



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO E DO DESPORTO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
FACULDADE DE METEOROLOGIA

ESTUDO DA EFICIÊNCIA DAS PARAMETRIZAÇÕES CONVECTIVAS NA
SIMULAÇÃO DE EVENTOS SEVEROS OCORRIDOS NO BRASIL, UTILIZANDO
O BRAMS.

MARCELO FÉLIX ALONSO

Dissertação apresentada à Universidade
Federal de Pelotas, sob a orientação da
Profa. Dra. Jaci Maria Bilhalva Saraiva,
como parte das exigências do Programa
de Pós-Graduação em Meteorologia, para
obtenção do título de Mestre em Ciências.

PELOTAS
Rio Grande do Sul - Brasil
Fevereiro de 2006

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Das utopias

Se as coisas são inatingíveis... ora!

não é motivo para não querê-las...

Que tristes os caminhos, se não fora

a mágica presença das estrelas!

Mário Quintana

Dedicada a meus pais por incansável esforço para
que eu tivesse uma educação digna e transparente.

AGRADECIMENTOS

A Deus, que, em sua totalidade, propiciou-se uma vida repleta de realizações e saúde.

A meus pais, pelo carinho e pelo incentivo. O amor e a educação é a melhor herança que levarei deles.

A minha esposa, cujo amor e dedicação ajudou-me a passar os momentos mais difíceis, e cujo sorriso me alegra a cada dia. Viver sem amor é viver as espreitas...

A Doutora Jaci Maria Bilhalva Saraiva, minha orientadora e amiga, que acreditou no meu potencial e que me incentivou a continuar na área da pesquisa. Sem dúvida, é um exemplo de profissional que certamente tento seguir.

Ao Doutor Saulo Ribeiro de Freitas, a quem devo muito, por me direcionar e auxiliar no estudo das parametrizações de convecção, e me proporcionar a chance de seguir um doutorado.

Ao Doutor José Francisco Dias da Fonseca, que me auxiliou na formulação e discussão da parametrização convectiva de Kuo, e ministrou a disciplina eletiva relacionada à modelagem atmosférica, cujas aulas me esclareceram grandes dúvidas.

Aos meus colegas de mestrado, aos colegas do Grupo de estudo em Previsão Regional Atmosférica (Gustavo e Diego) e aos meus amigos pelo companheirismo.

À coordenadora do curso Cláudia Rejane Jacondino dos Campos e ao secretário da Pós-Graduação Júnior, pela atenção no atendimento de minhas necessidades.

Ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia e ao gabinete de Pós-Graduação da UFPEL pela obtenção da bolsa emergencial da CAPES.

RESUMO

ALONSO, Marcelo Félix. **Estudo da eficiência das Parametrizações Convectivas na simulação de eventos severos ocorridos no Brasil, utilizando o BRAMS**. 2006. 162f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

O objetivo geral dessa dissertação de mestrado foi estudar a influência das Parametrizações de Convecção na simulação de eventos severos no Brasil, a fim de avaliar o seu desempenho na previsão regional de tempestades potencialmente destruidoras.

Com esse raciocínio, comparou-se a precipitação observada e simulada, estudaram-se as reservas de energia envolvidas no processo da convecção, analisou-se como o ambiente termodinâmico e dinâmico em grande escala foi modificado e estudaram-se maneiras de melhorar a parametrização convectiva de Grell a fim de propiciar ainda mais confiabilidade à previsão numérica do tempo, utilizando o modelo regional de mesoescala BRAMS 2.0.

Para isso, analisaram-se dois casos de sistemas precipitantes, influenciados por regimes distintos (extratropical e tropical). Não obstante, ainda fez-se uma análise da confiabilidade da Parametrização Convectiva de Grell na simulação da precipitação para o mês de maio de 2005, no Rio Grande do Sul.

Evidencia-se a superioridade da Parametrização Convectiva de Grell na simulação da magnitude da precipitação, em relação à Parametrização Convectiva de Kuo. Porém, conclui-se que a Parametrização Convectiva de Grell tende a superestimar o dado observado de precipitação acumulada. Nos dois casos de convecção, pôde-se obter uma boa eficiência da Parametrização convectiva de Grell, em relação à magnitude da precipitação diária acumulada, diminuindo-se o raio da nuvem, aumentando o entranhamento de massa no sistema.

Os experimentos cuja peculiaridade é o uso da Parametrização Convectiva de Grell, simularam com melhor precisão as características termodinâmicas do ambiente e representaram com boa exatidão os aspectos dinâmicos favoráveis à gênese e manutenção de tempestades mais severas, fornecendo subsídio no que se refere ao uso da modelagem

regional como estratégia adicional na prevenção de fenômenos potencialmente destruidores.

Percebe-se, analisando o caso II, que os dados de inicialização do modelo tiveram um profundo impacto na simulação da Linha de Instabilidade. Os experimentos iniciados com os dados de Re-análise, do NCEP, cuja resolução é de 250 km, organizaram as bandas convectivas numa configuração mais parecida com o que foi observado. Todavia, os experimentos iniciados com o modelo T126L28, do CPTEC, cuja resolução é de 100 km, geraram núcleos convectivos em áreas onde não foi observada atividade convectiva.

Palavras-chave: BRAMS. Convecção. Instabilidade. Tempestades severas. Eventos severos.

ABSTRACT

ALONSO, Marcelo Félix. **Estudo da eficiência das Parametrizações Convectivas na simulação de eventos severos ocorridos no Brasil, utilizando o RAMS**. 2006. 162f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

The general objective of this purpose of was to study the Convection Parameterization influence in the Brazilian severe events simulation, in order to evaluate its performance in the regional severe storm forecast.

It was compared observed and simulated precipitation, the energy budghets involved in the convection process had been studied, were analyzed the large-scale thermodynamic and dynamic modification and had studied ways to improve the Grell convective parameterization for a better weather numerical forecast, using RAMS 2.0 model.

For this, two cases of convective systems had been analyzed, influenced by regimes distinct (extratropical and tropical). Still, we made an analysis of the Grell Convective Parameterization behavior in the precipitation simulation for May 2005, in the Rio Grande Do Sul state.

The accumulated precipitation, simulated from experiments that use the Grell scheme, better represented the rain intensity, but overestimated the observed data. The simulations with Kuo scheme underestimated the observed data.

The inicialization data has a full influence in the squall line simulation. The LIGRELLA/LIKUOA experiments better simulated the spatial coverage of squall line, with relation the GPCP satellite data. However, the LIGRELLB/LIKUOB experiments simulated maximum precipitation in regions with any observed rain, including, LIKUOB simulated a squall line with propagation opposing the observed.

Keywords: RAMS. Convection. Instability. Severe storms. Severe events.

LISTA DE FIGURAS

3.1	Diagrama esquemático das componentes de uma parametrização convectiva sendo (a) Controle Dinâmico; (b) Retroalimentação e (c) Controle Estático.....	18
4.1	Disposição das estações do INMET no estado do Rio Grande do Sul.....	22
4.2	Método de Thiessen	24
4.3	Ilustração esquemática da justaposição dos campos simulados (S) e observados (R). Os dois campos são coincidentes em $S \cap R$	26
4.4	Diagrama esquemático que mostra o ciclo de umidade numa coluna com convecção, para a parametrização convectiva de Kuo.....	47
4.5	(a) Visão esquemática de um modelo de bolha (ou termal) de entranhamento lateral numa cumulus (b) Visão esquemática de um modelo de jato estacionário de entranhamento lateral numa cumulus. [adaptado de Holton (1989)].....	53
5.1	Localização da cidade de Antônio Prado.....	60
5.2	Imagem do satélite GOES-12 (infravermelho) e EUMETSAT (visível) no dia 11 de dezembro de 2003 às 18:09 e 18:00 TMG, respectivamente.....	61
5.3	Localização da grade nos experimentos SC.....	62
5.4	Precipitação acumulada em mm/dia estimada por satélite (GPCP).....	63
5.5	Precipitação convectiva acumulada no dia 11 de dezembro de 2003, em mm/dia, no experimento (a) SCGRELL e (b) SCKUO para a grade 1. Os quadros (c) e (d) referem-se a um corte realizado na grade para mostrar a disposição da precipitação acumulada sobre o estado do Rio Grande do Sul, simulada pelos experimentos SCGRELL e SCKUO, respectivamente.....	64
5.6	Mapa hipsométrico com as áreas de estudo destacadas conforme características topográficas e geomorfológicas.....	65
5.7	Precipitação acumulada em mm/24h interpolada mediante os valores observados em 21 estações do INMET.....	66

5.8	Porto Alegre: 00:00 TMG do dia 11/12/2003: (a) Gráfico Skew-T Log-P observado; (b) Gráfico Skew-T Log-P simulado pelo experimento SCGRELL e (c) Gráfico Skew-T Log-P simulado pelo experimento SCKUO.....	70
5.9	Porto Alegre: 12:00 TMG do dia 11/12/2003: (a) Gráfico Skew-T Log-P observado; (b) Gráfico Skew-T Log-P simulado pelo experimento SCGRELL e (c) Gráfico Skew-T Log-P simulado pelo experimento SCKUO.....	71
5.10	Porto Alegre: 12:00 TMG de 11/12/03: comportamento vertical da Temperatura Potencial Equivalente de saturação (K).....	72
5.11	Antônio Prado: 18:00 TMG de 11/12/03: Skew-T Log-P simulado em (a) SCGRELL e (b) SCKUO.....	73
5.12	Antônio Prado: 18:00 TMG de 11/12/03: comportamento vertical da Temperatura Potencial Equivalente de saturação (K).....	74
5.13	18:00 TMG de 11/12/03: (a) Índice DNRV em m^2s^{-2} (a área sombreada corresponde ao intervalo entre 40 e $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) e (b) convergência de umidade em $\times 10^{-5} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ em 1000 hPa; simulados em SCGRELL.....	75
5.14	Campo da Helicidade Relativa para os primeiros 2 km, em m^2s^{-2} ; simulado em SCGRELL.....	75
5.15	18:00 TMG de 11/12/03: (a) Índice DNRV em m^2s^{-2} (a área sombreada corresponde ao intervalo entre 40 e $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) e (b) convergência de umidade em $\times 10^{-5} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ em 1000 hPa; simulados em SCKUO.....	76
5.16	18:00 TMG de 11/12/03: (a) vento (a cor e tamanho dos vetores indicam a intensidade) em 925 hPa; (b) Umidade específica em 925 hPa (g/kg).....	77
5.17	Hodógrafa das 12 TMG para a estação SBPA, (a) observada e (b) simulada pelos experimentos SCGRELL (preto) e SCKUO (vermelho). O eixo x representa a magnitude do vento zonal; o eixo y representa a magnitude do vento meridional.....	78
5.18	Área de estudo para obtenção dos perfis médios de aquecimento / resfriamento e umedecimento / secagem convectivos.....	79

5.19	18:00 do dia 17/01/05: Perfis médios de (a) aquecimento / resfriamento e (b) umedecimento / secagem convectivos em K/dia e g/kg/dia, respectivamente, na área indicada na figura 5.21.....	80
5.20	Precipitação convectiva acumulada (mm/dia) simulada pelos experimentos: (a) SCGRELL, (b) SC2000, (c) SC5000, (d) SCCAP50 e (e) SCCAP90.....	83
5.21	Antônio Prado: 18:00 TMG de 11/12/03: comportamento vertical da Temperatura Potencial Equivalente de saturação (K).....	85
5.22	Movimento vertical, em ms^{-1} , (sombreado) e convergência de umidade, em $\times 10^{-5} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$, simulados pelos experimentos: (a) SCGRELL, (b) SC2000, (c) SC5000, (d) SCCAP50 e (e) SCCAP90, no nível de 850 hPa.....	86
5.23	A função $p_D(\lambda)$ é a pressão do nível de desentranhamento, $\lambda_D(p)$ é a função inversa de $p_D(\lambda)$, h_c é a energia estática úmida na escala convectiva e $\bar{h}^*$ é a energia estática úmida do ambiente saturado.....	88
5.24	18:00 do dia 17/01/05: Perfis médios de (a) aquecimento / resfriamento e (b) umedecimento / secagem convectivos em K/dia e g/kg/dia, respectivamente, na área indicada na figura 5.18.....	89
6.1	Imagem do satélite GOES 12 no canal visível, realçada pelo CPTEC/INPE, às 17:45 TMG. As cores representam a temperatura no topo das nuvens e o círculo branco indica a região de Manaus.....	93
6.2	Variação horária de temperatura do ar, velocidade do vento à superfície e rajadas registradas no Aeródromo Eduardo Gomes em Manaus – AM no dia 17 JAN 2005.....	93
6.3	Localização das grades nos experimentos intitulados LI.....	95
6.4	Taxa de chuva acumulada no dia 17 de janeiro de 2005 para a cidade de Manaus, em mm, medida nas estações, estimada por satélite e simulada pela Parametrização de Convecção.....	96
6.5	Precipitação convectiva acumulada no dia 17 de janeiro de 2005, em mm/dia, (a) medida pelo satélite GPCP e simulada pelo experimento (b) LIGRELLA, (c) LIKUOA, (d) LIGRELLB e (e) LIKUOB.....	97
6.6	Disposição das áreas de estudo para obtenção da Precipitação média. Conforme tabela 1, os dados de precipitação acumulada no período entre as 12 TMG do dia	

