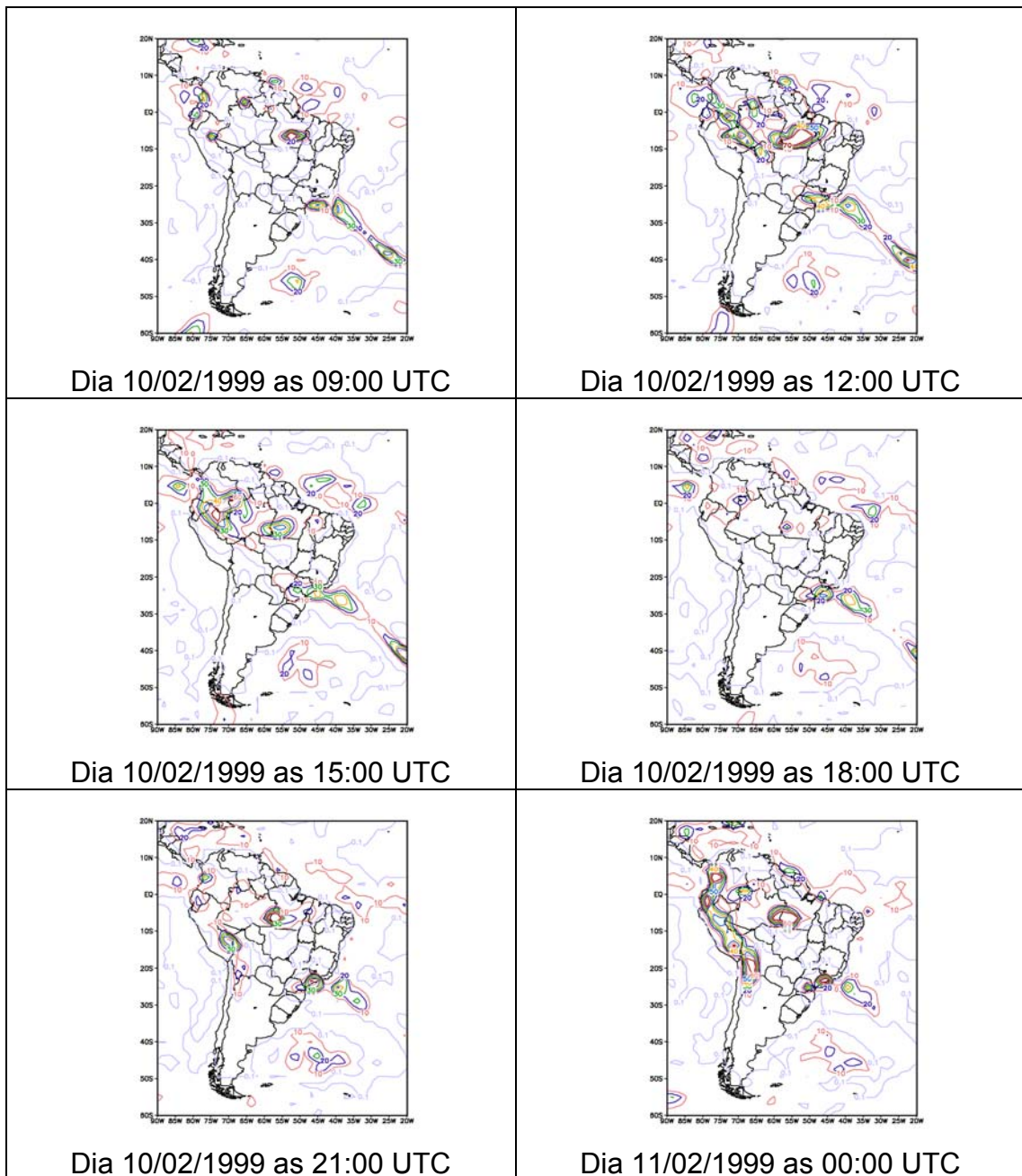
**FIGURA C1-** Simulação da precipitação com a Parametrização RAS\_base. Período de 09/02 às 00:00 UTC a 20/02/1999 às 00:00 UTC, saída a cada 3 horas.

(continua)



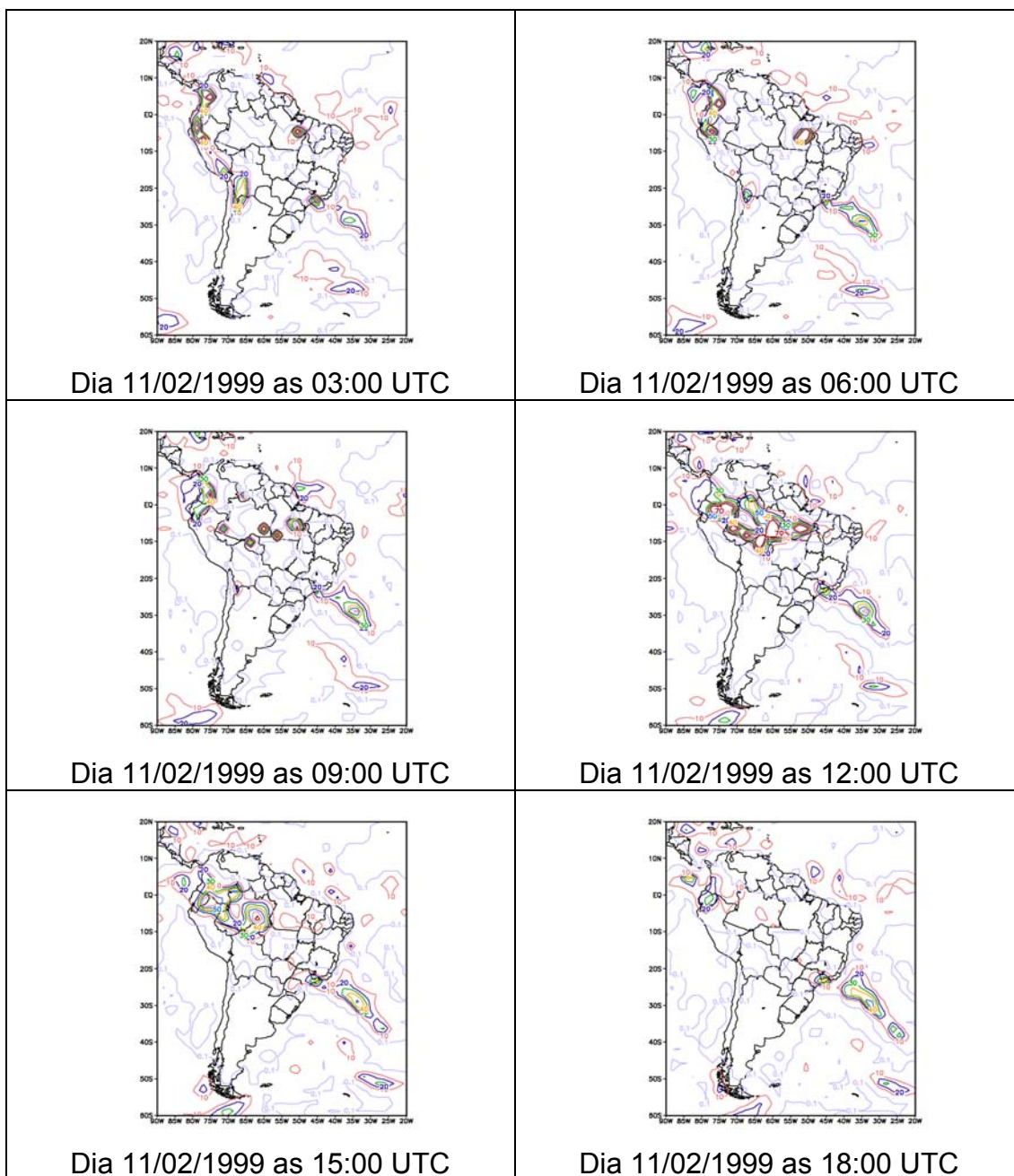
**FIGURA C1– Continuação**

(continua)



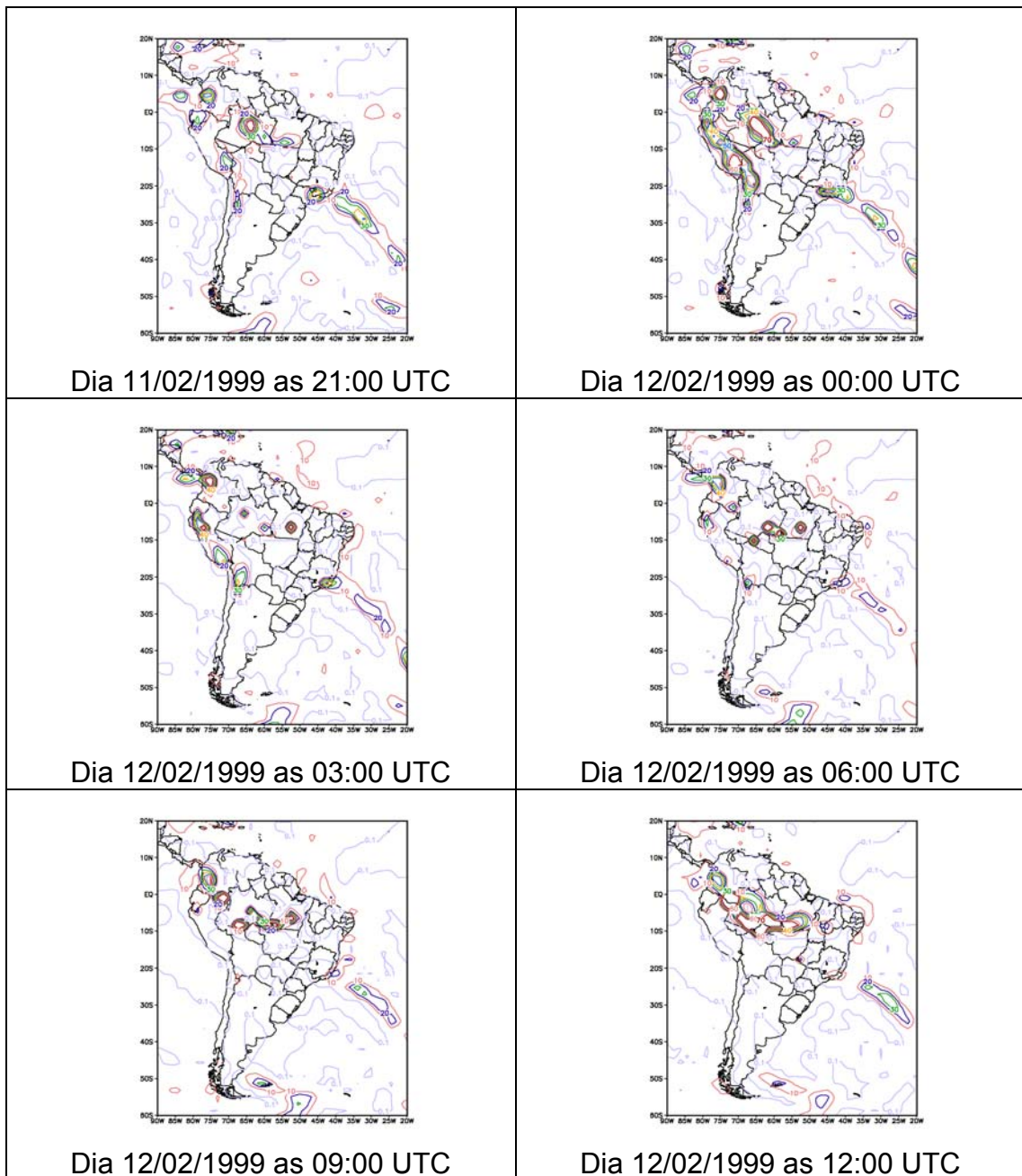
**FIGURA C1– Continuação**

(continua)