	16/01/05 e 12 TMG do dia 17/01/05, foram ponderados pelas respectivas áreas no domínio escolhido, com o intuito de analisar a precipitação média nesse bloco. Por conseguinte calcularam-se os índices quantitativos de desempenho das simulações (tabela 6.3).....	98
6.7	Precipitação às 18 TMG, em mm/h, (a) medida pelo satélite TRMM e simulada pelo experimento (b) LIGRELLA, (c) LIKUOA, (d) LIGRELLB e (e) LIKUOB.....	101
6.8	Manaus: 12:00 TMG do dia 17/01/2005: (a) Gráfico Skew-T Log-P observado e (b) Gráfico Skew-T Log-P simulado pelo experimento LIGRELLB.....	103
6.9	Manaus: 12:00 TMG de 11/12/03: comportamento vertical da Temperatura Potencial Equivalente de saturação (K). Suprimiu-se as camadas superiores a 300 hPa por não apresentarem diferenças significativas entre os perfis simulado e observado.....	104
6.10	18:00 TMG do dia 17/01/2005: Convergência de umidade em $\times 10^{-2} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ simulada por (a)LIGRELLA, (b)LIKUOA, (c) LIGRELLB e (d)LIKUOB, no nível de 1000 hPa.....	105
6.11	18:00 TMG do dia 17/01/2005: Movimento ascendente (sombreado) e descendente (contorno), em m/s, simulados por (a) LIGRELLA, (b) LIKUOA, (c) LIGRELLB e (d) LIKUOB.....	106
6.12	18:00 TMG do dia 17/01/2005: Convergência (sombreado) e divergência (contorno), em $\times 10^5 \text{ s}^{-1}$, no nível de 850 hPa, simulados por (a) LIGRELLA, (b) LIKUOA, (c) LIGRELLB e (d) LIKUOB.....	107
6.13	18:00 TMG do dia 17/01/2005: Vento em m/s, simulado por LIKUOB em (a) 1000 hPa e (b) 300 hPa	108
6.14	Área de estudo para obtenção dos perfis médios de aquecimento / resfriamento e umedecimento / secagem convectivos.....	109
6.15	18:00 do dia 17/01/05: Perfis médios de (a) aquecimento / resfriamento e (b) umedecimento / secagem convectivos em K/dia e g/kg/dia, respectivamente, na área indicada na figura 6.14.....	110

6.16	Precipitação acumulada no dia 17 de janeiro de 2005, em mm/dia, (a) medida pelo satélite GPCP e simulada pelo experimento (b) LIGRELLA, (c) LI2000, (d) LI5000, (e) LICAP50 e (f) LICAP90.....	111
6.17	Manaus: 12:00 TMG de 11/12/03: comportamento vertical da Temperatura Potencial Equivalente de saturação (K). Suprimiu-se as camadas superiores a 300 hPa por não apresentarem diferenças significativas entre os perfis simulado e observado.....	114
6.18	18:00 TMG do dia 17/01/2005: Diferença da convergência de umidade (Controle - Demais testes) em $\times 10^{-2} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ para (a) LI2000, (b) LI5000, (c) LICAP50 e (d) LICAP90.....	115
6.19	movimento vertical em m/s ascendente (sombreado) e descendente (contorno), em 500 hPa, simulado pelos experimentos (a) LIGRELL, (b) LI2000, (c) LI5000, (d) LICAP50 e (e) LICAP90, às 18 TMG.....	116
6.20	18:00 do dia 17/01/05: Perfis médios de (a) aquecimento / resfriamento e (b) umedecimento / secagem convectivos em K/dia e g/kg/dia, respectivamente, na área indicada na figura 6.15.....	118
6.21	Série Temporal do fluxo médio de massa nas correntes ascendentes para a área mostrada na figura 6.15, em kgm^{-2}	118
7.1	(a) Precipitação (mm) acumulada no mês de maio / 2005; (b) Desvios de precipitação em mm em relação à média climatológica (1961-1990) para o mês de maio/2005 (INMET).....	123
7.2	Disposição das grades na simulação operacional. O Domínio maior possui resolução de 40 km, a grade que cobre o estado do Rio Grande do Sul possui resolução de 10 km e a grade que cobre a região metropolitana de Porto Alegre possui resolução de 2,5 km.....	124
7.3	Precipitação simulada acumulada no mês de maio (mm), precipitação observada acumulada no mês de maio (mm) e Normal climatológica entre o período de 1961 e 1990 (mm). Para 18 estações convencionais do INMET.....	125
7.4	(a) Precipitação observada acumulada no mês de maio (mm) e (b) Precipitação simulada acumulada no mês de maio (mm).....	126

- 7.5 Precipitação simulada acumulada no mês de maio devido à parametrização de convecção (mm), precipitação simulada acumulada no mês de maio devido a Microfísica e precipitação acumulada observada no mês de maio (mm). Para 25 estações convencionais do INMET..... 127
- 7.6 ViésM da precipitação diária simulada pela parametrização convectiva de Grell e da precipitação diária simulada total. (21 pontos referentes à localização de algumas estações convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia)..... 128
- 7.7 ViésM da precipitação mensal simulada pela parametrização convectiva de Grell, por estação. (Interpolação dos vieses médios de 21 pontos referentes à localização de algumas estações convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia)..... 128

LISTA DE TABELAS

3.1	Principais vantagens e desvantagens das parametrizações convectivas mais relevantes [Adaptado de Emanuel (1994)].....	15
4.1	Principais Opções do modelo BRAMS 2.0.....	36
5.1	Características dos experimentos SC.....	62
5.2	ViésM (viés médio) e EmqMV (Erro médio quadrático normalizado pelo Viés), em milímetros acumulados no período das 12 TMG do dia 11/12/03 às 12 TMG do dia 12/12/03. Os menores erros estão destacados em vermelho.....	66
5.3	Índices de posicionamento dos dados simulados de precipitação acumulada no dia 17 de janeiro de 2005 em relação ao observado nas 21 estações do INMET para (a) $P \leq 20$ mm/24h, (b) $20 \leq P \leq 50$ mm/24h e (c) $P \geq 50$ mm/24h.....	67
5.4	Característica peculiar dos experimentos SC2000, SC5000, SCCAP50 e SCCAP90.....	81
5.5	ViésM (viés médio) e EmqMV (Erro médio quadrático normalizado pelo Viés), em milímetros acumulados no período das 12 TMG do dia 11/12/03 às 12 TMG do dia 12/12/03.....	82
5.6	Índices de Instabilidade observados e simulados para o dia 11 de dezembro de 2003 no horário das 00:00 TMG, na estação SBPA.....	84
5.7	Índices de Instabilidade observados e simulados para o dia 11 de dezembro de 2003, no horário das 18:00 TMG, em Antônio Prado.....	84
6.1	Características dos experimentos LI.....	94
6.2	Índices de posicionamento dos dados simulados de precipitação acumulada no dia 17 de janeiro de 2005 em relação ao estimado por satélite (projeto GPCP) para (a) $P \leq 10$ mm/dia, (b) $15 \leq P \leq 20$ mm/dia, (c) $P \geq 20$ mm/dia e (d) $P \geq 40$ mm/dia.....	99
6.3	Informações pluviométricas coletadas e simuladas nas quatro estações dispostas na figura 6.6. P_i é o valor da precipitação numa determinada estação (em mm/24h), A_i é a área de influência dessa estação sobre o domínio escolhido. W_i é o fator de peso da respectiva área, que é obtido mediante a razão dela sobre a área total. $P_i \times w_i$ é o	

	produto que dá o valor médio de precipitação ponderado pela área. O somatório desses produtos dá a precipitação média do domínio.....	100
6.4	ViésM (viés médio) e EmqMV (Erro médio quadrático normalizado pelo Viés), em milímetros acumulados no período das 12 TMG do dia 17/01/05 às 12 TMG do dia 18/01/05.....	100
6.5	Característica peculiar dos experimentos LI2000, LI5000, LICAP50 e LICAP90.....	111
6.6	ViésM (viés médio) e EmqMV (Erro médio quadrático normalizado pelo Viés), em milímetros acumulados no período das 12 TMG do dia 17/01/05 às 12 TMG do dia 18/01/05.....	113
6.7	Índices de Instabilidade observados e simulados para o horário das 12:00 TMG na estação SBMN.....	113
7.1	Características peculiares do operacional.....	124

ÍNDICE

I – Introdução.....	02
II – Objetivos.....	06
III – Revisão Bibliográfica.....	08
3.1 – Estrutura geral dos esquemas de Parametrização Convectiva.....	08
3.1.1 - Dinâmica de tempestades severas.....	08
3.1.2 – Controle Dinâmico, Retroalimentação e Controle Estático.	09
3.1.2.1 - Controle Dinâmico.....	10
3.1.2.2 – Retroalimentação.....	13
3.1.2.3 – Controle Estático.....	14
3.1.3 – Esquemas convectivos do tipo I e II.....	16
3.1.4 – Diagrama esquemático geral de um esquema convectivo....	17
3.1.5 – Parametrização de Cúmulus Rasos.....	18
3.1.6 – Influência da Parametrização de Radiação na convecção...	19
IV – Metodologia.....	20
4.1 – Dados observados.....	21
4.1.1 – Métodos Estatísticos.....	22
4.1.1.1 – Precipitação média numa área	23
4.1.1.2 – Métodos de validação do modelo	25
4.2 – Caracterização do ambiente propício ao desenvolvimento de tempestades severas.....	27
4.2.1 – Características das variáveis termodinâmicas estudadas.....	27
4.2.1.1 – Índice K.....	27
4.2.1.2 – Índice TT.....	28
4.2.1.3 – Índice de instabilidade por levantamento (ILEV ou Lift).....	28
4.2.1.4 – CAPE.....	29
4.2.1.5 – CINE.....	29

4.2.1.6 – Razão de mistura (r) e umidade específica (q).....	30
4.2.1.7 – Temperatura potencial equivalente de saturação..	31
4.2.1.8 – Estratégia observacional quanto à caracterização do ambiente termodinâmico.....	32
4.2.2 – Parâmetros dinâmicos analisados.....	32
4.2.2.1 – Denominador do número de Richardson volumétrico (DNRV).....	32
4.2.2.2 – Helicidade.....	33
4.3 – Características do modelo BRAMS.....	34
4.4 – Parametrização Convectiva de Kuo.....	43
4.4.1 – Definição das fontes e sumidouros de calor e umidade	43
4.4.2 – Relação do umedecimento e do aquecimento convectivo total com a convergência de umidade.....	45
4.4.3 – Determinação de b.....	48
4.4.4 – Particionamento vertical de fontes de calor aparente.....	50
4.5 – Parametrização Convectiva de Grell.....	52
4.5.1 – Entranhamento em nuvens cumulus.....	52
4.5.2 – Controle estático.....	54
4.5.3 – Retroalimentação.....	56
4.5.4 – Controle dinâmico.....	57
V – Resultados referentes ao estudo de caso I	59
5.1 – Análise comparativa das simulações com os campos observados.....	61
5.1.1 – Definição dos experimentos numéricos.....	61
5.1.2 – Análise comparativa da precipitação.....	63
5.2 – Análise do ambiente simulado.....	68
5.2.1 – Características termodinâmicas do ambiente simulado.....	68
5.2.1.1 – Descrição dos diagramas aerológicos Skew-T Log-P.....	68
5.2.1.2 – Análise termodinâmica do ambiente	69
5.2.2 – Aspecto dinâmico do ambiente simulado.....	74
5.3 – Características da convecção.....	78