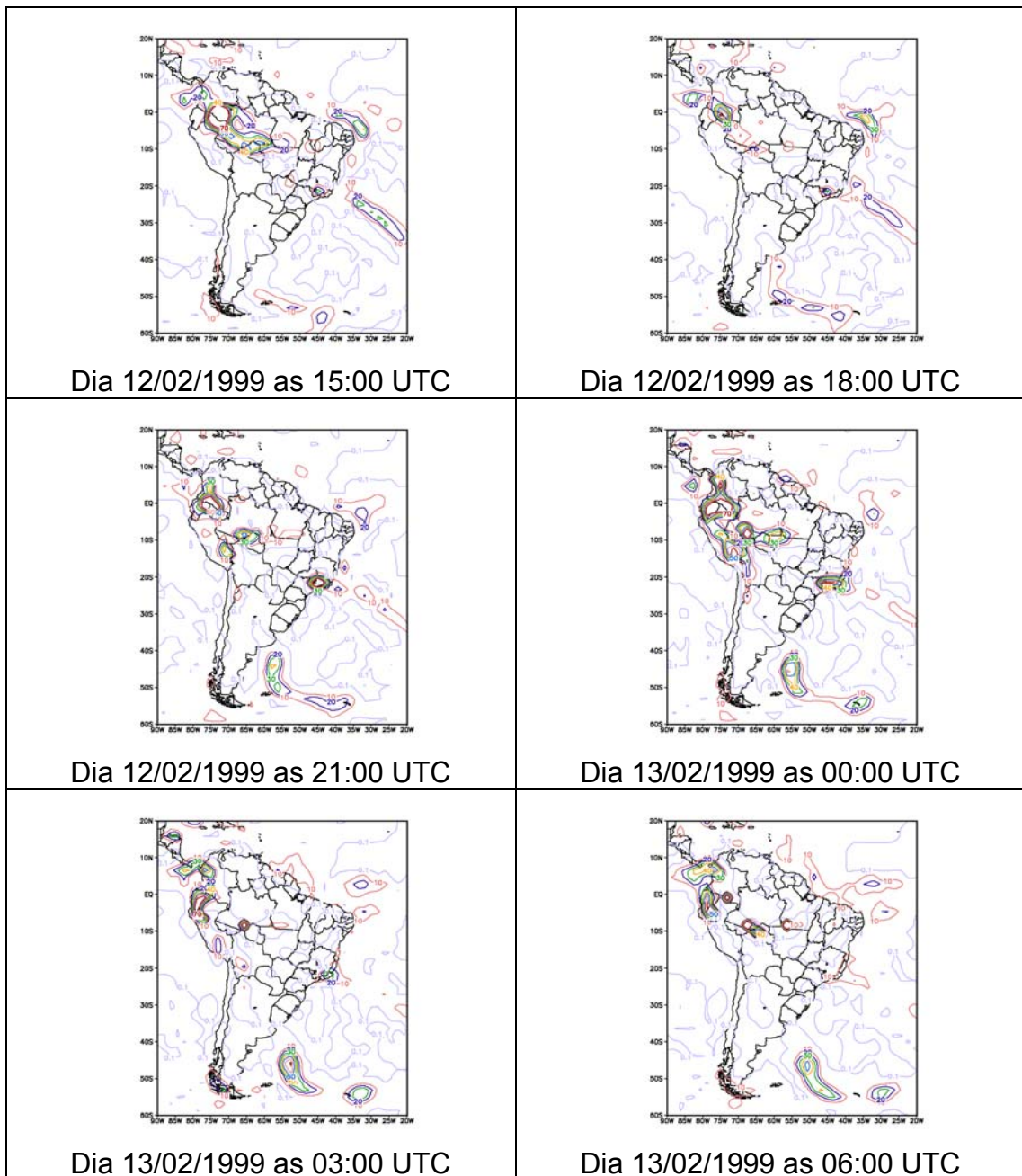
**FIGURA C1– Continuação**

(continua)



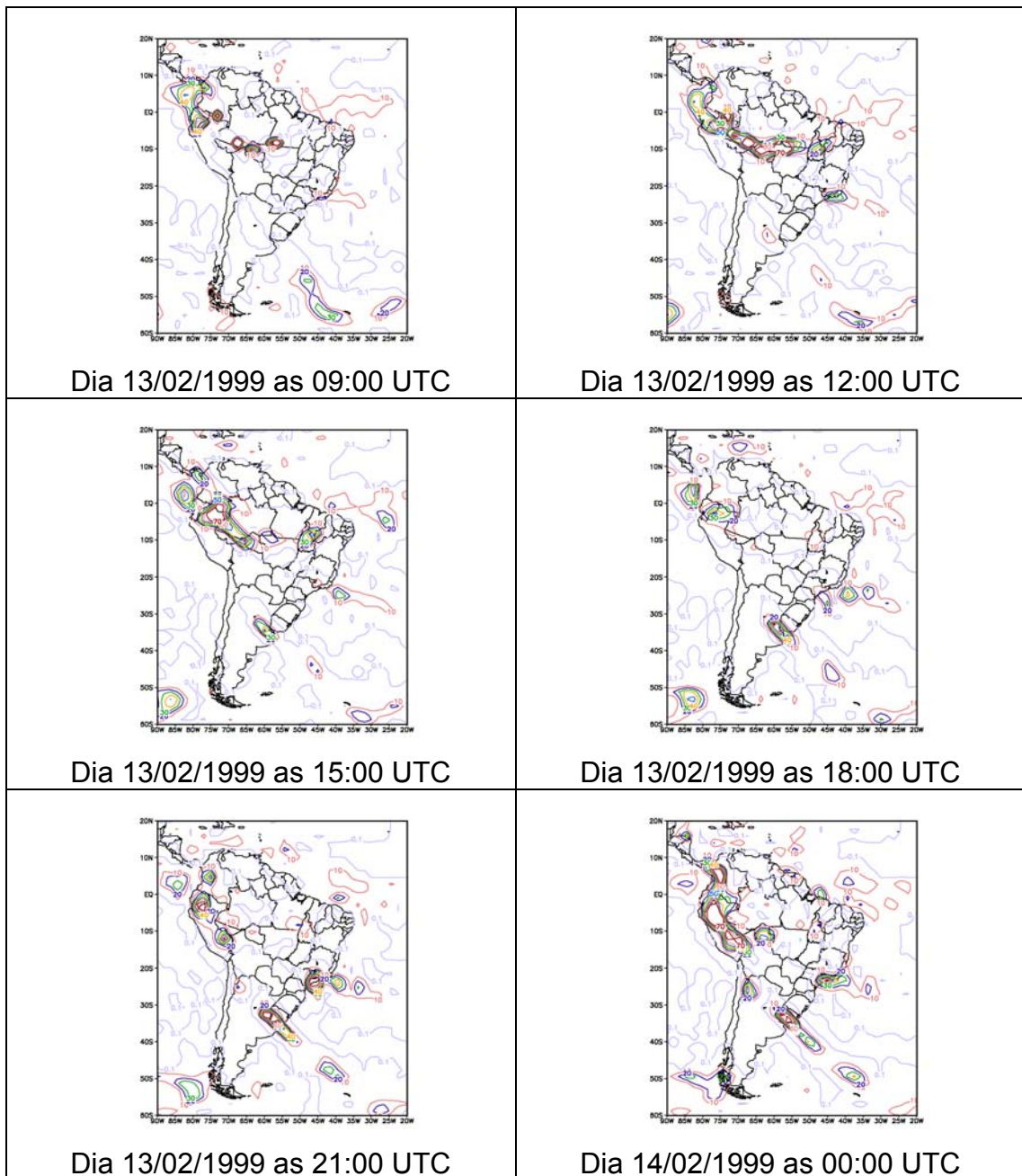
**FIGURA C1– Continuação**

(continua)



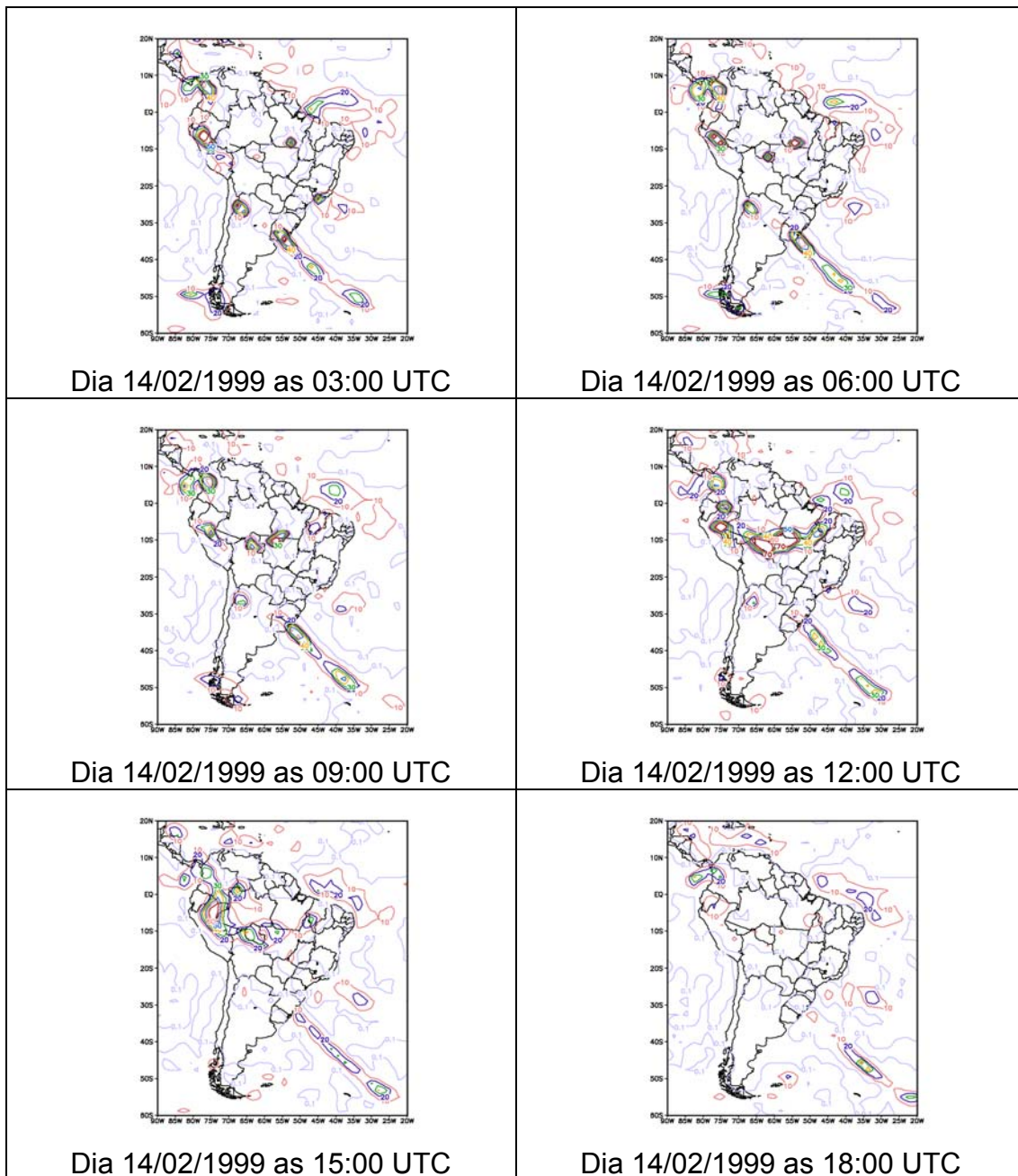
**FIGURA C1– Continuação**

(continua)



**FIGURA C1– Continuação**

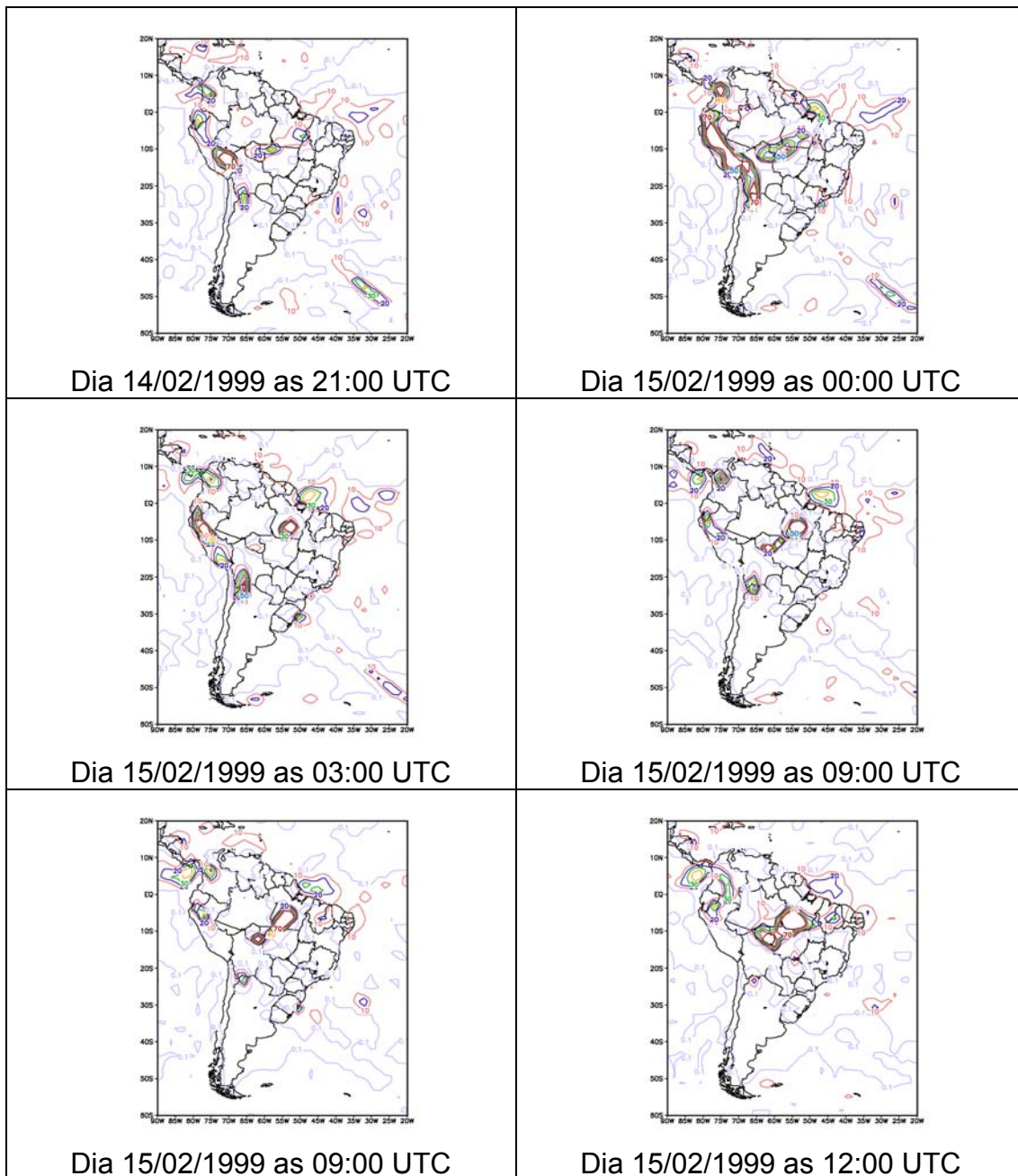
(continua)



**FIGURA C1– Continuação**

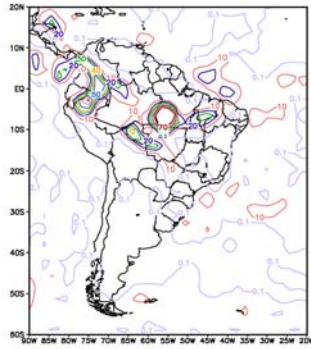
(continua)



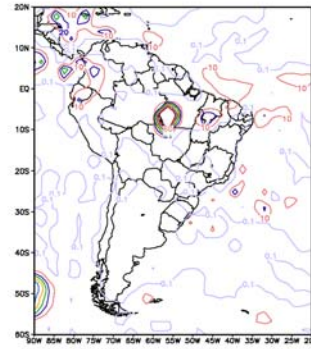


**FIGURA C1– Continuação**

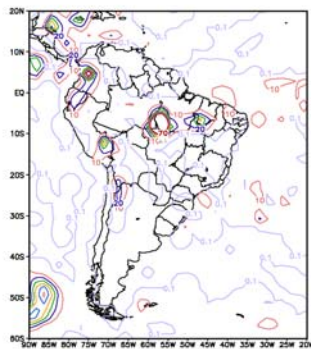
(continua)