5.4 – Testes de sensibilidade na Parametrização Convectiva de Grell.....	80
5.4.1 – Análise comparativa da precipitação.....	81
5.4.2 – Análise termodinâmica do ambiente.....	84
5.4.3 – Aspecto dinâmico do ambiente.....	85
5.4.4 – Características da convecção.....	87
5.5 – Conclusões Parciais.....	89
VI – Resultados referentes ao estudo de caso II.....	91
6.1 – Análise comparativa das simulações com os campos observados.....	94
6.1.1 – Definição dos experimentos numéricos.....	94
6.1.2 – Análise comparativa da precipitação.....	95
6.2 – Análise do ambiente simulado.....	102
6.2.1 – Características termodinâmicas do ambiente simulado.....	102
6.2.2 – Aspecto dinâmico do ambiente simulado.....	104
6.3 – Características da convecção.....	108
6.4 – Testes de sensibilidade na Parametrização Convectiva de Grell.....	110
6.4.1 – Análise comparativa da precipitação.....	111
6.4.2 – Análise termodinâmica do ambiente.....	113
6.4.3 – Aspecto dinâmico do ambiente.....	114
6.4.4 – Características da convecção.....	117
6.5 – Conclusões Parciais.....	119
VII – Resultados Referentes ao Mês de Maio / 2005.....	121
7.1 – Climatologia do mês de maio e características das simulações.....	122
7.2 – Resultados.....	125
7.3 – Conclusões Parciais.....	128
VIII – Conclusões.....	129
8.1 – Quanto ao comportamento da precipitação simulada.....	129
8.2 – Quanto aos ambientes termodinâmico e dinâmico simulados.....	130
8.3 – Quanto à característica da convecção.....	131
8.4 – Quanto aos testes de sensibilidade.....	131
8.5 – Quanto ao estudo da eficiência da Parametrização Convectiva de Grell para um mês chuvoso.....	132

8.6 – Conclusões finais.....	133
XI – Bibliografia.....	135

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

O comportamento da atmosfera é, definitivamente, agente direto na vida cotidiana do homem moderno. O estudo e a tentativa de prever os sistemas do tempo, e suas variantes, é uma preocupação cada vez mais difundida no meio científico. Dentro desse contexto, a previsão de eventos severos tornou-se prioridade em grandes Centros Meteorológicos Nacionais e Regionais.

A necessidade de prever eventos potencialmente destruidores torna-se mais evidente à medida que provocam irreparáveis perdas materiais e humanas na população, com profunda influência no seu retrocesso econômico e social.

Nechet (2002) realizou um estudo da ocorrência de tornados em território brasileiro. O autor listou a ocorrência desses fenômenos em vários estados brasileiros e atribui-o como

um evento com grandes possibilidades de acontecer no Brasil, tendo classificação F0, próximo ao Equador e até o nível da escala F2 nas regiões Sudeste e Sul. Nechet ainda salienta que a prevenção é a forma mais adequada de se anteceder a uma determinada situação que seja adversa, e que, apesar de parecer caro (quando nada ocorre) uma prevenção pode trazer economia de somas vultosas.

O secretário da Organização Meteorológica Mundial (OMM), senhor M. Jarraud, em mensagem escrita por ocasião do dia meteorológico mundial no ano de 2005, afirma que, as observações exatas e as previsões de grande precisão contribuem para que vivamos em condições de relativa segurança, com maior comodidade e para uma melhor proteção dos valiosos recursos naturais.

Conforme Nascimento (2005), a infra-estrutura de modelagem numérica e rede observacional presente ou planejada para serviços regionais de previsão do tempo possui potencial aplicação para a previsão de tempestades severas. O autor discute uma estratégia operacional de previsão de tempestades severas de possível aplicação no Brasil, e diz que é necessário estudar procedimentos que maximizem a extração de informação relevante dos dados observados e de modelos de mesoescala que identifiquem estes ambientes atmosféricos, visando uma implementação operacional.

Portanto, simulações numéricas são ferramentas de suma importância na investigação de fenômenos atmosféricos potencialmente destruidores. Dentro desse contexto, deve-se firmar o conceito de que eventos severos são extremamente susceptíveis a variação dinâmica e termodinâmica do ambiente em grande escala e na escala da nuvem.

Para grades em torno de 40 km de resolução, a necessidade de se usar esquemas de parametrização convectiva, para simular com maior realidade os processos convectivos, é bem reconhecida. Sabe-se também que, em resoluções maiores (com espaçamento menor que 8 km), certos tipos de convecção organizada podem ser simulados pela microfísica sem a necessidade de esquemas convectivos de sub-grade. Nessa linha de pensamento, sabe-se que a Parametrização de Convecção desempenha um papel primordial na qualidade da simulação de eventos potencialmente destruidores, em grades com resolução inferior a 10 km.

Bougeault (1985), afirma que uma parametrização convectiva de processos cúmulus mais severos é de importância primária para a previsão numérica do tempo, tanto nos trópicos, quanto para previsões nas latitudes médias. Devido a esse fato, extensivos estudos foram desenvolvidos para avaliar e desenvolver novos esquemas, verificando e aperfeiçoando as teorias já existentes.

O fluxo de calor latente na convecção cúmulus e os transportes de calor e umidade nas nuvens podem modificar circulações atmosféricas em escalas maiores que a sub-grade das nuvens. Por sua vez, a convergência de massa e vapor d'água em baixos níveis tem sido ligada observacionalmente com a ocorrência de convecção profunda de cúmulus. Sazaki e Lewis (1970), Lewis (1971) e Hudson (1971) acharam ligação entre a convecção ativa e áreas de convergência de massa e umidade sobre a região central dos Estados Unidos.

O cisalhamento vertical do vento horizontal também tem um profundo efeito nos sistemas convectivos dos extratrópicos (Fritsch 1975), mostrando que a eficiência da precipitação é uma função fortemente relacionada ao cisalhamento.

Estas relações satisfazem a necessária condição para a parametrização de convecção cúmulus, onde a convecção deve ter forte ligação com parâmetros de larga escala. Estudos têm mostrado que os modelos prognósticos freqüentemente subestimam importantes eventos sinóticos quando a convecção cúmulus exerce um papel principal (Kuo et al., 1984). Isto indica que importantes efeitos da convecção cúmulus no ambiente não são propriamente parametrizados em modelos numéricos.

Alonso e Saraiva (2004), simularam um Complexo Convectivo de Mesoescala ocorrido no dia 07 de janeiro de 2004, sobre o Paraguai, comparando as parametrizações convectivas de Grell e de Kuo no modelo BRAMS. Eles mostraram que a parametrização convectiva de Grell simulou com mais exatidão o fenômeno em questão. Os mesmos autores, em 2005, conseguiram simular duas Linhas de Instabilidade ocorridas no período entre 17 e 18 de janeiro do mesmo ano no estado do Amazonas, explorando com detalhes suas características conceituais principais, utilizando a parametrização convectiva de Kuo (Tremback, 1990). Esses trabalhos mostram a influência direta dos esquemas de convecção profunda na simulação de eventos severos, e evidencia-se a necessidade de se estudar mais

profundamente o impacto desses esquemas na simulação desses tipos de eventos meteorológicos.

Ainda que haja um eminente crescimento quantitativo e qualitativo nas parametrizações de fenômenos ocorridos em escalas menores às resolvidas pelos modelos, poucos testes sistemáticos têm sido feitos sobre suas estruturas. Conforme citado por Grell (1993), comumente, três diferentes métodos tem sido usados para testar esquemas de parametrização, são eles: o teste diagnóstico, o semiprogóstico e o prognóstico completo.

Devido à alta complexidade dos modelos de prognóstico atmosférico, torna-se difícil, senão impossível, isolar erros causados pela parametrização de erros causados por outros componentes do modelo. Uma maneira qualitativa de contornar esse problema é testar os esquemas diagnosticamente, observando a correlação entre a atividade convectiva (medida em termos de precipitação pluvial) e várias propriedades como convergência de umidade e instabilidade.

Embora forneça uma boa ajuda na identificação das relações entre os dados realísticos e os simulados pelas hipóteses de fechamento, tal teste é susceptível a influência de outras parametrizações (Radiação de onda longa ou curta, esquema de difusão turbulenta, microfísica ...) no comportamento de muitos campos atmosféricos. Não obstante, para fins prognósticos, há a alternativa de rodar uma parametrização sobre um intervalo de tempo pré-determinado e, posteriormente, repetir o teste com outra parametrização, ou conjunto de parametrizações, no mesmo intervalo (Prognóstico Completo).

Porém, isolar os resultados entre as parametrizações do modelo ainda é um processo complicado, e por isso é aconselhável estudar as relações descritas anteriormente juntamente com os perfis verticais de aquecimento e umedecimento convectivo, analisando os fluxos de calor e umidade convectivos e de grande escala.

Em suma, diante do potencial cenário de destruição causado por eventos severos, torna-se importante estudar a influência das parametrizações de convecção na simulação desses fenômenos: comparando as precipitações observadas e simuladas, estudando as reservas de energia envolvidas no processo da convecção, analisando como o ambiente termodinâmico e dinâmico em grande escala é simulado e estudando maneiras de melhorar

a parametrização da convecção profunda, a fim de propiciar ainda mais confiabilidade à previsão numérica do tempo.

CAPÍTULO II

OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação de Mestrado é estudar a influência das parametrizações de convecção na simulação de eventos convectivos severos no Brasil, a fim de avaliar o seu desempenho na previsão regional de tempestades potencialmente destruidoras.

Com esse raciocínio, pretende-se, primeiramente, comparar as variáveis simuladas e observadas para mostrar qual parametrização convectiva é a mais realista. Para isso, analisar-se-ão dois casos distintos de sistemas precipitantes: O primeiro, intitulado caso I, refere-se à ocorrência de áreas de instabilidade associadas à passagem de uma Frente Fria no dia 11 de dezembro de 2003, sobre o estado do Rio Grande do Sul. O segundo tipo de sistema, intitulado caso II, refere-se à passagem de uma Linha de Instabilidade sobre o

estado do Amazonas no dia 17 de janeiro de 2005. São fenômenos com escalas distintas e de regimes diferentes (extratropical versus tropical).

Em continuidade, pretende-se estudar o comportamento e desempenho do ambiente termodinâmico e dinâmico simulados, confrontando-os com o ambiente observado e analisando sua potencialidade de desenvolver tempestades severas. Analisar-se-á também a característica de cada convecção, para apontar virtudes / deficiências que possibilitaram / inibiram a atuação dessas parametrizações no particionamento da precipitação.

De posse desses dados, ainda pretende-se fazer uma bateria de testes de sensibilidade da parametrização convectiva de Grell (Grell e Devenyi, 2002), a fim de tentar melhorar seu desempenho.

Porém, a prática nos diz que a análise da eficiência da parametrização convectiva em períodos curtos de um ou dois dias, em casos isolados de convecção, não é o suficiente para avaliar tal esquema, e por isso, analisaremos a eficiência da parametrização convectiva mais realista nos casos I e II para um mês chuvoso, no estado do Rio Grande do Sul.

CAPÍTULO III

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 - Estrutura geral dos esquemas de Parametrização Convectiva.

3.1.1 – Dinâmica de tempestades severas.

Conforme Menezes (1998), a dinâmica da evolução e manutenção de tempestades severas é quase sempre associada a um mecanismo de retroalimentação em que o sistema, depois de estabelecido, tem a propriedade de manter-se por si só, uma vez que encontre um ambiente favorável, com existência de ar quente e úmido em baixos níveis.

A presença de ar quente e úmido nas camadas inferiores mantém o suprimento de umidade para a convecção, e a presença de uma camada de ar potencialmente mais seco em níveis médios, favorece a evaporação de água líquida e promove a intensificação de correntes descendentes em consequência do resfriamento do ar devido a evaporação.

O fluxo descendente, ao atingir a superfície, diverge sob a base da nuvem, gerando convergência entre o ar frio, das células convectivas, e o ar mais quente em baixos níveis, formando a frente de rajada. Esta convergência faz com que o ar mais quente e úmido sofra um levantamento, promovendo a manutenção da convecção existente ou, caso a frente de rajada esteja suficientemente afastada das células convectivas, promovendo a formação de novas células e manutenção do sistema convectivo como um todo.