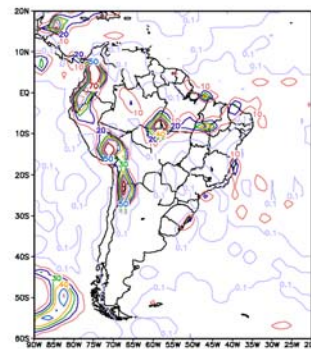
Dia 15/02/1999 as 15:00 UTC



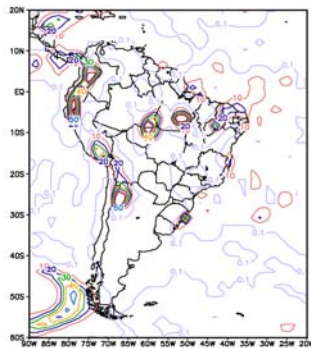
Dia 15/02/1999 as 18:00 UTC



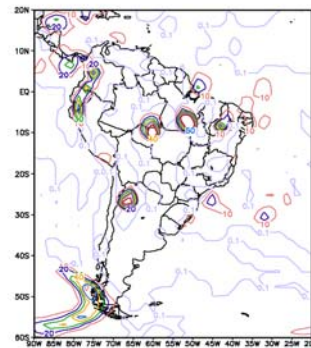
Dia 15/02/1999 as 21:00 UTC



Dia 16/02/1999 as 00:00 UTC

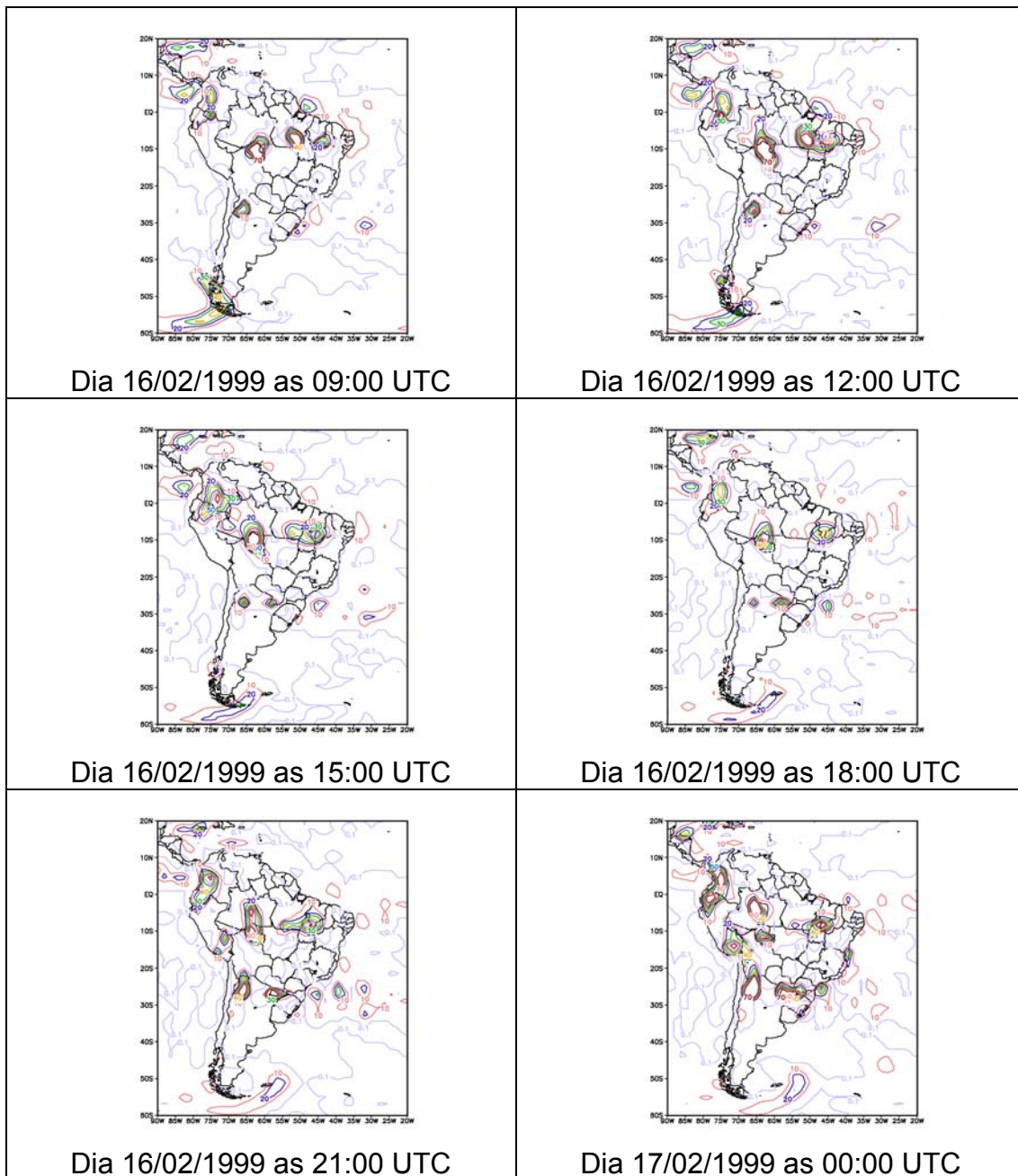


Dia 16/02/1999 as 03:00 UTC

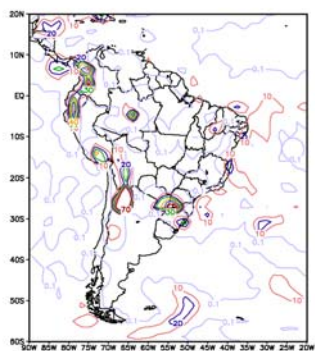


Dia 16/02/1999 as 06:00 UTC

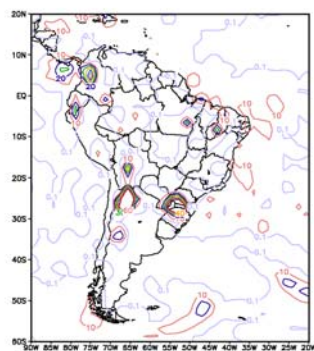
**FIGURA C1- Continuação**



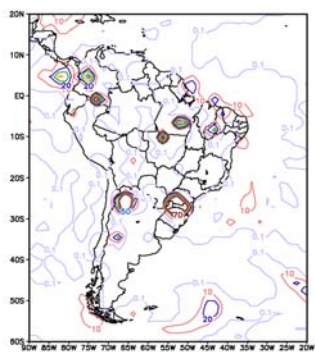
**FIGURA C1- Continuação**



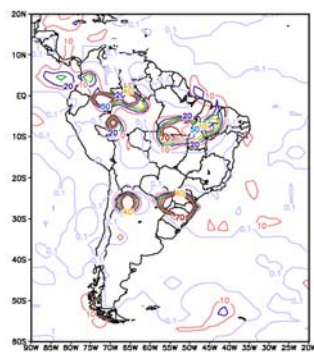
Dia 17/02/1999 as 03:00 UTC



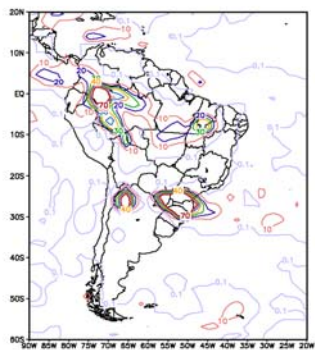
Dia 17/02/1999 as 06:00 UTC



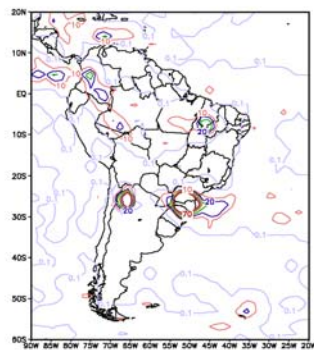
Dia 17/02/1999 as 09:00 UTC