Um dos fatores dinâmicos mais importantes na manutenção da convecção ou na geração de novas células convectivas é o cisalhamento vertical do vento. Menezes (1998) discute que, em situações de cisalhamento unidirecional, a tendência é a de desenvolvimento de multicélulas sem região preferencial em relação a célula convectiva inicial. Por outro lado, quando existe giro grande do vetor cisalhamento com a altura (aproximadamente 90°) existe uma tendência ao favorecimento de redesenvolver convecção preferencialmente em um determinado flanco da tempestade inicial, sendo o flanco favorecido dependente do sentido do giro do vetor cisalhamento com a altura. No caso do giro horário, fica favorecida a geração de atividade convectiva no flanco direito em relação ao deslocamento da tempestade inicial e no caso anti-horário, fica favorecido o flanco esquerdo.

3.1.2 – Controle Dinâmico, Retroalimentação e Controle Estático.

Utilizando uma terminologia originalmente introduzida por Betts (1974), podemos dividir o problema da parametrização de cúmulus em três partes. O primeiro é denominado Controle Dinâmico (descreve como o ambiente modula a convecção), o segundo é denominado Retroalimentação (retrata como a convecção modifica o ambiente) e o terceiro é denominado Controle Estático (fornece os resultados do cálculo das propriedades termodinâmicas da nuvem, e é necessário em ambos, controle dinâmico e retroalimentação).

3.1.2.1 - Controle Dinâmico

O controle dinâmico de uma parametrização cúmulus determina como o ambiente em larga escala modula as nuvens convectivas e, conseqüentemente, a intensidade e localização da convecção. Historicamente, três tipos de fechamentos têm sido utilizados.

O primeiro tipo depende única e exclusivamente da reserva de energia avaliada. Exemplos são os ajustes convectivos de umidade, originalmente estudados por Manabe et al. (1965) e mais recentemente revisados por Almeida (2001) e o esquema de Fritsch e Chappell (FC, 1980).

A função de disparo da convecção, usada no esquema FC original, relaciona a perturbação de temperatura na sub-grade com a velocidade vertical na escala resolvida, na seguinte disposição:

$$\Delta T = c_1 w_0^{1/3} \quad (3.1)$$

onde c_1 é um número unitário com dimensões $^{\circ}\text{C s}^{1/3} \text{cm}^{-1/3}$, e w_0 é o movimento vertical na escala da grade, até o nível de condensação por levantamento (LCL). A mistura é levantada da camada mais próxima à superfície até o LCL, onde a temperatura e a pressão são calculadas. Se a soma da temperatura da mistura com a perturbação de temperatura é maior do que a temperatura na escala da grade (equação 3.2), a formulação do empuxo é usada para estimar o quão forte é esta parcela para alcançar o nível de livre convecção.

Se a parcela é estável, o processo se repete em incrementos de 50 hPa, até o nível de 600 hPa, aproximadamente. Se ainda continuar estável, não haverá convecção disparada nessa área, e o esquema repetirá o teste no próximo ponto de grade.

$$T_u^s - T + \Delta T \begin{cases} > 0, \text{empuxo} \\ \leq 0, \text{estável} \end{cases} \quad (3.2)$$

onde T_u^s é a temperatura da ascendente saturada, T é a temperatura na escala da grade e ΔT é a perturbação de temperatura.

O segundo tipo de fechamento relaciona a atividade convectiva com algumas propriedades advectivas de larga escala. As variáveis mais frequentemente usadas são: a convergência de umidade integralizada (Kuo 1965, 1974 e Anthes 1977) e a advecção de umidade integralizada verticalmente (Krishnamurti et al. 1980; Molinari 1982; Grell et al. 1991). Em suma, a quantidade do fluxo de calor latente independe da reserva de energia avaliada. Bougeaut (1985) usa a convergência de umidade junto com uma dependência do perfil de energia estática úmida, representando uma mistura do primeiro e segundo tipos de fechamento.

Para que a convecção seja disparada, nos esquemas de Kuo, três critérios devem ser satisfeitos:

- A convergência de umidade integrada numa coluna deve exceder a um valor pré-determinado (geralmente $3 \times 10^{-5} \text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$).

- A área positiva abaixo do topo da nuvem, no diagrama termodinâmico (item 5.2.1.1 do capítulo V) deve ser maior do que a área negativa, quando aplica-se a teoria da parcela.

- A nuvem deve ter uma profundidade de no mínimo $\sigma = 0,3$, onde $\sigma = \frac{P - P_t}{P_s - P_t}$ e P é o nível de pressão, P_s é a pressão na superfície e P_t é a pressão no topo do modelo.

O terceiro tipo relaciona a quantidade de convecção em função da taxa de desestabilização pelo ambiente. Este tipo de fechamento foi utilizado por Arakawa e Schubert (AS; 1974) e é conhecido como a hipótese de quase equilíbrio.

Emanuel (1994) discute que o principal objetivo de AS foi reconhecer que o escoamento de grande escala permite diagnosticar a convecção, e que a geração de energia cinética está em estado de equilíbrio com o escoamento de grande escala. O balanço entre os efeitos de grande e pequena escala produz uma série de estados de quase equilíbrio, a partir do qual o fluxo de massa na nuvem pode ser determinado das variáveis de grande escala.

Tipicamente, AS (1974) descreve os diferentes estágios de nuvem em subconjuntos, como função do entranhamento fracional de massa (λ). A variação temporal de energia cinética em cada subconjunto pode ser escrita como:

$$\frac{dK(\lambda)}{dt} = A(\lambda)m_B(\lambda) - D(\lambda) \quad (3.3)$$

onde $K(\lambda) d\lambda$ e $D(\lambda) d\lambda$ são, respectivamente, a energia cinética e sua taxa de dissipação devido a circulações associadas com todas nuvens que possuem entranhamento fracional entre λ e $d\lambda$. A função $A(\lambda)$ que aparece no lado direito da equação é a taxa de geração de energia cinética por unidade de massa na base da nuvem $[m_B(\lambda)]$, esta função é também conhecida como “função de trabalho da nuvem”.

O sinal positivo do parâmetro $A(\lambda)$ pode ser considerado como um critério generalizado para a instabilidade convectiva. Logicamente, $A(\lambda) > 0$ não é uma condição suficiente para a geração de energia cinética. Ela depende também do fluxo de massa na base da nuvem (m_B), porém, em um ambiente convectivamente instável a função de trabalho é positiva [$A(\lambda) > 0$], conseqüentemente aumenta o fluxo de massa na base da nuvem (m_B), portanto, a condição positiva da geração de energia cinética é um mecanismo de disparo para a convecção cúmulus.

Como é sabido, não existe uma relação direta da precipitação convectiva com o grau de instabilidade. Assim, não se deve esperar um relacionamento do valor de $A(\lambda)$ com as atividades convectivas. Porém, é possível estabelecer uma relação entre as atividades convectivas com a taxa de variação da função de trabalho da nuvem, da seguinte forma:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_C + \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{LS} \quad (3.4)$$

onde os sub-índices C e LS denotam, respectivamente, os termos da nuvem e os termos de larga escala. AS (1974) chamaram os termos de larga escala de forçante de larga escala $F(\lambda)$. Um valor positivo de $F(\lambda)$ leva a um aumento da “função de trabalho da nuvem”, para a nuvem do tipo λ , pelos processos de larga escala. Já os termos da nuvem dependem linearmente do fluxo de massa na base e podem ser tratadas por um Kernel $K(\lambda, \lambda')$ que é tipicamente negativo.

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \int_0^{\lambda_{MAX}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) \quad (3.5)$$

onde o símbolo λ' denota nuvens cujo o raio é menor do que o raio das nuvens do tipo λ , especificamente, nuvens em formação.

A hipótese de quase equilíbrio justamente atribui um estado de “quase-equilíbrio” entre os termos na escala da nuvem e a forçante de larga escala, de tal maneira que:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = 0 \quad (3.6)$$

3.1.2.2 - Retroalimentação

A retroalimentação para cada parametrização determina como a convecção modifica o ambiente em larga escala, especificando a distribuição vertical de aquecimento e secagem convectiva total. Historicamente, quatro aproximações têm sido feitas.

A primeira aproximação, usada pelos esquemas do tipo Kuo, depende das diferenças de temperatura e umidade entre a nuvem e o ambiente. Os processos físicos que causam o aquecimento e umedecimento não são explicitamente considerados.

Molinari (1985) utilizou uma variação desta primeira hipótese especificando arbitrariamente perfis assumidos para as distribuições de aquecimento e umedecimento.

A terceira hipótese assume que as nuvens convectivas estão num estado de equilíbrio. O fluxo de calor latente entre as nuvens não aquece o ambiente diretamente, mas mantém o fluxo de massa das nuvens (AS; 1974). Conseqüentemente, a convecção influencia o ambiente através da subsidência ambiental e desentranhamento do topo da corrente ascendente ou na base da corrente descendente, conforme modificação de Grell (1993); desentranhamento na superfície lateral da nuvem também pode ser considerado.

Na quarta hipótese, o fluxo de calor latente aquece o ambiente. Logo, os efeitos coletivos das nuvens convectivas provocam uma mistura lateral com o ambiente. O conceito de mistura lateral foi primeiramente introduzido por Fraedrich (1973) e depois usado por Kreitzberg e Perkey (KP; 1976) bem como por FC (1980).

3.1.2.3 - Controle Estático

O controle estático calcula as propriedades termodinâmicas para um modelo de nuvem. É uma ferramenta utilizada por ambos Retroalimentação e Controle Dinâmico. Uma hipótese simples usada em muitas variações do esquema Kuo assume que as propriedades termodinâmicas da nuvem podem ser representadas por uma adiabática úmida.

AS (1974) assumiram que a taxa de entranhamento era constante com a altura; o fluxo de massa incidente na nuvem depende somente da taxa de entranhamento e do fluxo de massa da base da nuvem. Emanuel (1994) aponta como deficiência o modelo de entranhamento, que não representaria as nuvens reais adequadamente. A parametrização de corrente descendente úmida foi incluída no esquema AS por Grell (1993).

A idéia fundamental de FC (1980) é que a convecção atua no sentido de remover a Energia Potencial Convectiva disponível (CAPE; definida no item 4.2.1.4 da página 19) do elemento de grade do modelo durante o período de tempo convectivo. Para determinar o período de tempo convectivo e a mudança nas variáveis atmosféricas (temperatura, umidade e momentum) devido a convecção, FC utilizaram um modelo de nuvem unidimensional que inclui os efeitos de correntes úmidas descendentes e ascendentes.

A tabela 3.1 apresenta algumas vantagens e desvantagens dos esquemas convectivos mais conhecidos.

Tabela 3.1 – Principais vantagens e desvantagens das parametrizações convectivas mais relevantes [Adaptado de Emanuel (1994)].

Esquema	Vantagens	Desvantagens
Parametrização de Kuo – Anthes Kuo (1965, 1974); Anthes(1977)	- A convergência de umidade é bem desenvolvida nos trópicos e o esquema tende a ser robusto para uma variedade de aplicações em grades mais grosseiras. - Representa muito bem a “fase” da convecção e as características conceituais de sistemas convectivos de mesoescala.	- Não inclui as descendentes em escala convectiva.
Parametrização de Arakawa e Schubert AS (1974)	- A função de quase-equilíbrio é aplicada onde a taxa de geração de empuxo é gradual. A inclusão de um conjunto de nuvens é fisicamente mais razoável do que assumir que todas as nuvens num bloco da grade são idênticas.	- A função de quase-equilíbrio não é bem aplicada em convecção do tipo explosiva, sobre médias latitudes. - Não inclui tratamento de descendentes em escala convectiva.
Parametrização de Fritsh e Chappell FC(1980)	- Possivelmente a primeira parametrização convectiva especificamente designada para aplicações em escala meso-β. - Remoção da CAPE na convecção.	- Não conserva água e massa do ar.
Parametrização de Betts – Miller BM(1986)	- O fechamento denominado “linha de mistura” é bem aplicado em casos onde a resposta do ambiente se dá lentamente. Este esquema pode ser adaptado a mesoescala pelo ajuste de vários parâmetros.	- Não inclui as descendentes em escala convectiva. - O fechamento desse esquema é menos apropriado em casos de convecção profunda explosiva.