Dia 17/02/1999 as 12:00 UTC

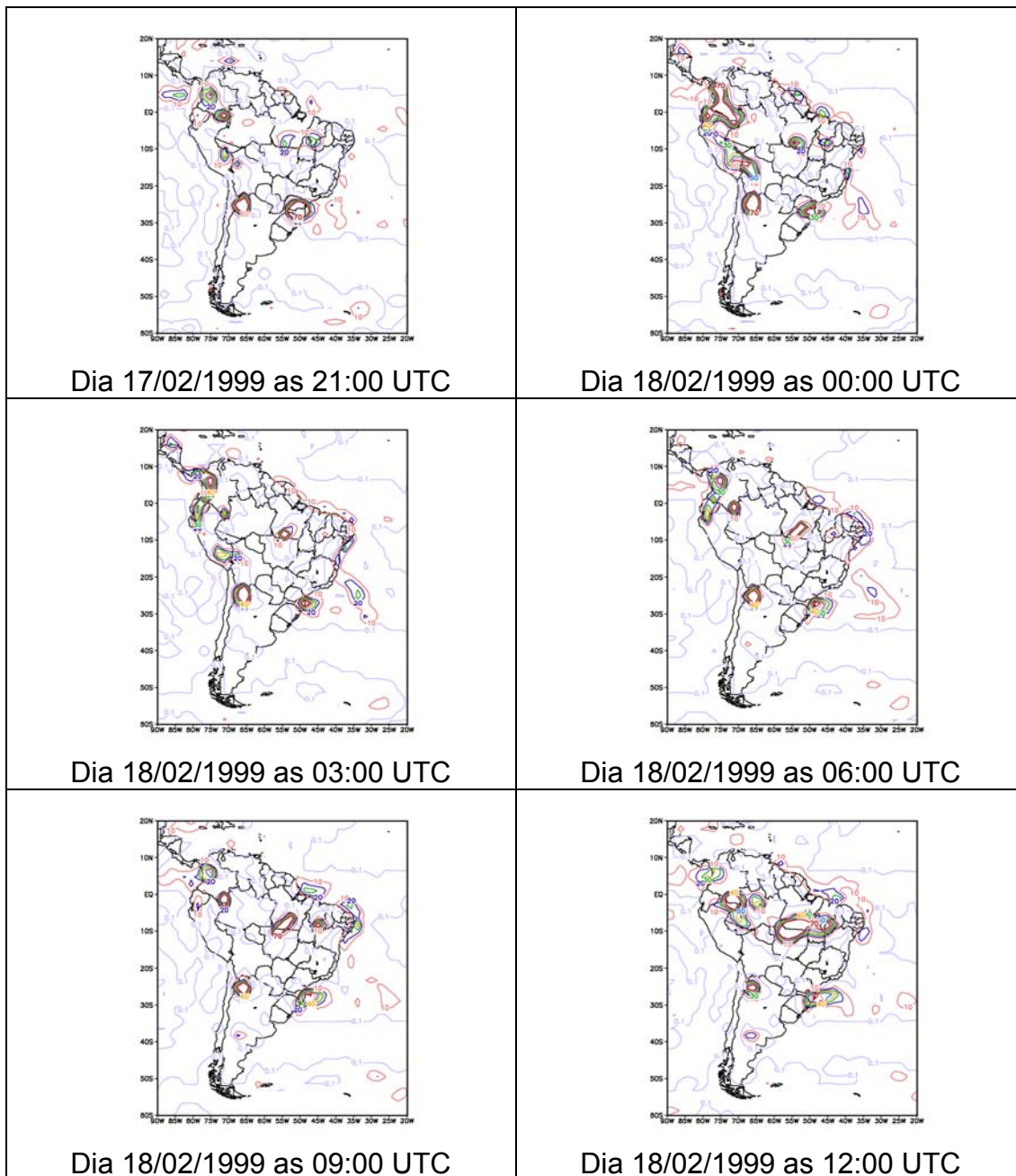


Dia 17/02/1999 as 15:00 UTC

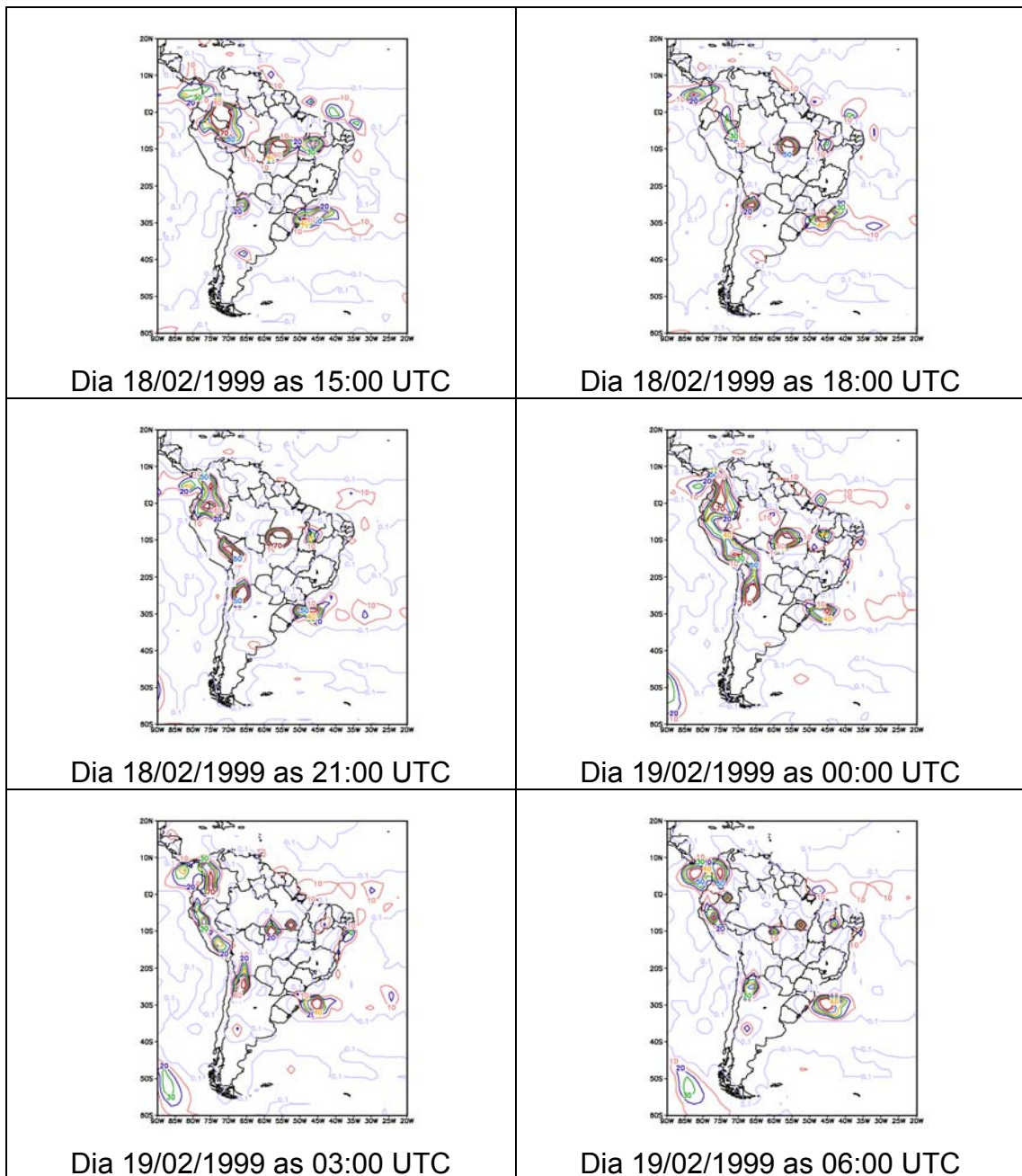


Dia 17/02/1999 as 18:00 UTC

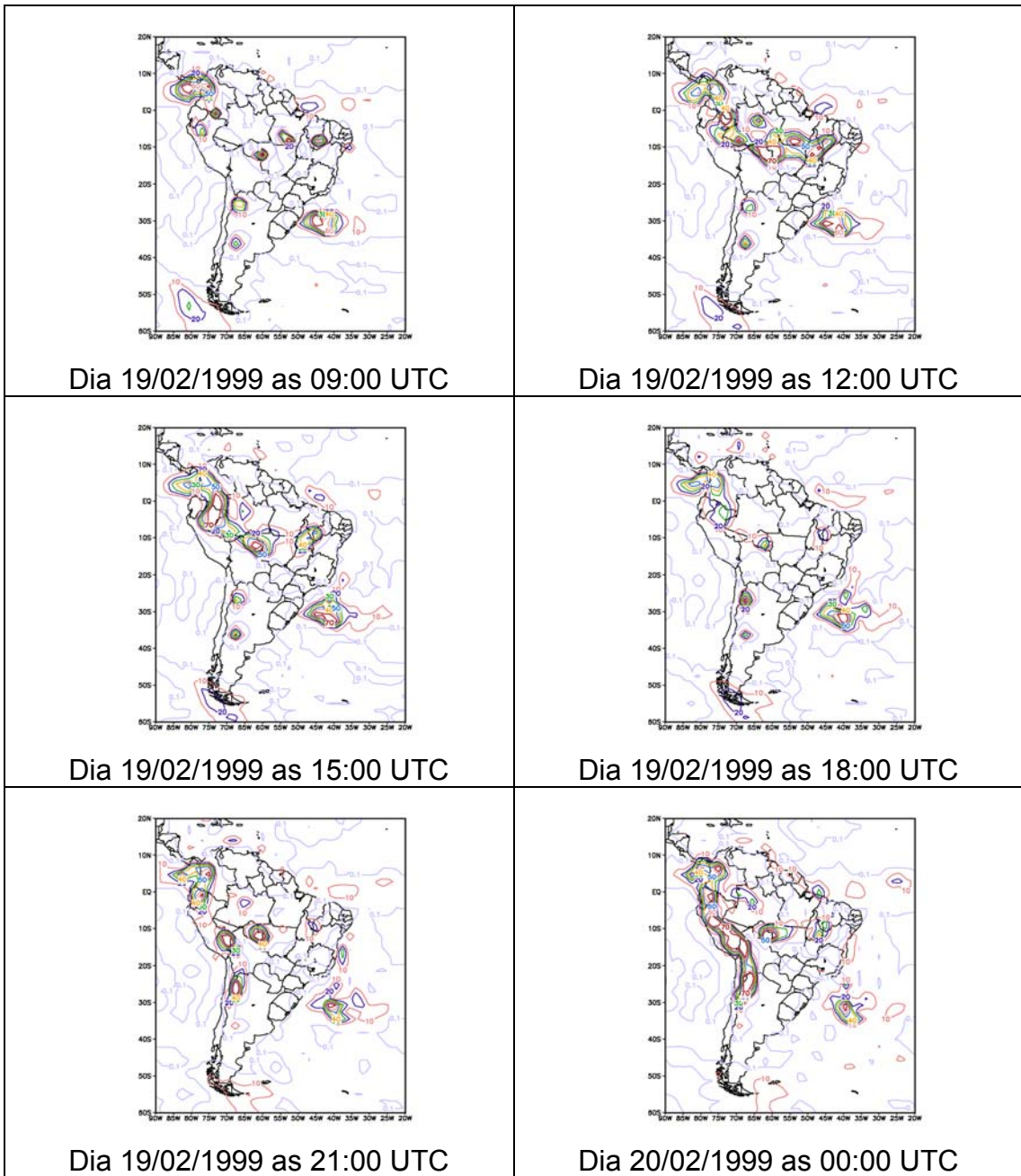
**FIGURA C1- Continuação**



**FIGURA C1- Continuação**

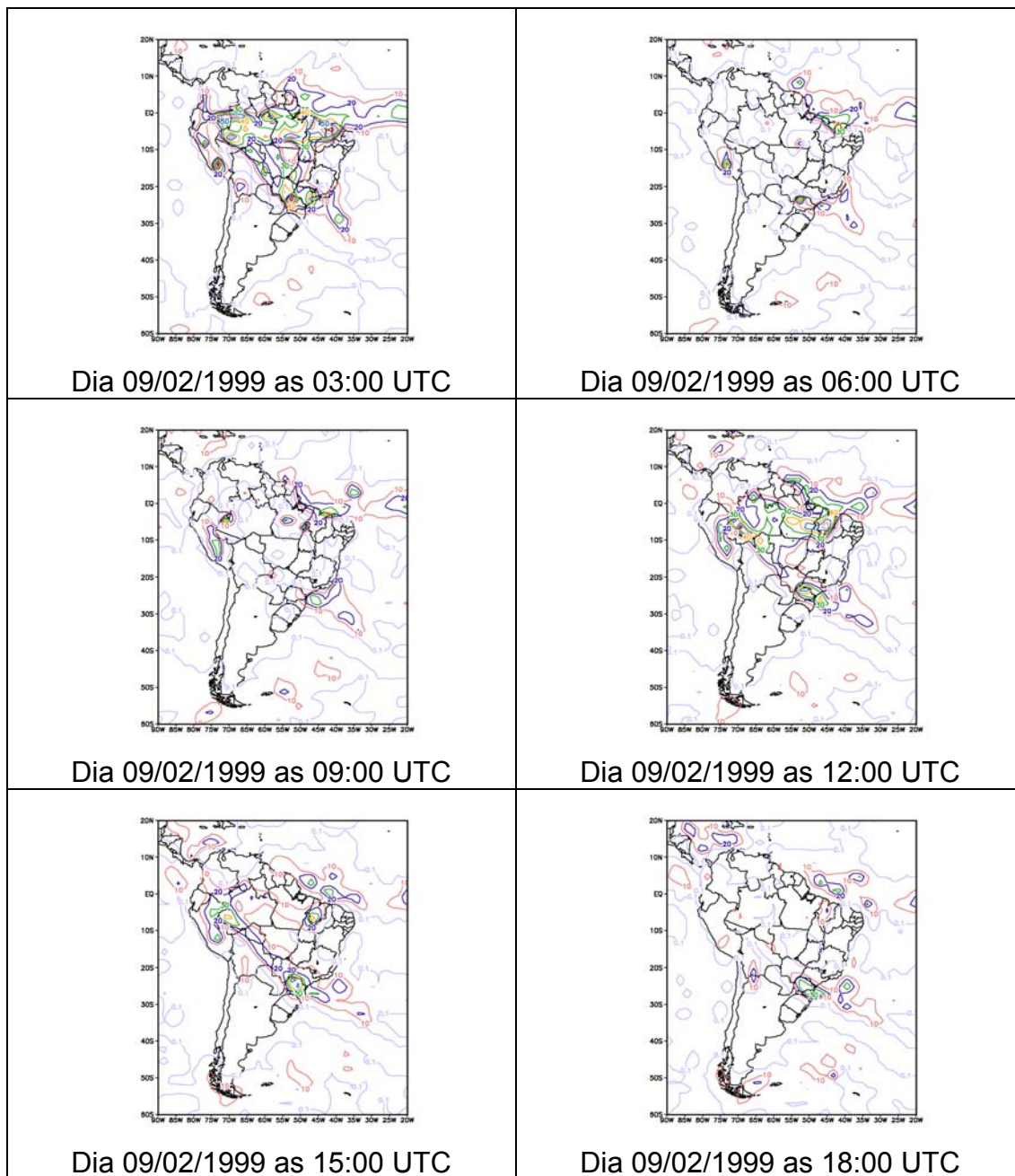


**FIGURA C1- Continuação**



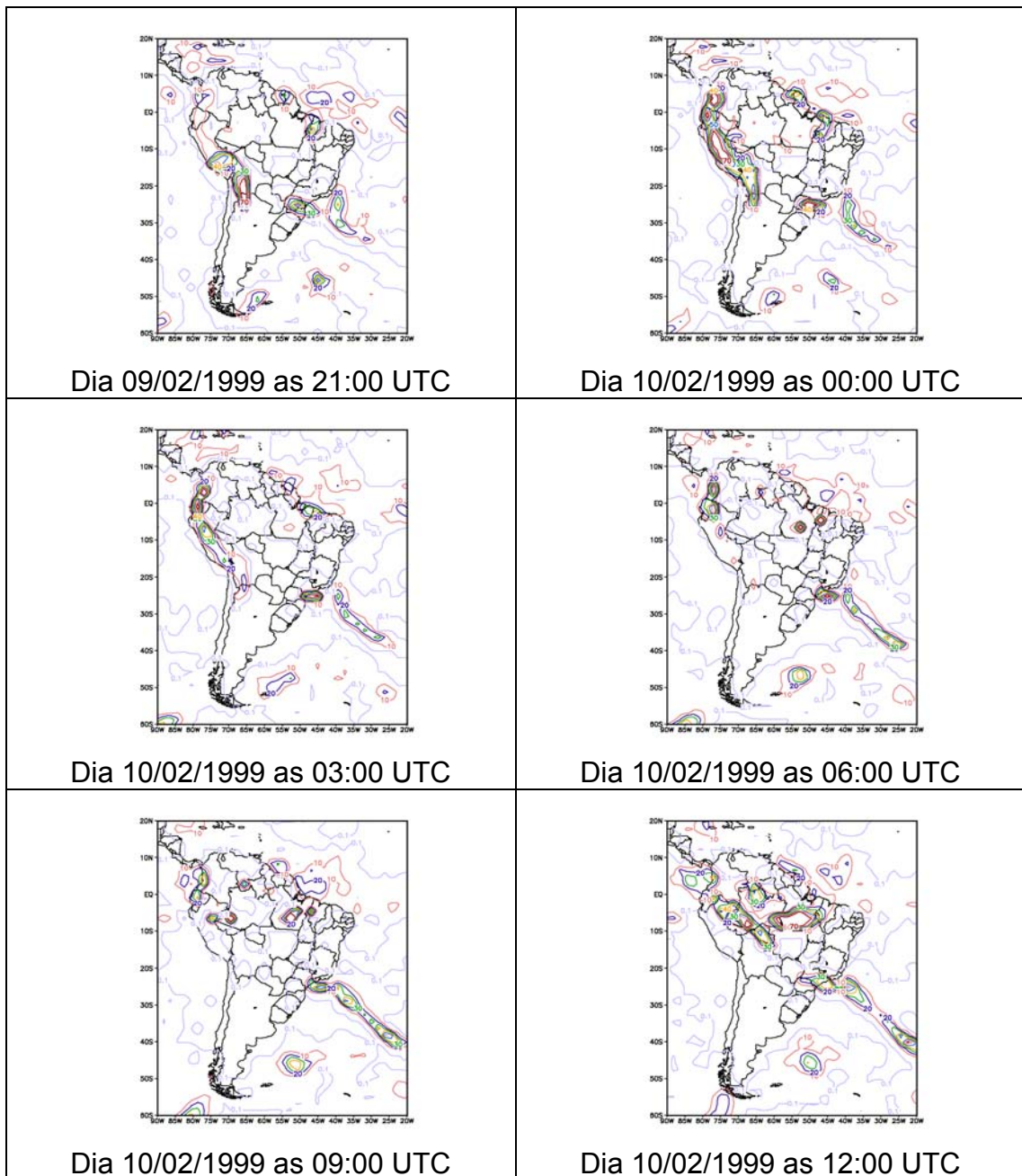
**FIGURA C1- (conclusão)**

Simulação do MCG com o RAS\_perfil, onde é possível verificar o erro sistemático do ciclo diurno.

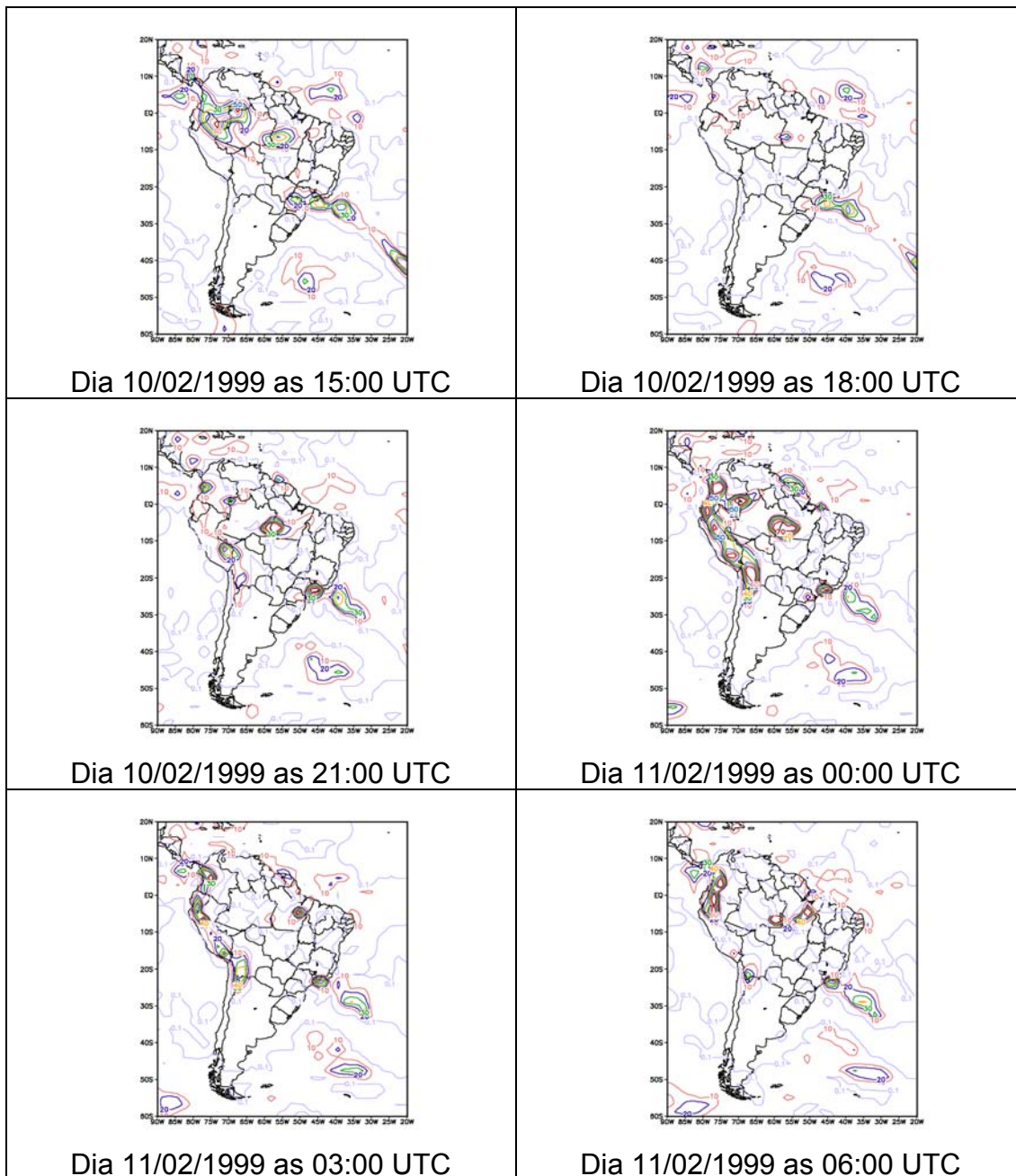


**FIGURA C2-** Simulação da precipitação com a Parametrização RAS\_perfil. Período de 09/02 às 00:00 UTC a 20/02/1999 às 00:00 UTC, saída a cada 3 horas. (continua).