Continuação da tabela 3.1.

Esquema	Vantagens	Desvantagens
Parametrização de Grell Grell e Devenyi (2002)	Esquema que possibilita escolher o fechamento. Inclui os efeitos das descendentes em escala convectiva e é bem adaptado em grades finas como 10 a 12 km.	- Não trabalha com subconjuntos de nuvem. - Embora tenha incluído fechamentos como FC, sua base está associada à hipótese de quase-equilíbrio de AS.
Parametrização de Kain e Fritsch KF(1990)	Contêm o mais completo tratamento de processos físicos na nuvem. A parametrização da descendente úmida possui uma melhor resposta em mesoescala, quando comparada com outros esquemas.	O fechamento da CAPE não é bem aplicado em ambientes tropicais e pode resultar em convecção rigorosamente superestimada.

3.1.3 – Esquemas convectivos do tipo I e II.

Podemos classificar os esquemas convectivos analisando como as nuvens individuais iniciam e se mantêm. É uma forma alternativa de discernir o tipo de convecção mais eficaz para determinada parametrização.

Há uma situação na qual processos de larga escala geram a CAPE sobre uma escala temporal que é longa, comparada ao tempo no qual a convecção, por si só, estabiliza o ambiente circunvizinho. Nessa primeira situação, a característica da convecção resultante depende crucialmente de onde, quando e como ela é disparada. Esse tipo é conhecido como convecção de disparo (tipo I). A existência de uma camada de inversão em baixos níveis, ou uma área negativa no diagrama Skew-T Log-P é essencial para essa categoria. A parametrização convectiva de FC é classificada como do tipo I, e, por isso, é mais apropriada para médias latitudes.

Numa segunda situação, ocorrem circunstâncias nas quais a geração da CAPE pelos processos de larga escala estão quase balanceados com o consumo pela convecção. Este tipo de convecção representa a resposta natural do fluido à desestabilização imposta pelas condições de contorno, resfriamento radioativo da atmosfera e resfriamento adiabático pela ascensão em larga escala. A escala de tempo da convecção pode ser considerada pequena comparada à escala temporal na qual a forçante de larga escala varia, portanto, pode-se considerar a convecção em estado de equilíbrio estatístico com a forçante. Esta é chamada convecção de equilíbrio estatístico (tipo II) e é comumente aplicada nos trópicos (AS; 1974).

3.1.4 – Diagrama esquemático geral de um esquema convectivo.

Conforme mostrados na figura 3.1, os processos de grande escala que influenciam na escala convectiva se resumem em: cisalhamento vertical do vento horizontal (principalmente em baixos níveis), a interação dinâmica entre os jatos de baixos e altos níveis, a estratificação do vapor d' água e, principalmente, a convergência em baixos níveis de umidade e massa.

Já a escala convectiva altera o ambiente circunvizinho através da influência das nuvens na distribuição de radiação, nos transportes de energia e água e na geração e transporte de momentum na escala da sub-grade. Ambos processos, controle dinâmico e retroalimentação influenciam o ambiente em grande escala. A conexão entre os processos na escala da grade e da sub-grade é o princípio fundamental de uma parametrização de convecção.

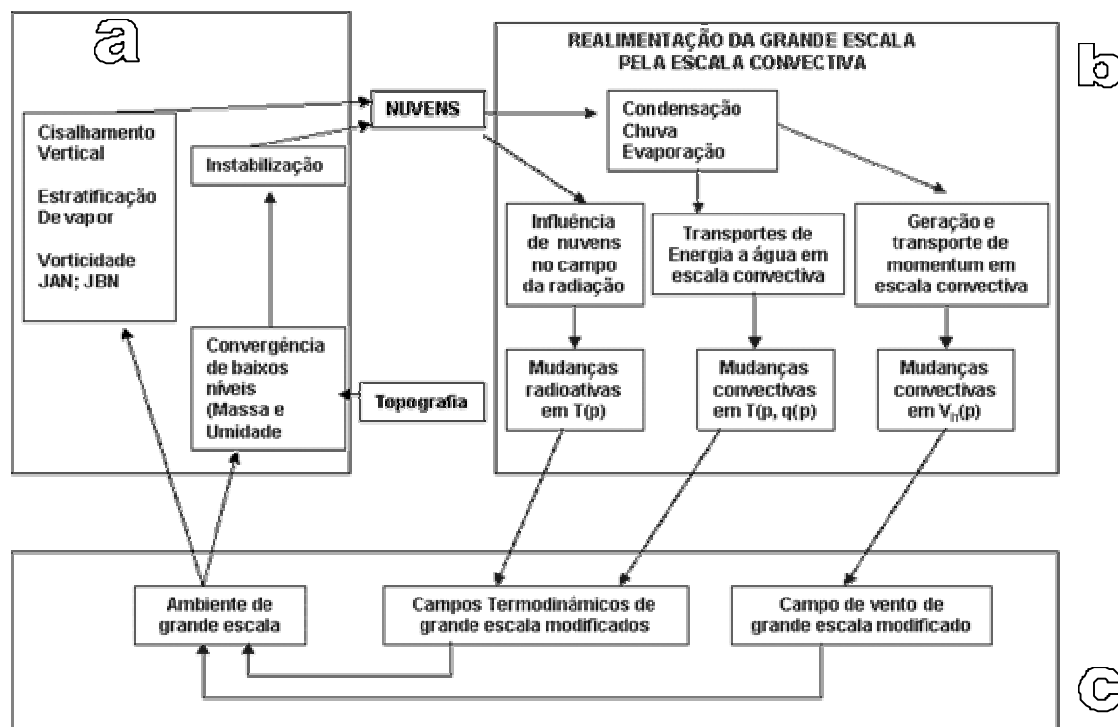


Figura 3.1 - Diagrama esquemático das componentes de uma parametrização convectiva sendo (a) Controle Dinâmico; (b) Retroalimentação e (c) Controle Estático.

3.1.5 – Parametrização de Cúmulos Rasos.

A importância desse tipo de convecção reside na sua influência no balanço de energia e de umidade da camada limite convectiva. A presença de cúmulos rasos modifica o perfil termodinâmico na baixa troposfera, criando um ambiente mais favorável ao desenvolvimento da convecção profunda (Yanai et al. 1973).

Souza (1999) propôs uma parametrização simples de cúmulos rasos capaz de representar o ciclo diurno da convecção não precipitante sobre o continente e sua interação com a superfície, assim como uma melhor configuração do perfil termodinâmico da atmosfera.

3.1.6 – Influência da Parametrização de Radiação na convecção.

Os esquemas que parametrizam estatisticamente a radiação de onda longa e curta presente na atmosfera são de fundamental importância para os esquemas convectivos, já que a radiação é a energia primária para qualquer processo físico ocorrido no ambiente terrestre.

O modelo BRAMS disponibiliza três esquemas de parametrização da radiação de onda longa e curta: fundamentado em Maher e Pielke (1977), Chen e Cotton (1987) e Harrington (1997).

O primeiro esquema não leva em consideração os efeitos das nuvens, é um simples esquema que parametriza o espalhamento pelo oxigênio, ozônio e dióxido de carbono, de maneira empírica, computa a emissão no infravermelho de onda longa e trata da absorção de ondas curta e longa pelo vapor d'água, mas sem levar em consideração a influência de nuvens ou condensação. Já o segundo esquema é mais completo, pois contabiliza a presença de nuvens e o processo da condensação na equação da transferência radiativa.

Porém, a aproximação de emissividade de onda longa do esquema de Chen e Cotton (1987), possui um considerável custo computacional em simulações com alta resolução vertical. No esquema de Harrington (1997) as mudanças no aquecimento radiativo estão relacionadas com as mudanças no diâmetro de núcleos higroscópicos.

CAPÍTULO IV

METODOLOGIA

Nesse capítulo apresenta-se a metodologia utilizada nas simulações numéricas realizadas no estudo do prognóstico de eventos severos e na sua respectiva validação. A estrutura observacional utilizada inclui: Dados de precipitação acumulada estimada por satélite, dados de precipitação acumulada registrada nas estações convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), observados no Rio grande do Sul, Santa Catarina e Amazonas, e dados obtidos das radiossondagens realizadas às 00 e 12 TMG nas estações SBPA (Porto Alegre) e SBMN (Manaus).

As simulações numéricas foram realizadas com o Brazilian Regional Atmospheric Modelling System (BRAMS), rodado operacionalmente no Laboratório de Meteorologia do Grupo de Estudos em Previsão Regional Atmosférica (GEPRA), utilizando um Cluster com 36 nodos Athlon XP de 1,5 Ghz e 512 MB de memória RAM, ambos em processamento paralelo, utilizando interface de rede Fast-Ethernet com ROM de boot.

No item 4.1 detalha-se a rede observacional disponibilizada para a validação das simulações. No item 4.2 definem-se os cálculos dos índices termodinâmico e dinâmico; utilizados na caracterização do ambiente simulado e observado. No item 4.3 apresentam-se as características gerais do modelo BRAMS e as características comuns entre os experimentos. No item 4.4 descreve-se a Parametrização Convectiva de Kuo. No item 4.5 descreve-se a Parametrização Convectiva de Grell.

4.1 – Dados observados.

Para a obtenção dos perfis de temperatura potencial equivalente de saturação, dos gráficos Skew-T Log-P e dos índices termodinâmicos observados, usou-se os dados obtidos por radiossondagem, das estações SBPA (Capítulo V) e SBMN (Capítulo VI), no horário das 00 e 12 TMG, disponibilizados publicamente na homepage da Universidade de Wyoming - WY/EUA (<http://www.weather.uwyo.edu>).

Para a análise da precipitação diária e mensal acumulada, para um mês chuvoso (Capítulo VII), e para a análise da precipitação acumulada no dia 11 de dezembro de 2003 (Capítulo V), utilizaram-se dados de precipitação coletados nas 22 estações de superfície do INMET, dispostas conforme figura 4.1.

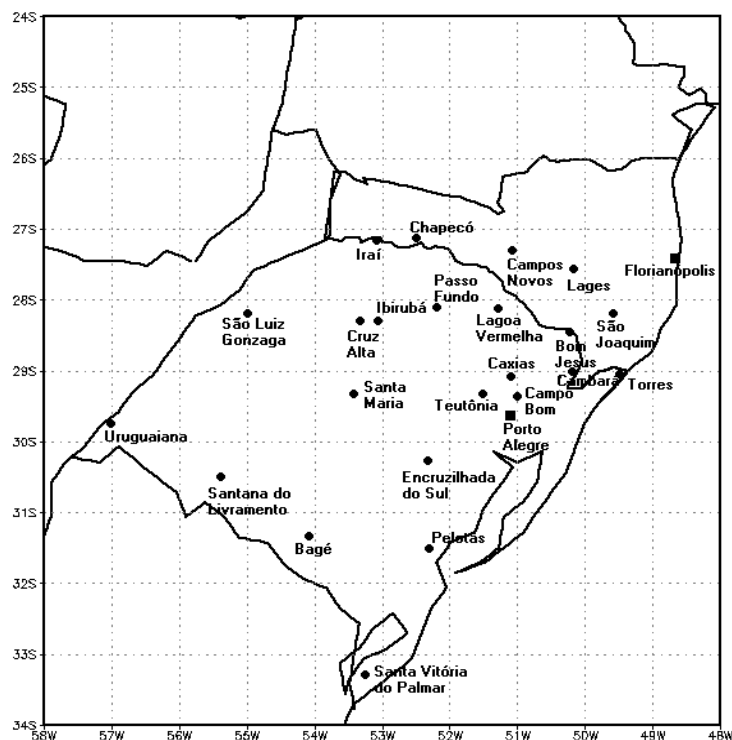


Figura 4.1 – Disposição das estações do INMET no estado do Rio Grande do Sul.

Os dados observados de precipitação, coletados pelas estações do INMET, foram interpolados usando o pacote SURFER desenvolvido pela Golden Software. As informações de precipitação diária e mensal, coletadas pelas 22 estações do INMET, no período entre 01 e 31 de maio de 2005, foram interpoladas seguindo o método IQD (Inverso do quadrado da distância). Tal método foi escolhido mediante resultados de Landim (2000), que apresenta a comparação dos métodos de interpolação mais utilizados, apontando vantagens e desvantagens de cada método.

Para validar os dados simulados de precipitação acumulada para o caso II (Capítulo VI), utilizaram-se dados de precipitação acumulada coletados nas estações do INMET localizadas nas cidades de Manaus, Codajás, Manicore e Hacoatiara; e dados estimados por satélite, conforme os projetos GPCP e TRMM.

O *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) é um elemento da *Global Energy and Water Cycle Experiment* (GEWEX) do *World Climate Research Program* (WCRP). No presente estudo, utilizou-se o produto GPCP-1DD, que fornece os dados de precipitação

diária em pixels de $1^\circ \times 1^\circ$. Este produto primariamente é uma combinação dos dados de satélite SSM / I, IR e TOVS.

O Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) é um projeto entre a NASA e a agência de exploração espacial japonesa (JAXA), designado primordialmente para monitorar e estudar a chuva tropical. O TRMM fornece várias informações sobre as propriedades da precipitação, incluindo, distribuições de frequência da intensidade da chuva e área coberta, distribuição vertical de hidrometeoros, dentre outras. No presente estudo, trabalhou-se somente com a magnitude da precipitação, em mm/3h.

Em suma, para comparar a precipitação diária acumulada, usou-se o dado fornecido no projeto GPCP (em mm/dia) e, para elaboração de séries temporais das precipitações e estudo do comportamento da banda de precipitação para algum horário específico, usaram-se as informações do TRMM.

4.1.1 – Métodos estatísticos.

4.1.1.1 – Precipitação média numa área.

Existem diversos métodos de cálculo da precipitação média numa área, conforme a ponderação que se faz das observações pontuais disponíveis. O mais simples é o método da média aritmética, no qual admite-se que todos pluviômetros têm o mesmo peso. A precipitação média é então calculada como a média aritmética dos valores medidos.

Porém, um fator importante a considerar-se é a não uniformidade da distribuição espacial das estações e a pouca densidade da cobertura destes postos de coleta. Aplica-se, portanto, o método de Thiessen, originalmente usado para estudo pluviométrico sobre bacias hidrográficas, todavia, com um conceito simples que pode ser aplicado num domínio de grade, permitindo medir as áreas de interesse em pixels (pontos de grade).

A metodologia consiste no seguinte:

- (a) ligar os pontos referentes à localização das estações por trechos retilíneos;

(b) traçar linhas perpendiculares aos trechos retilíneos passando pelo meio da linha que liga as duas estações;

(c) Prolongar as linhas perpendiculares até encontrar outra. O polígono é formado pela intersecção das linhas, correspondendo à área de influência de cada estação;

(d) a precipitação média é calculada por

$$P_m = \frac{1}{A} \times \sum A_i P_i, \quad (4.1)$$

onde A_i é a área de influência da estação i , P_i é a precipitação registrada da estação i e A é a área total da grade. O método dá bons resultados em terrenos levemente acidentados.

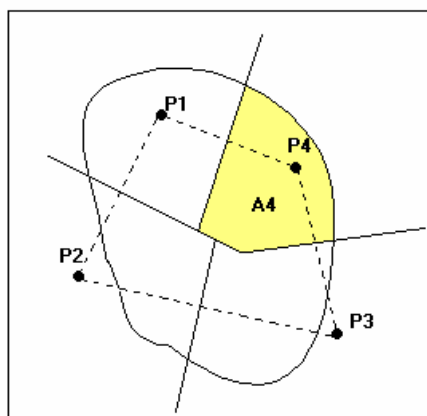


Figura 4.2 – Método de Thiessen.

O método de Thiessen será aplicado na obtenção da precipitação média no caso II, numa área que compreende as regiões de Manaus, Codajás, Manicore e Hacoatiara.

Na análise do caso I, que possui uma rede de informações meteorológicas mais densa (vide figura 4.1), e uma área maior com diferenças na topografia bem acentuadas, serão realizadas médias aritméticas simples, nas áreas de mesma característica topográfica e geomorfológica.

4.1.1.2 – Método de validação do modelo.

A correspondência ponto a ponto entre a previsão do modelo e o dado observado, de uma mesma variável, provém um teste quantitativo da capacidade do modelo. Keyser e Anthes (1977) utilizam uma técnica muito útil onde, sendo P_i e P_{iobs} as previsões individuais e as observações num mesmo ponto de grade, respectivamente, e P_0 e P_{0obs} os valores médios de P_i e P_{iobs} num nível respectivo, e N o número de observações, então:

$$rmse = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - P_{iobs})^2}{N} \right\}^{\frac{1}{2}} . \quad (4.2)$$

O parâmetro $rmse$ é a raiz do erro quadrático médio. Outro parâmetro útil é o Erro médio quadrático normalizado pelo viés Médio (EmqMV), obtido subtraindo o viés médio, conforme a seguinte equação:

$$ViesM(H_i) = \frac{\sum_{n=1}^N P_i - P_{iobs}}{N} , \quad (4.3)$$

$$EmqMV(H_i) = \frac{\sum_{n=1}^N \sqrt{(P_i + P_{iobs} - ViesM)^2}}{N} . \quad (4.4)$$

onde N é o número de estações e H_i é o tempo de simulação.

Um problema da validação ponto a ponto, no entanto, é a diferença espacial e temporal na disposição dos dados observados. Com estes índices podemos quantificar o desempenho do modelo quanto à magnitude do parâmetro analisado, porém, nada podemos afirmar quanto a fase. Pielke e Mahrer (1978) aplicaram uma técnica eficaz para analisar o erro de posicionamento entre as áreas observadas e prognosticadas.

Esta metodologia originalmente foi aplicada para estudar-se qual fração da convergência de níveis baixos predita (estimada por velocidade vertical) é coberta por chuva e qual fração de chuva ocorre fora das respectivas zonas de convergência.

Para ilustrar o procedimento, considera-se uma área cujo domínio é $D_x D_y$, S é a área do domínio coberta pela variável prognosticada, num dado intervalo de magnitude, e R é a área coberta pela variável observada, neste mesmo intervalo de magnitude (figura 4.3). Aplicam-se as seguintes definições:

(a) $F_E = \frac{(S \cap R)}{R}$ é a fração de área observada coberta pela área simulada, de uma variável num dado intervalo de magnitude.

(b) $F_m = \frac{S}{D_x D_y}$ é a fração do domínio do modelo coberta pelas áreas simuladas, de uma variável num dado intervalo de magnitude.

(c) $F_C = \frac{(S \cap R)}{S}$ é a fração de área simulada coberta pela área observada, de uma variável num dado intervalo de magnitude.

Considera-se uma boa capacidade do modelo quando a razão entre F_E e F_m é maior que 1. Uma simulação é considerada praticamente perfeita quando F_C é igual a 1.

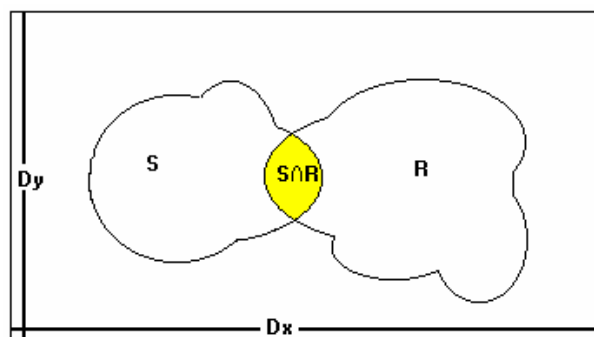


Figura 4.3 – Ilustração esquemática da justaposição dos campos simulados (S) e observados (R). Os dois campos são coincidentes em $S \cap R$.

4.2 – Caracterização do ambiente propício ao desenvolvimento de tempestades severas.

Nesse item apresentam-se os conceitos dos principais índices utilizados na caracterização dos ambientes simulados e observados. Tais índices são usados na validação do ambiente simulado no que se refere ao prognóstico de desenvolvimento de tempestades potencialmente severas.

Todos os parâmetros são pós-processados utilizando-se rotinas de cálculos desenvolvidas em linguagem Fortran 90 ou em scripts do pacote gráfico Grads, com exceção das variáveis CAPE e CINE (definidas nos itens 4.2.1.4 e 4.2.1.5, respectivamente), que são pós-processadas no programa Ramspost, desenvolvido exclusivamente para tratamento das análises geradas pelo modelo RAMS.

4.2.1 - Características das variáveis termodinâmicas estudadas.

Nesse item, vamos definir as variáveis termodinâmicas que serão utilizadas para a análise do ambiente nos capítulos posteriores e discutir qual é a maneira mais correta de analisá-las sob o ponto de vista operacional.

4.2.1.1 - Índice de instabilidade K

O Índice K é definido por:

$$K = T_{850} - T_{500} + Td_{850} - Dep_{700} [^{\circ}\text{C}]. \quad (4.5)$$

Onde T , Td e Dep são respectivamente temperatura, temperatura do ponto de orvalho e depressão do bulbo úmido ambientais (o último pode ser substituído por $T - Td$). De acordo com Nascimento (2005), valores de K acima de 30°C são considerados altos (alto potencial

para ocorrência de tempestades), e acima de 40 °C são extremamente altos (potencial extremo para tempestades).

4.2.1.2 - Índice de instabilidade TT

O índice TT é definido por:

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2T_{500} [^{\circ}\text{C}]. \quad (4.6)$$

Conforme Nascimento (2005), o índice *TT* combina três informações básicas: o gradiente vertical de temperatura nos níveis médios, umidade ambiental em 850 hPa e a temperatura ambiental em 500 hPa. Valores a partir de 40 °C indicam situações favoráveis a tempestades, e acima de 50 °C indicam chances de tempestades severas.

4.2.1.3 - Índice de instabilidade por levantamento (ILEV ou Lift)

O ILEV é definido como:

$$ILEV = T_{500} - Tp_{500} [^{\circ}\text{C}]. \quad (4.7)$$

Onde, originalmente, Tp_{500} é a temperatura de uma parcela de ar em 500 hPa após ascender, via curva adiabática seca, e úmida após a saturação, a partir da superfície com a temperatura máxima prevista para o dia em questão e com a razão de mistura média para os primeiros 900 m de sondagem. Conforme Nascimento (2005), valores negativos de *ILEV* indicam condições instáveis e *ILEV* abaixo de -5 °C indica situação muito instável, e extremamente instável se abaixo de -10 °C. Esse índice é uma informação importante para analisar o grau de instabilidade atmosférica, especialmente quando combinada com a *CAPE*.

4.2.1.4 - CAPE

A energia potencial convectiva disponível (CAPE) é um dos parâmetros mais usados em previsão convectiva. Tal índice pode ser definido como:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NEL} \frac{\theta_v(z) - \theta_{vamb}(z)}{\theta_{vamb}(z)} dz \quad (4.8)$$

onde NCE é o nível de convecção espontânea e NEL é o nível de equilíbrio (geralmente o topo da nuvem). O parâmetro θ_v é a temperatura potencial virtual desta parcela de ar e θ_{vamb} é a temperatura potencial virtual do ambiente. Observando a equação 4.8, nota-se que quanto maior a diferença de temperatura entre a parcela de ar ascendente e o ambiente, maior será o $CAPE$. Porém, como discutido por Nascimento (2005), outra forma de se obter altos valores de $CAPE$ é haver uma camada de ar com baixo NCE e alto NEL . Neste caso o alto valor de $CAPE$ não necessariamente indica condições favoráveis a intensas acelerações verticais. Valores de $CAPE$ entre 1000 e 2500 J/kg são considerados moderadamente altos; valores acima de 2500 J/kg indicam forte instabilidade, e acima de 4000 J/kg indicam extrema instabilidade.

4.2.1.5 - CINE

A inibição convectiva (CINE) representa o trabalho necessário para se elevar uma parcela de ar até seu NCE . Sua definição é igual à do $CAPE$ (equação 4.8), mas com o limite de integração inferior definido como a superfície e o superior o NCE . Conforme Nascimento (2005) valores típicos de $CINE$ variam entre 0 J/kg e 50 J/kg, com valores acima de 100 J/kg sendo considerados altos. Um fator interessante a salientar é que a presença de algum $CINE$ é comum em ambientes propícios a tempestades severas, pois, se não houver $CINE$, o disparo da convecção tenderá a consumir rapidamente a $CAPE$,

estabilizando mais rápido o ambiente, por conseguinte, essa falta de *CINE* desfavorece a manutenção de tempestades mais longas.