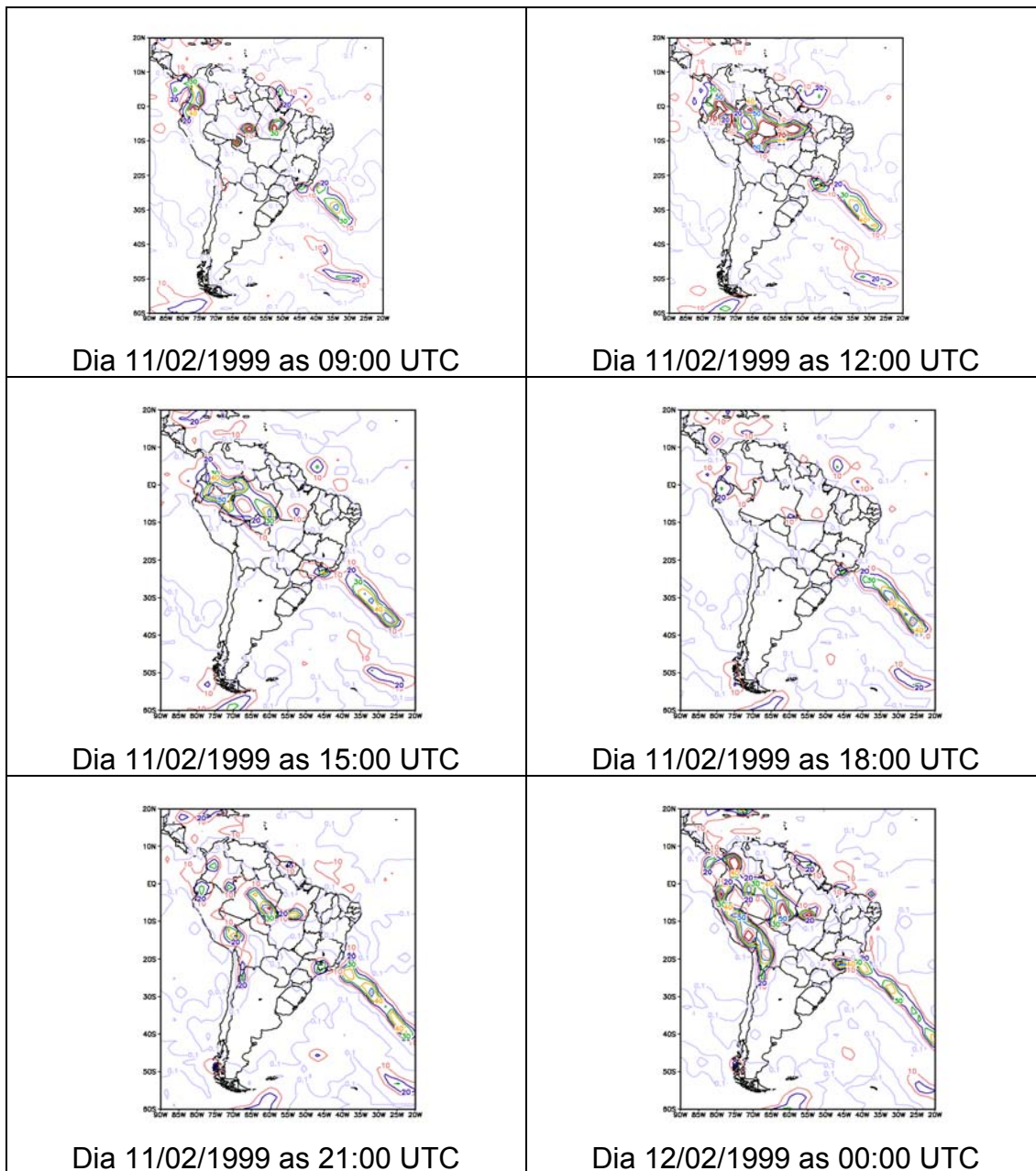




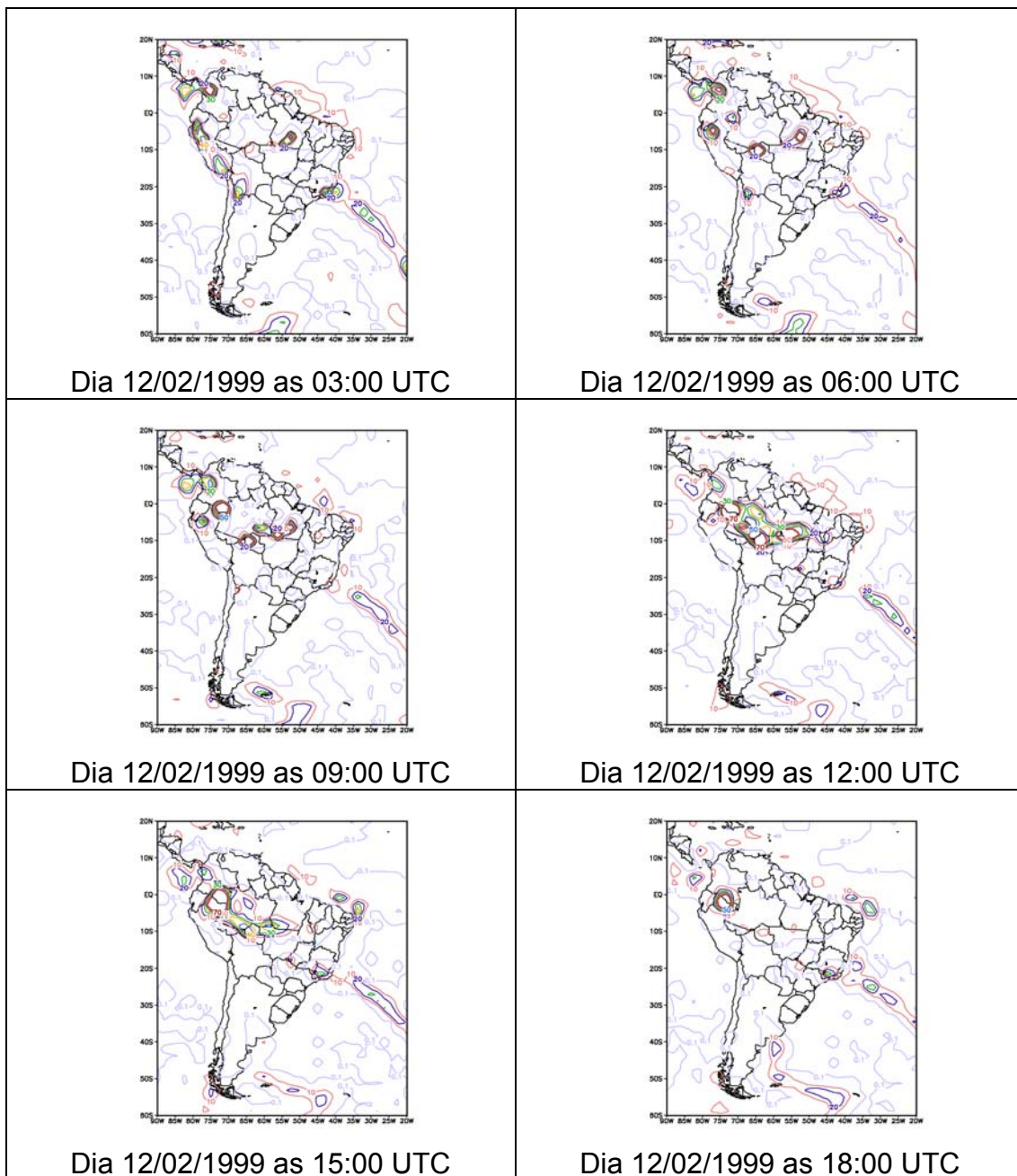
**FIGURA C2- Continuação**



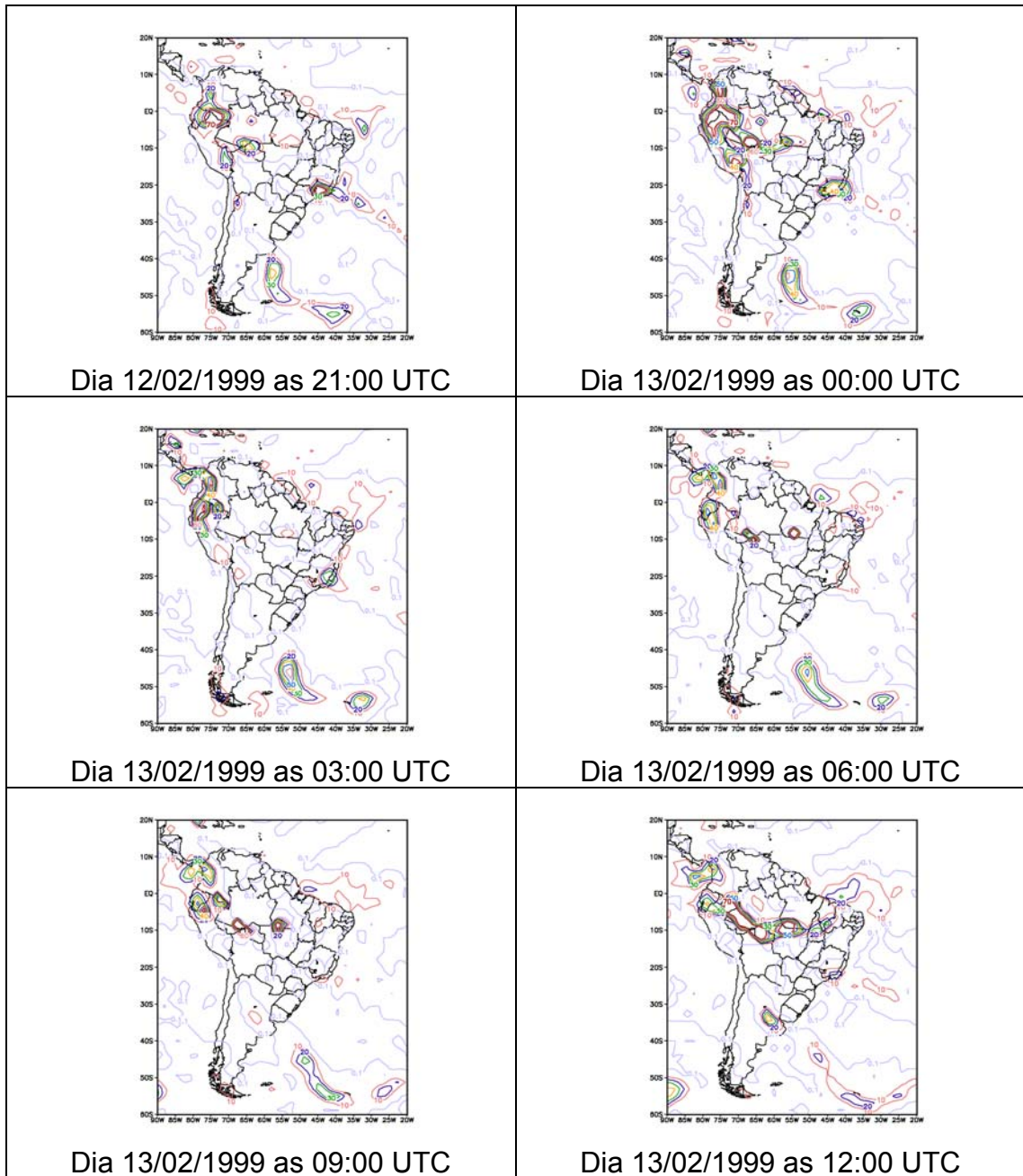
**FIGURA C2- Continuação**



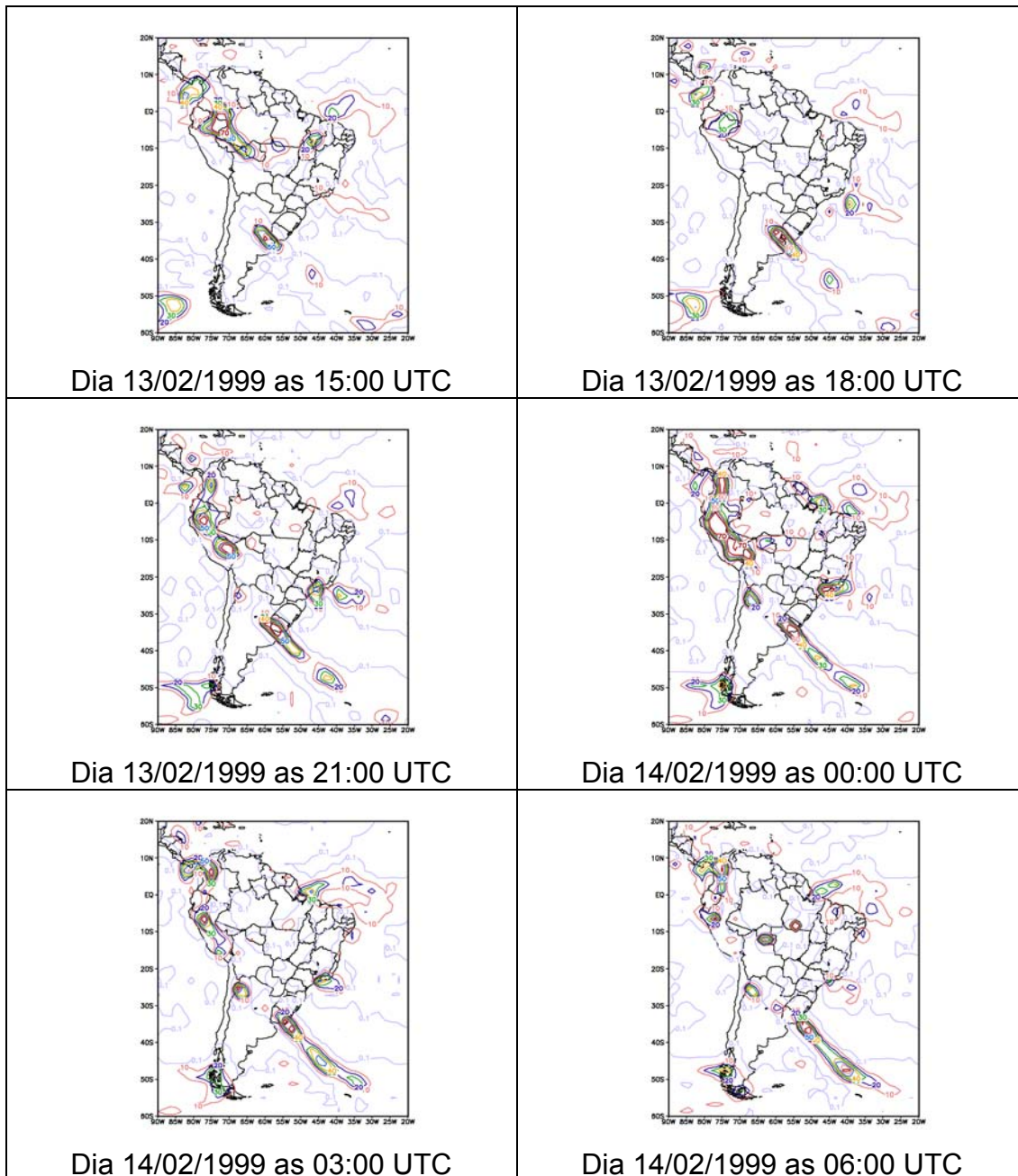
**FIGURA C2- Continuação**



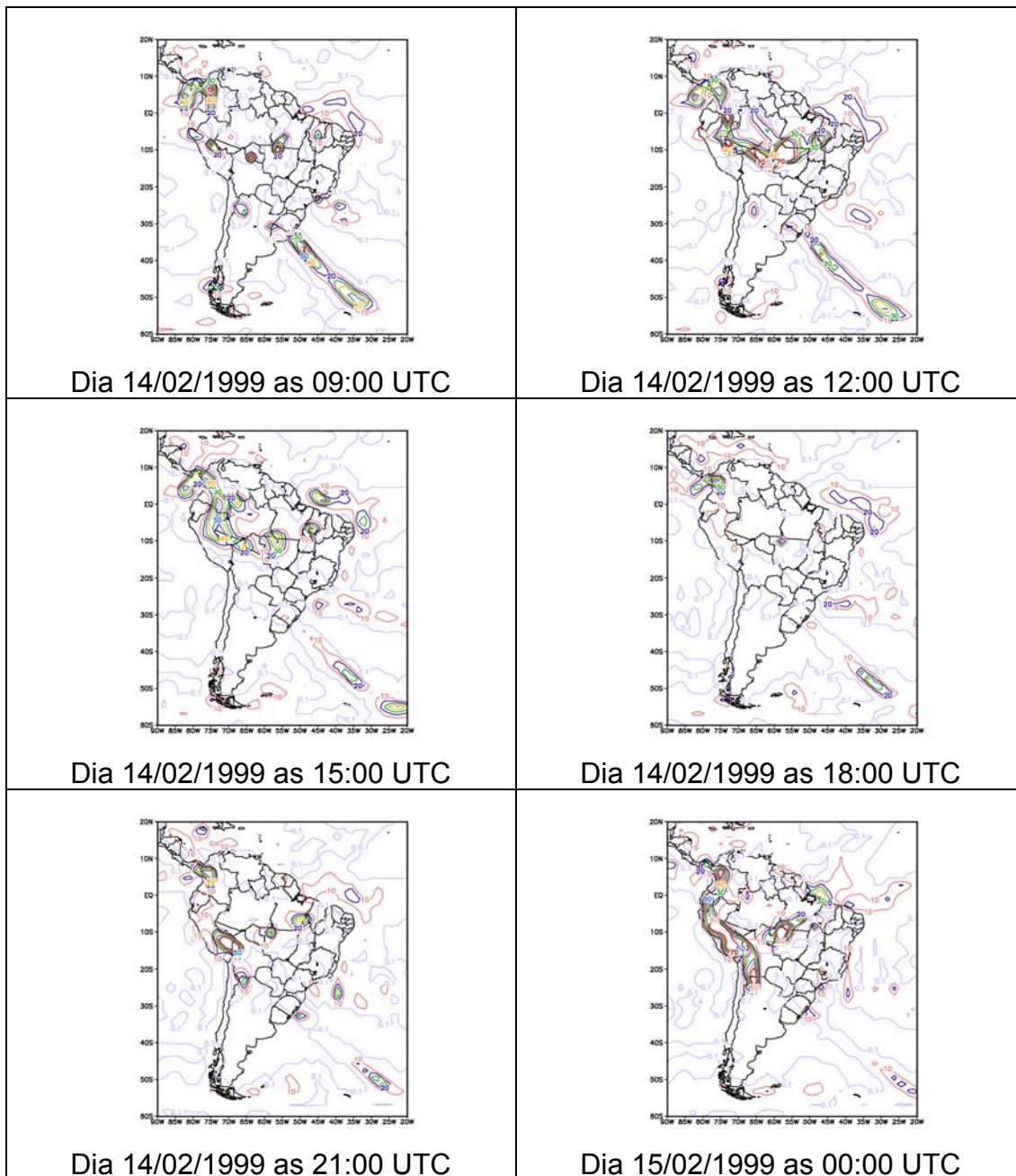