4.2.1.6 - Razão de mistura (r) e umidade específica (q)

A razão de mistura r do ar úmido, submetido a uma dada pressão atmosférica P e temperatura T , é a relação entre a massa do vapor e a massa do ar seco. Para fins operacionais, r é dado por:

$$r = \left(0,622 \times \frac{e}{P - e} \right) \times 1000 \text{ [g/kg]}, \quad (4.9)$$

onde e é a pressão do vapor d'água e é calculado pela fórmula tradicional de Tetens. P é a pressão do nível.

Define-se umidade específica do ar como sendo a relação entre a massa do vapor e a massa total do ar úmido na qual esse vapor está contido. Operacionalmente, q é definido como segue:

$$q = \left(0,622 \times \frac{e}{P - 0,38e} \right) \times 1000 \text{ [g/kg]}, \quad (4.10)$$

Ambos parâmetros são muito úteis para se quantificar a umidade existente no ambiente, em qualquer nível.

4.2.1.7 - Temperatura potencial equivalente de saturação.

Da equação que estabelece a primeira lei da termodinâmica, e para processos adiabáticos em um gás ideal, deriva-se uma equação conhecida como equação de Poisson, como segue:

$$\left(\frac{T_0}{T}\right) = \left(\frac{P_0}{P}\right)^{\frac{R_d}{C_p}}, \quad (4.11)$$

onde R_d é a constante específica para o ar seco e c_p o calor sensível a pressão constante. Define-se, por conseguinte, a temperatura potencial como a temperatura que uma parcela de ar seco teria se fosse trazida adiabaticamente até a pressão de 1000 hPa, portanto, troca-se T_0 por θ e P_0 por 1000 hPa, obtendo:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P}\right)^{\frac{R_d}{C_p}}, \quad (4.12)$$

A temperatura potencial equivalente de saturação pode ser calculada, de forma aproximada, a partir da seguinte expressão, extraída de Bolton (1980):

$$\theta_{es} = \theta + \left(\frac{L_v \theta}{C_p T}\right) r_s, \quad (4.13)$$

Onde:

θ = Temperatura potencial (K), obtida com a equação de Poisson;

T = Temperatura do ambiente (K);

L_v = Calor latente de vaporização (J kg^{-1});

r_s = Razão de mistura do ar saturado (g/kg).

4.2.1.8 – Estratégia observacional quanto à caracterização do ambiente termodinâmico.

O índice K possui a tendência de capturar melhores condições favoráveis à ocorrência de tempestades em ambientes úmidos em toda a troposfera, como é típico de ambientes tropicais, e apresentar valores relativamente baixos quando há intrusão de ar seco em níveis baixos e médios, aumentando a depressão do bulbo úmido em 700 hPa (Nascimento, 2005).

Portanto, há possibilidade de um ambiente apresentar um índice K baixo, uma CAPE alta e ILEV negativo, e caracterizar a ocorrência de tempestades severas, com menor taxa de precipitação, mas com ventos intensos.

Por sua vez, o cálculo da CAPE é sensível à altura dos níveis de NCE e NEL e à escolha da própria parcela de ar ascendente.

Portanto, para uma melhor caracterização da instabilidade convectiva da atmosfera, é plausível analisar os índices termodinâmicos em conjunto, como $CAPE$, K , TT , $ILEV$ e o próprio gradiente vertical da temperatura ambiental (lapse rate).

4.2.2 - Parâmetros dinâmicos analisados.

A forçante dinâmica é de extrema importância na formação e manutenção de células convectivas, por isso, em alguns experimentos, serão analisados os seguintes parâmetros:

4.2.2.1 - Denominador do número de Richardson Volumétrico (DNRV)

Um parâmetro de cisalhamento útil em previsão convectiva severa é o denominador do número de Richardson volumétrico (DNRV), e é dado por:

$$DNRV = 0,5(\bar{u}^2 + \bar{v}^2) \quad [\text{m}^2\text{s}^{-2}] \quad (4.14)$$

onde $\bar{u}$ e $\bar{v}$ são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vetor diferença entre o vento médio nos primeiros 6000 m e vento médio nos primeiros 500 m acima do solo, ponderados pela densidade.

Nascimento (2005) sugere que valores entre 40 e 100 m^2s^{-2} são indicativos de ambientes condizentes ao desenvolvimento de tempestades severas, mas devem ser analisados junto com a CAPE e a Helicidade para apontar situações tornádicas, por exemplo.

4.2.2.2 – Helicidade Relativa à tempestade.

O conceito básico da helicidade se resume nessa equação:

$$H = 0,5(\vec{V} \cdot (\nabla \times \vec{V})) \quad [\text{m}^2\text{s}^{-2}] \quad (4.15)$$

onde $\vec{V}$ é o vetor vento tridimensional ($\nabla \times \vec{V}$ é, portanto, o campo de vorticidade tridimensional $\vec{\omega}$).

A helicidade é uma variável cuja magnitude depende do referencial utilizado para seu cálculo. Um referencial conveniente para o cálculo de H em meteorologia é aquele que se desloca junto com as tempestades, caracterizando a helicidade relativa (HR). A HR empregada em meteorologia é definida como (Davies – Jones et al. 1990).

$$HR = - \int_{z_s}^h \hat{k} \cdot \left[(\vec{V} - \vec{c}) \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \right] dz \quad [\text{m}^2\text{s}^{-2}] \quad (4.16)$$

onde $\vec{c}$ é o vetor deslocamento do sistema convectivo, calculado empiricamente pelo método de Davies et al. (1993) e adaptado para o hemisfério sul por Ernani de Lima Nascimento em maio de 2005. $\hat{k}$ é o vetor unitário na direção vertical, z_s é o nível de

superfície e h é o nível do topo da camada de influxo, sendo considerada 3 km nesse estudo.

Tempestades severas tendem a ocorrer em ambientes com HR acima de $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (ou abaixo de $-150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para o hemisfério sul). Esses valores são baseados em estudos para os Estados Unidos, porém, podem ser aplicados para o Brasil.

Nascimento (2005) salienta, baseado em resultados numéricos, que na presença de $CAPE$ e helicidade relativa altas e valores moderados de $DNRV$, há indicação de desenvolvimento de tempestades severas com rotação em baixos níveis, apontando potenciais situações tornádicas.

4.3 - Características do modelo BRAMS.

O Regional Atmospheric Modelling System (RAMS), é um modelo atmosférico prognóstico desenvolvido na Universidade do Estado do Colorado – EUA a partir de um modelo de mesoescala (Pielke, 1974) e de um modelo de nuvens (Trípoli e Cotton, 1982). Simula qualquer situação de escoamento, incluindo um grande número de opções, as quais podem ser selecionadas pelo usuário. Todos os processos físicos associados à formação de nuvens, precipitação, transferência de radiação, transporte turbulento de calor, umidade e momentum, e interação com o solo podem ser ativados.

O modelo BRAMS é baseado na versão 5.02 do modelo RAMS com diversos aperfeiçoamentos numéricos e de parametrizações físicas. A versão utilizada (BRAMS 2.0) permite trabalhar com a parametrização convectiva de Grell (descrita no item 4.5) e acrescenta uma série de rotinas para otimizar a previsão numérica do tempo. A tabela 4.1 mostra algumas opções disponíveis no modelo BRAMS 2.0.

A projeção horizontal utilizada para a definição das coordenadas da grade é a estereográfica, cujo pólo de projeção fica próximo do centro da área de domínio. Este tipo de projeção diminui distorções da projeção da área de interesse. Coordenadas Cartesianas também podem ser utilizadas pelo RAMS.

O modelo usa grade do tipo “C” (Mesinger e Arakawa, 1976), em que as variáveis termodinâmicas, inclusive umidade, são definidas em pontos de grade e as componentes u,v e w são definidas em $\Delta_x/2$, $\Delta_y/2$ e $\Delta_z/2$, respectivamente. Na vertical, utiliza-se o esquema de coordenadas que seguem o terreno (Trípoli & Cotton, 1982), da forma: $z^* = \sigma_z = H[(z-z_s)/(H-z_s)]$ em que: (x,y,z) são as coordenadas cartesianas; (x*,y*,z*) são as coordenadas transformadas; z_s é a altura da superfície em relação ao nível médio do mar (topografia) e H é a altura do topo do modelo.

Todas as simulações, independente do espaçamento de grade e das condições iniciais, incluíram: Diferenciação na fronteira lateral de Klemp e Wilhemson (1978) e parametrização do coeficiente K de Mellor e Yamada (1974,1982).

Os experimentos utilizaram arquivos de umidade do solo, gerados por um algoritmo desenvolvido por Gevaerd (2003) que utiliza um modelo multicamadas com quatro camadas, gerando informações de umidade do solo através da precipitação estimada (mm/3h) pelo satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission).

Todos experimentos apresentaram características inalteradas: Resolução vertical no primeiro nível de 100 metros, razão de incremento de 1,2, valor máximo de Δz igual a 1000 metros, passo de tempo de 60 segundos, assimilação dos dados semanais de temperatura da superfície do mar com resolução de 50 km, 5 pontos na fronteira lateral, caracterizando uma inicialização variada, escala de tempo na fronteira de 10800 segundos*, limite inferior no topo de 16000 metros, escala de tempo no topo de 10800 segundos, escala de tempo no centro de 0 segundos, esquema de topografia denominado orografia média, atualização na radiação a cada 900 segundos, Parametrização de Cúmulus Rasos desativada nos casos I e II (Capítulos V e VI), atualização da convecção a cada 1200 segundos, esquema de difusão turbulenta de Mellor e Yamada (1974), condições da fronteira lateral de Klemp e Wilhemson (1978) e esquema de Microfísica no nível mais complexo, que ativa um conjunto de parametrizações que inclui água da nuvem, gelo,neve,granizo, dentre outros.

* A tendência atual é usar um “nudging” em torno de 900 segundos.

Tabela 4.1 – Principais Opções do modelo BRAMS 2.0

Categoria	Opções Disponíveis	Referências / Observações
Condições de Fronteira Lateral		Da forma geral utilizada no modelo BRAMS, há várias opções para a obtenção da velocidade de fase.
	Orlanski	Orlanski (1976) Computa a velocidade de fase como a razão entre a derivada local da componente do vento normal à fronteira pela sua variação no eixo cartesiano.
	Klemp/Lilly	Klemp e Lilly (1978) Faz a média das velocidades de fase, computadas conforme Orlanski, em toda coluna vertical.
	Klemp / Wilhemson	Klemp e Wilhemson (1978) Especifica um valor constante como uma velocidade de fase de uma onda gravitacional típica (10 a 30 m/s).

Tabela 4.1, continuação		
Deslocamento da Grade e Estrutura	Grade C de Arakawa, grade simples (fixa).	
	Grade C de Arakawa, múltiplas grades aninhadas (fixas).	
	Grade C de Arakawa, Múltiplas grades aninhadas (móveis).	
Coordenadas Horizontais	Cartesiana	Os pontos da esfera são projetados no plano, paralelo ao equador, por direções radiais.
	Polar Estereográfica	
Coordenadas Verticais	Sistema de coordenadas seguindo o terreno	Trípoli e Cotton (1982)
Esquema de Topografia	Orografia Média	A transferência da informação do banco de dados para as grades do modelo é realizada em três passos. A interpolação do dado para uma grade temporária, a média dos dados numa segunda grade temporária (polar estereográfica) e a interpolação dos valores referentes à primeira e segunda grades na grade principal (Método dos quadrados).
	Orografia Silhueta	
	Orografia Envelope	
	Orografia Envelope refletido	

Tabela 4.1, continuação		
Inicialização de umidade do solo	Homogênea	
	Heterogênea	Dados de um modelo externo (Gevaerd 2003), iniciados em qualquer fase do pré-processamento ou do processamento do modelo.
Parametrização do Coeficiente de difusão turbulenta.	Mellor e Yamada	Mellor e Yamada (1982) Aplica uma energia cinética turbulenta prognosticada
	Deformação Anisotrópica	
	Deformação Isotrópica	A difusão vertical é computada por um esquema unidimensional análogo ao esquema de Smagorinsk.
	TKE Deardorff	A difusão vertical e horizontal é parametrizada de acordo com o esquema de Deardorff, que aplica uma energia cinética turbulenta de sub-grade prognosticada.
Parametrização de Radiação Onda Curta	Mahrer/Pielke	Mahrer e Pielke (1977) Efeitos do espalhamento de Rayleigh avançado, absorção por vapor de água e inclinação do terreno. Este esquema ignora líquido e gelo na atmosfera.