**FIGURA C2- Continuação**



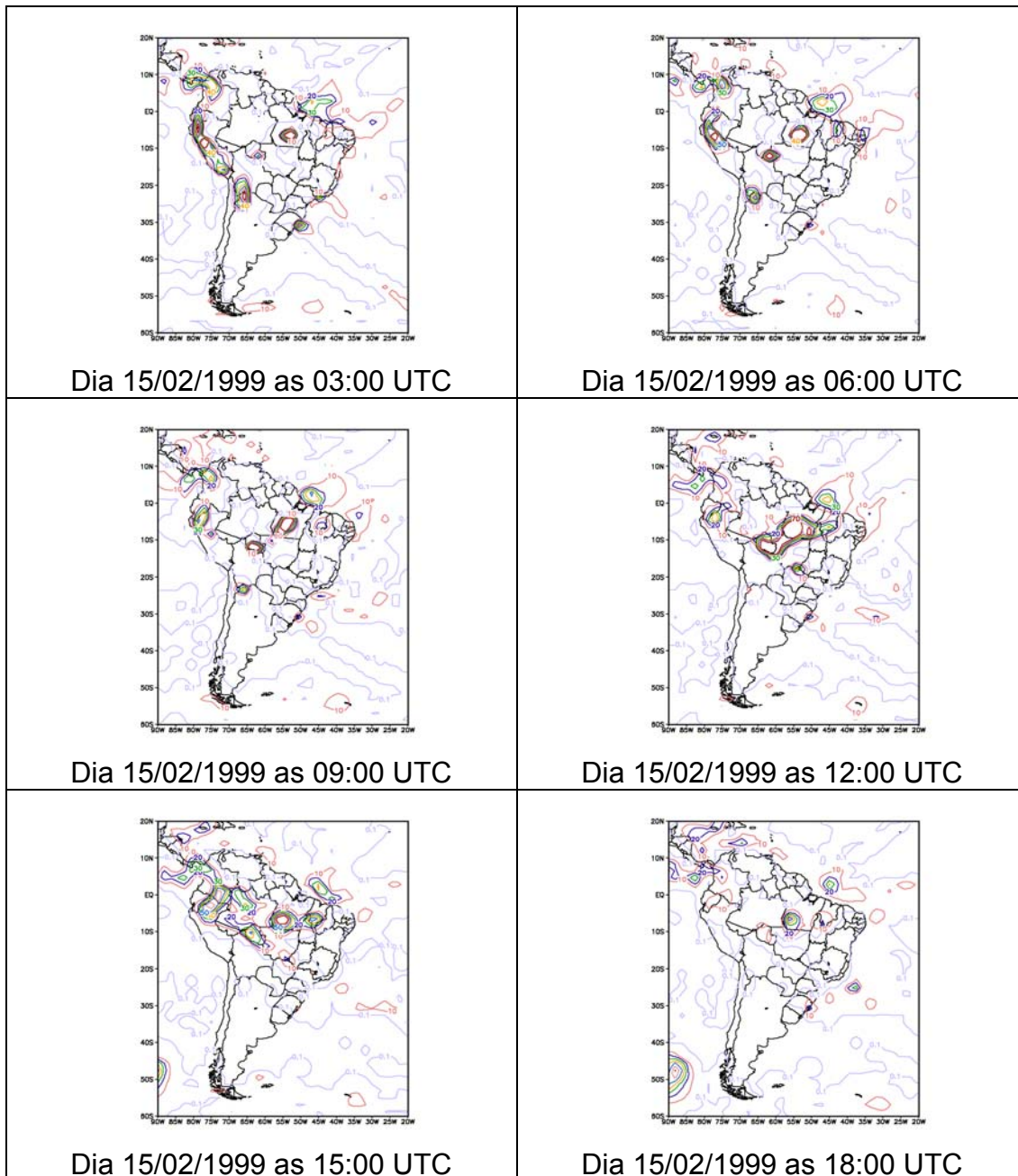
**FIGURA C2- Continuação**



**FIGURA C2- Continuação**

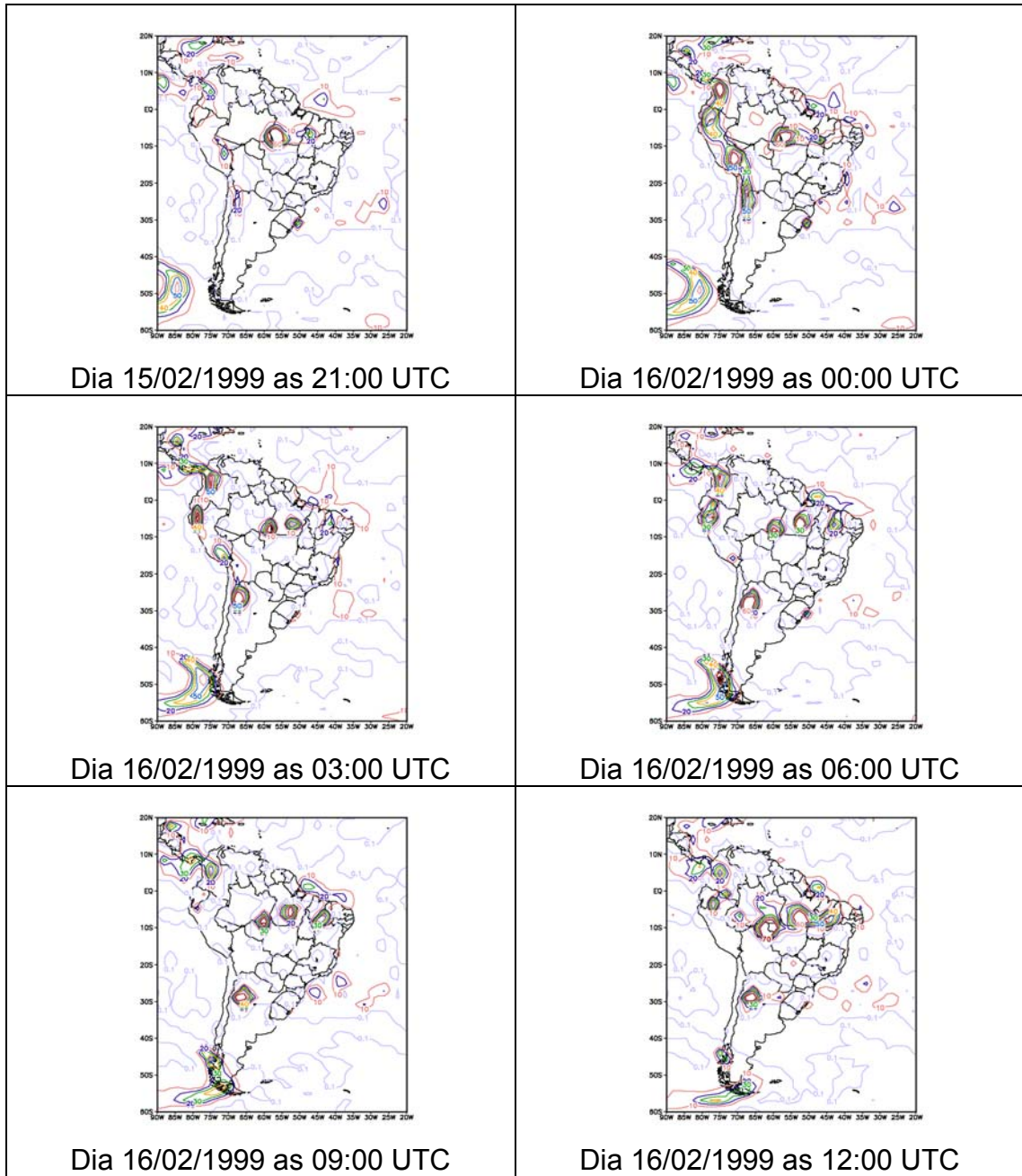


**FIGURA C2- Continuação**

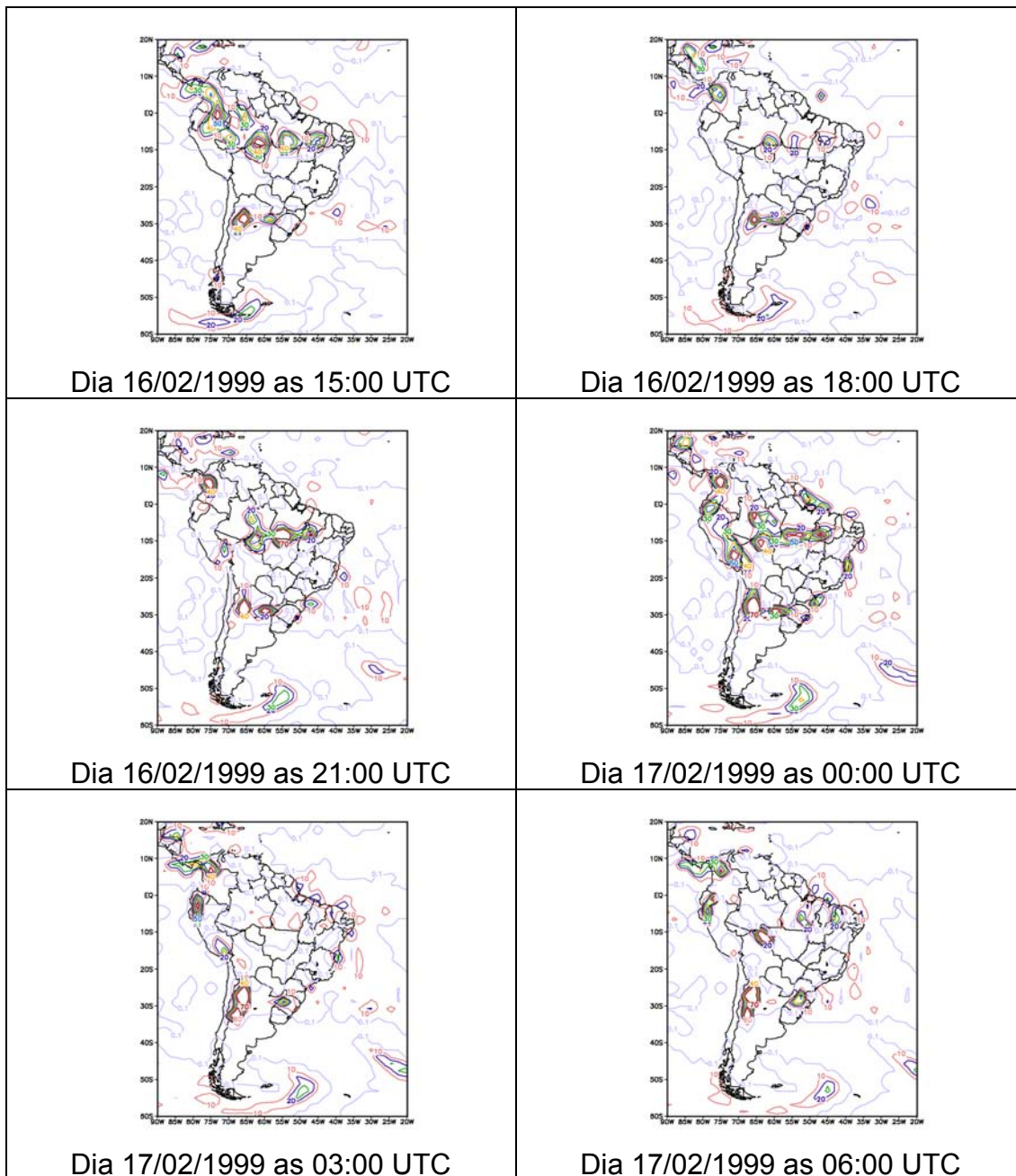


**FIGURA C2- Continuação**

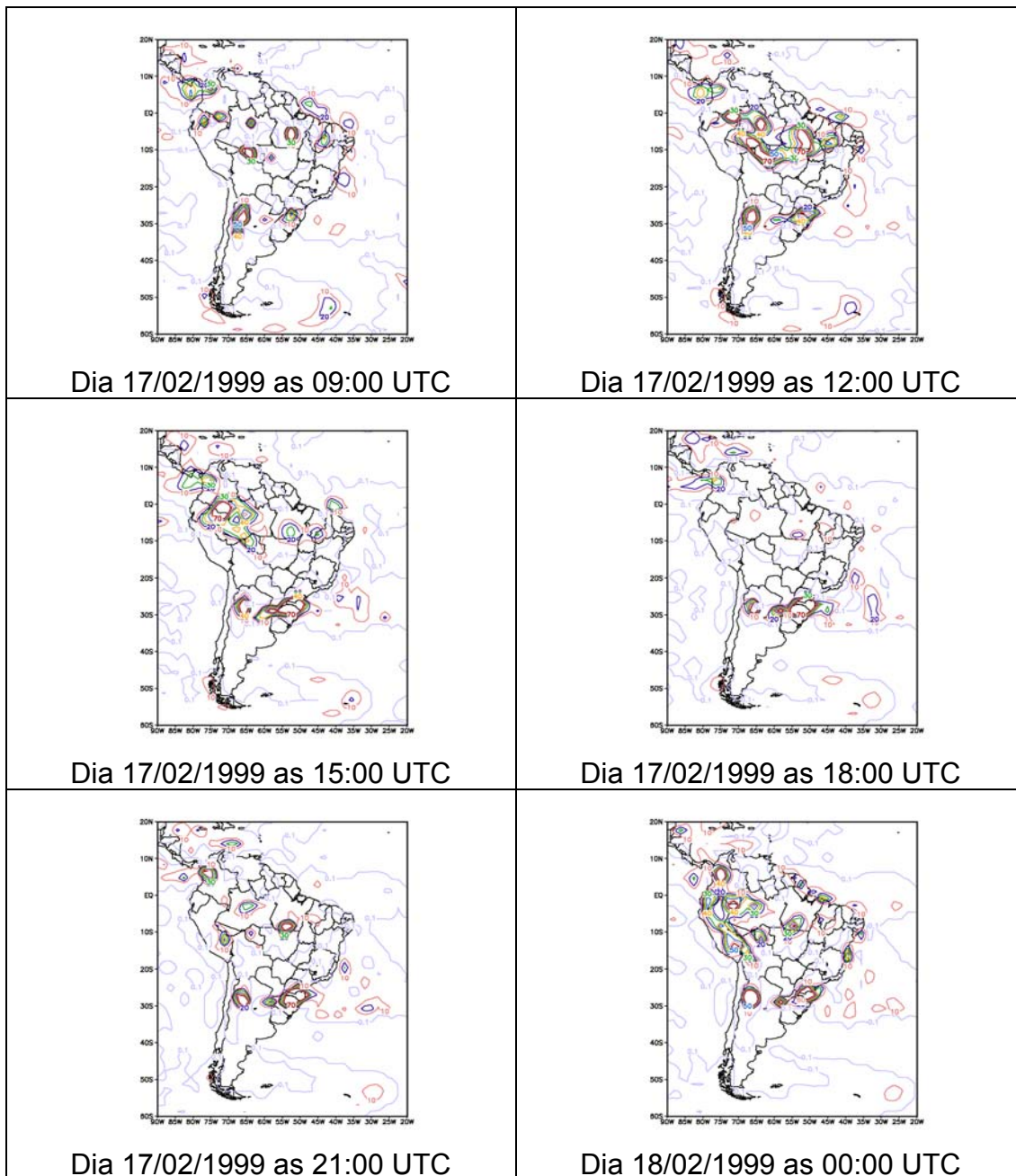




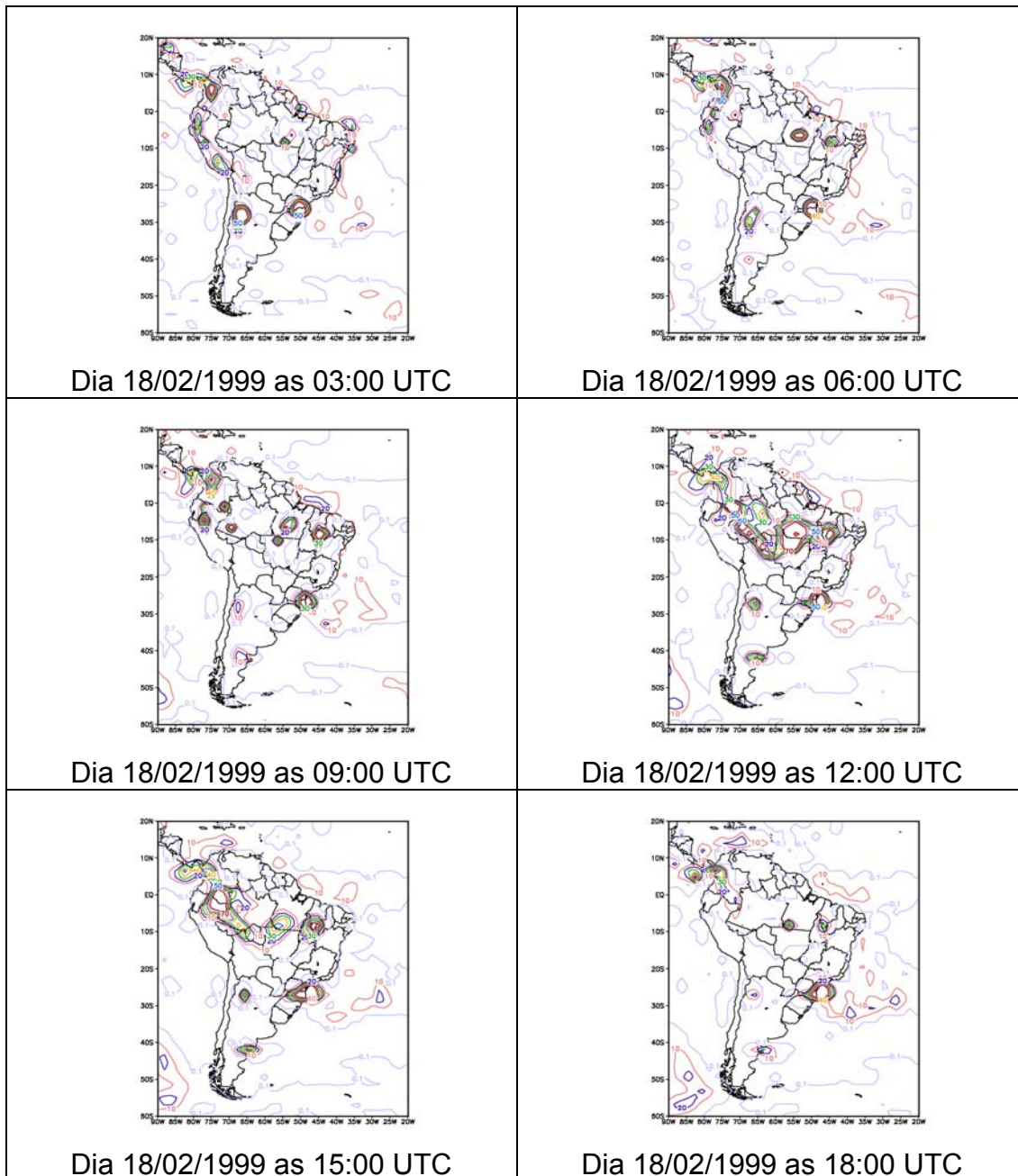
**FIGURA C2- Continuação**



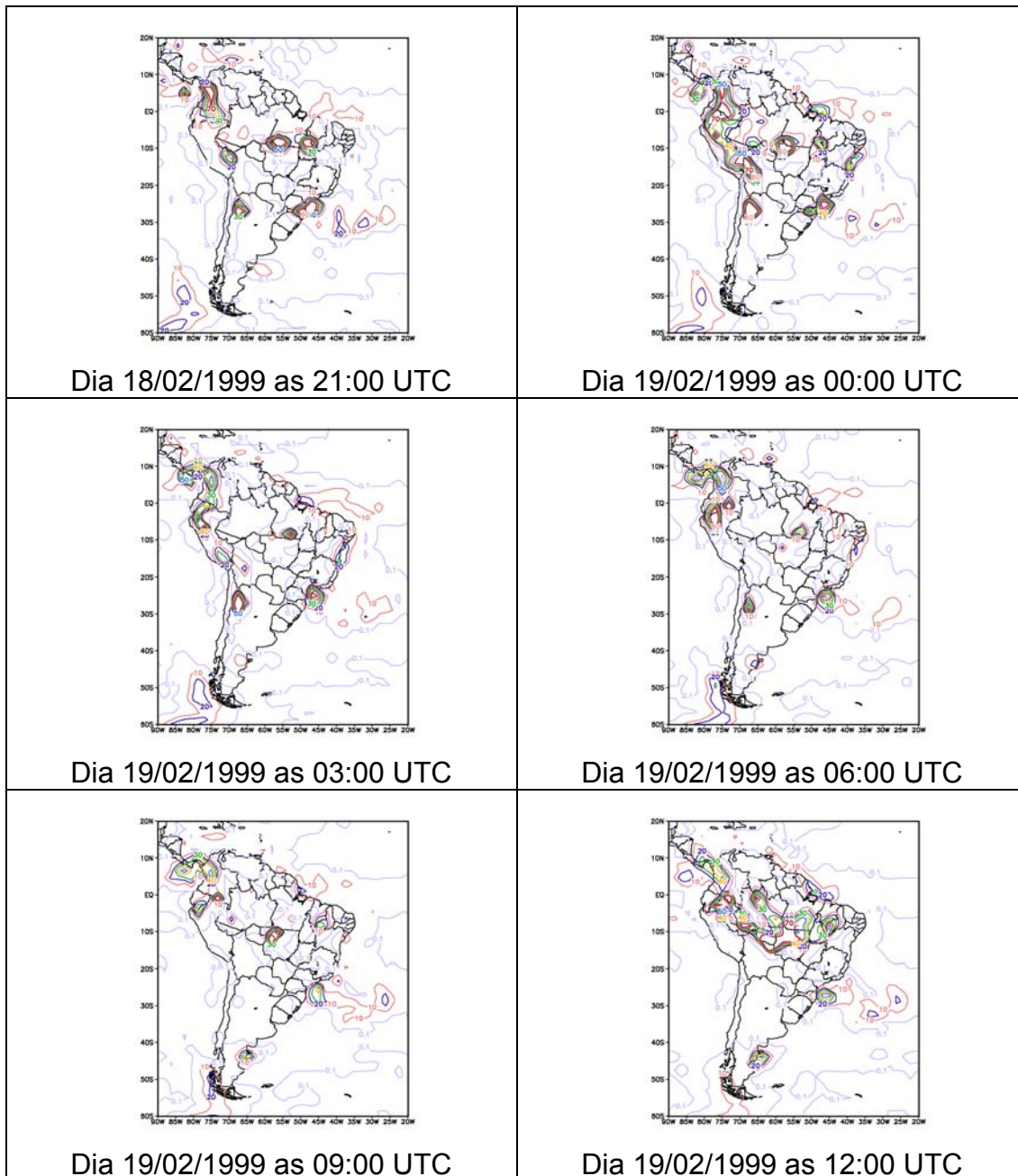
**FIGURA C2- Continuação**



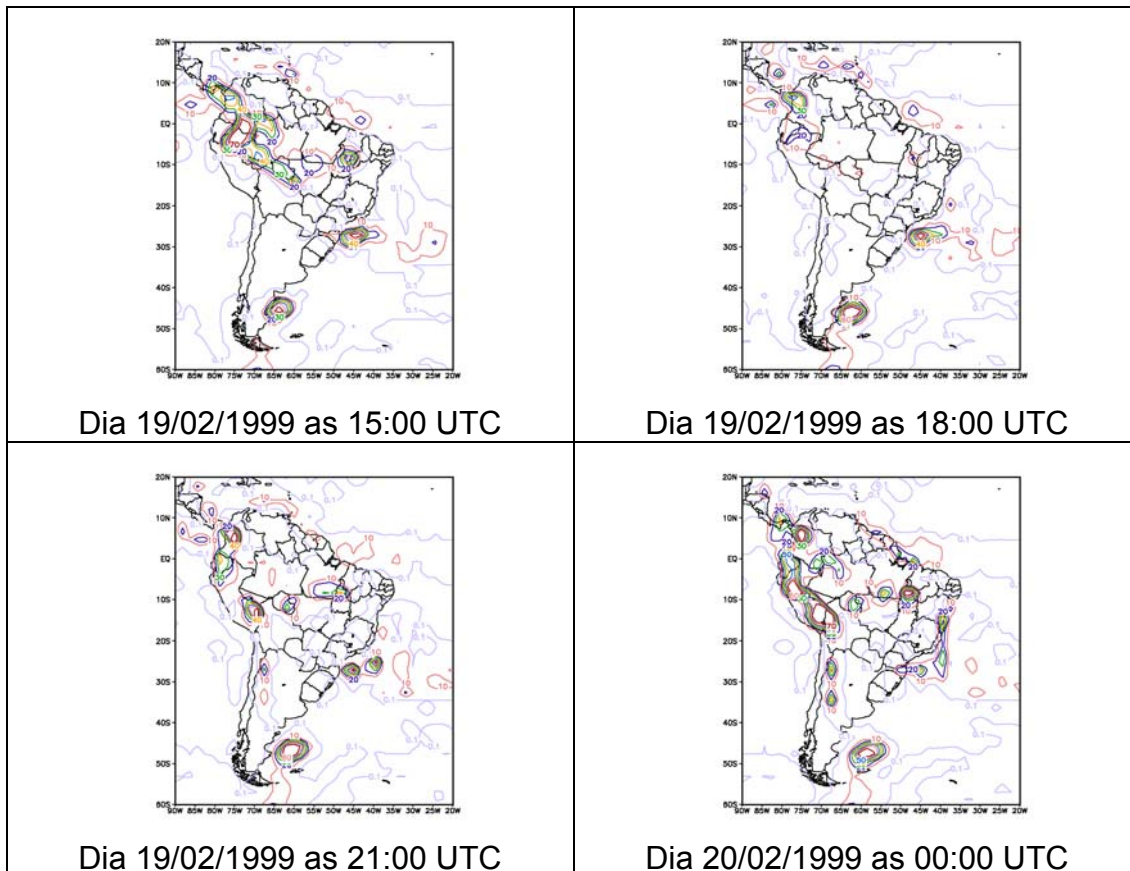
**FIGURA C2- Continuação**



**FIGURA C2- Continuação**



**FIGURA C2 - Continuação**



**FIGURA C2- (conclusão)**