Tabela 4.1, continuação		
Continuação Parametrização de Radiação Onda Curta	Chen/Cotton	Chen e Cotton (1987) Espalhamento molecular, absorção de ar claro, absorção de ozônio e refletância, transmitância e absorção de uma camada de nuvem. Leva em consideração a condensação na atmosfera, mas não diferencia água da nuvem, chuva ou gelo.
	Harrington	Harrington (1997) Leva em conta cada forma de condensado (água da nuvem, chuva, gelo, neve, agregados e granizo).
Parametrização de Radiação Onda Longa	Mahrer/Pielke	Mahrer e Pielke (1977) Emissividade de vapor de água e de dióxido de carbono e a técnica computacional eficiente de Sasamori (1972).
	Chen/Cotton	Chen e Cotton (1987) Emissividade para uma atmosfera limpa, emissividade de uma camada nublada, emissividade de uma camada misturada, céu claro e nublado.
	Harrington	Harrington (1997)

Tabela 4.1, continuação		
Parametrização Convectiva	Kuo	Tremback (1990) Esquema dependente da convergência de umidade e da instabilidade condicional do ambientes. Detalhes ver item 4.4.
	Grell	Grell e Devenyi (2002) Esquema dependente principalmente da convergência de umidade e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE). Permite a escolha de diversas hipóteses de fechamento. Detalhes ver item 4.5.
Parametrização de Cúmulos rasos	Parametrização de Cúmulos Rasos	Souza (1999)
Esquema de inicialização da vegetação	LEAF	Dados de Vegetação de 1 km derivados do conjunto de dados do IGBP 2.0 + IBGE / INPE, constituindo o arquivo LEAF-3.
	Modelo SIB	Parametrização SIB 2 – CPTEC / INPE.
	Inicialização alternativa por dados de satélite.	Permite a atualização dos arquivos de vegetação por IVDN – Índice de Vegetação por Diferenças normalizadas.

Tabela 4.1, continuação		
Parâmetros de Aninhamento	Nudging Weights	Há parâmetros aplicados a <i>nudging Weights</i> para cada grade e para variáveis específicas. Tem intuito de fornecer um controle mais amplo na “força” de aninhamento para análises 4DDA.
Assimilação de Dados de Observação	ODA	A Assimilação de dados (ODA), examina cada estação, no passo de tempo e produz campos de Covariância.
Inversão de Cúmulus	Inversão de Cúmulus	Ativa a leitura e aninhamento através das taxas de aquecimento e umidade produzidas pelo esquema da inversão de cúmulus. Em síntese, as taxas convectivas são produzidas antes da rodada por um processo separado que lê as taxas de precipitação (das observações) e produz tendências convectivas.

Tabela 4.1, continuação		
Microfísica	Nível 1	Ativa advecção, difusão e fluxo de água na superfície, onde toda água na atmosfera é assumidamente vapor, sem a ocorrência de supersaturação.
	Nível 2	Ativa a condensação, porém o particionamento do total de água em vapor e água na nuvem, é diagnosticado. Nenhuma outra forma de líquido ou gelo é considerada.
	Nível 3	Ativa um conjunto de parametrizações que inclui água da nuvem, gelo, neve, granizo, dentre outros. Esta parametrização inclui o processo da precipitação.

4.4 - Parametrização Convectiva de Kuo.

Conforme Cotton (1989), a principal consideração a ser feita sobre este tipo de esquema é que há uma forte correlação entre a precipitação convectiva observada e o total de convergência de vapor d'água em larga escala numa coluna. Estas observações sugerem que a convergência de vapor d'água é uma variável muito útil para parametrizar os efeitos da convecção em modelos de larga escala, e muitas parametrizações cúmulus tem sido baseadas na relação entre chuva convectiva e convergência de umidade na escala maior. Estes esquemas são chamados esquemas Kuo devido ao trabalho de Kuo (1965).

4.4.1 – Definição das fontes e sumidouros de calor e umidade.

Conforme a conservação da razão de mistura, temos:

$$\frac{dr_v}{dt} = -C^*, \quad (4.17)$$

onde r_v é a razão de mistura do vapor d'água e C^* é a taxa de condensação líquida (condensação menos evaporação). Em coordenada isobárica:

$$\frac{\partial r_v}{\partial t} + \vec{v}_p \cdot \nabla r_v + \omega \frac{\partial}{\partial p} r_v = -C^*, \quad (4.18)$$

sendo $\vec{v}_p$ o vetor vento em coordenadas de pressão e $\omega = \frac{dp}{dt}$. A equação 4.18 é válida somente para pequenas parcelas de ar; elas não são imediatamente aplicáveis às propriedades médias do ar da grande escala associadas com volumes de grade nos modelos numéricos.

Para obterem-se as equações apropriadas, usa-se o procedimento da média de Reynolds. Assim, a equação 4.18 torna-se:

$$\frac{\partial \bar{r}_v}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{r}_v \bar{v}_p) + \frac{\partial}{\partial p} (\bar{r}_v \bar{\omega}) = -\bar{C}^* - \nabla_p \cdot (\bar{r}_v'' \bar{v}_p'') - \frac{\partial}{\partial p} (\bar{r}_v'' \bar{\omega}''), \quad (4.19)$$

onde o símbolo $\bar{}$ denota o estado básico e o símbolo $''$ representa a respectiva perturbação.

Como, em coordenadas isobáricas, a equação da continuidade é $\nabla_p \bar{v}_p + \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p} = 0$, então:

$$\frac{\partial \bar{r}_v}{\partial t} + \bar{v}_p \cdot \nabla_p \bar{r}_v + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{r}_v}{\partial p} = -\bar{C}^* - \nabla_p \cdot (\bar{r}_v'' \bar{v}_p'') - \frac{\partial}{\partial p} (\bar{r}_v'' \bar{\omega}''). \quad (4.20)$$

O lado esquerdo de (4.19) e (4.20) é chamado de “fonte de umidade aparente” (yanai et al., 1973), em coordenadas isobáricas da forma normal e advectiva, respectivamente.

Definindo o sumidouro de umidade aparente Q_2 da equação 4.19, tem-se:

$$Q_2 \equiv -\frac{L_v}{c_p} \left[\frac{\partial \bar{r}_v}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{r}_v \bar{v}_p) + \frac{\partial}{\partial p} (\bar{r}_v \bar{\omega}) \right], \quad (4.21)$$

onde L_v é o calor latente de vaporização e c_p é o calor específico a pressão constante.

Uma variável termodinâmica frequentemente usada em estudos diagnósticos é a energia estática seca, conforme:

$$s = c_p T + gZ, \quad (4.22)$$

sendo T a temperatura do ambiente, g a aceleração da gravidade e Z a altura. Variando a energia estática seca no tempo, convertendo-a em coordenadas isobáricas e aplicando a metodologia de Reynolds, obtém-se a seguinte equação:

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \bar{v}_p \cdot (\bar{s} \bar{v}_p) + \frac{\partial}{\partial p} (\bar{s} \bar{\omega}) = L_c \bar{C}^* + c_p Q_R - \frac{\partial}{\partial p} (\bar{s}'' \bar{\omega}''), \quad (4.23)$$

onde L_c é o calor latente de condensação e Q_R é a taxa de variação da temperatura devido a efeitos de radiação.

Define-se a fonte de calor Q_1 de 4.23, de tal maneira que:

$$c_p Q_1 \equiv \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \bar{v}_p \cdot (\bar{s} \bar{v}_p) + \frac{\partial}{\partial p} (\bar{s} \bar{\omega}). \quad (4.24)$$

4.4.2 - Relação do umedecimento e aquecimento convectivo total com a convergência de umidade.

O uso da convergência de umidade para determinar a taxa de precipitação é baseado na reserva de vapor d'água de larga escala, e pode ser escrito pela equação abaixo:

$$\frac{c_p}{L_v} Q_2 = - \left(\frac{\partial \bar{r}_v}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{r}_v \bar{\vec{v}}_p + \frac{\partial \bar{r}_v \bar{\omega}}{\partial p} \right) = \nabla_p \cdot (\bar{r}_v \bar{\vec{v}}_p) + \frac{\partial \bar{r}_v \bar{\omega}}{\partial p} + (\bar{c} - \bar{e}), \quad (4.25)$$

onde c é a taxa de condensação por unidade de massa de ar, e é a taxa de evaporação.

Uma integração vertical da equação 4.25 sob a pressão da superfície p ao topo da atmosfera ($p = 0$) nos dá:

$$M_t + E = \frac{1}{g} \left[\int_0^{P_s} (\bar{c} - \bar{e}) dp - \int_0^{P_s} \frac{\partial}{\partial p} (\bar{r}_v \bar{\omega}) + \int_0^{P_s} \nabla_p \cdot (\bar{r}_v \bar{\vec{v}}_p) \right] + S_{qv}, \quad (4.26)$$

onde M_t é a convergência de umidade horizontal integrada verticalmente:

$$M_t = - \frac{1}{g} \int_0^{P_s} \nabla_p \cdot \bar{r}_v \bar{\vec{v}}_p dp, \quad (4.27)$$

e E é a taxa de evaporação na superfície:

$$E \equiv - \left(\frac{1}{g} \right) \left(\bar{r}_v \bar{\omega} \right)_{P_s}, \quad (4.28)$$

e S_{qv} é a taxa de armazenagem de vapor d'água:

$$S_{qv} = \frac{1}{g} \int_0^{P_s} \frac{\partial \bar{r}_v}{\partial t} dp. \quad (4.29)$$

A relação entre a taxa líquida de condensação integrada e a taxa de precipitação pode ser obtida considerando a equação para a água da nuvem (líquido) r_c :

$$\frac{\partial \bar{r}_c}{\partial t} + \nabla_p \cdot \bar{r}_c \bar{v}_p + \frac{\partial \bar{r}_c \bar{\omega}}{\partial p} = - \frac{\partial \bar{r}_c \bar{\omega}}{\partial p} + \bar{c} - \bar{e} - CN_{cr}, \quad (4.30)$$

onde CN_{cr} é a taxa de conversão da água contida na nuvem em água precipitante. Uma integração vertical da equação 4.19 de 0 a p_s fica:

$$\frac{1}{g} \int_0^{P_s} (\bar{c} - \bar{e}) dp = P + S_{rl} - M_{tl}, \quad (4.31)$$

onde P é a taxa de precipitação, S_{rl} é a taxa de armazenagem de água líquida e M_{tl} é a integral vertical da convergência horizontal de água líquida. Substituindo a equação 4.20 em 4.14 chegamos:

$$M_t + M_{tl} + E = P + S_{rv} + S_{rl} \quad (4.32)$$

A reserva representada na equação 4.32 indica que as fontes de água, dentro de uma coluna unitária, são balançadas pela precipitação mais o armazenamento de vapor e líquido. Pela equação 4.32, observa-se, através de uma análise de escala, que se os termos de armazenamento são menores, em relação à precipitação, e a convergência horizontal de água é menor comparada com a soma da evaporação e a convergência de vapor d'água, a taxa de precipitação é igual a convergência de umidade em larga escala mais a evaporação. Sobre grandes regiões numa longa escala temporal, esta aproximação é muito boa. Mas,

localmente, numa curta escala temporal, pode haver variações substanciais na armazenagem de vapor d'água e água líquida. Em geral, há maior variabilidade sobre médias latitudes do que sobre os trópicos. Uma ferramenta chave é então relacionar o termo de armazenagem com variáveis de larga escala (Em síntese: deve-se determinar qual porção da convergência de umidade deve ser armazenada e qual porção deve ser removida como precipitação).

Kuo (1974) assumiu que a fração $(1-b)$, da convergência de vapor d'água M_t , é condensada e precipitada, a fração restante, b , é armazenada e atua no intuito de aumentar a umidade da coluna (figura 4.4).

Pela hipótese acima, a integral vertical de $c - e \equiv C^*$ é

$$\int_0^{P_s} C^* dp = (1-b)gM_t, \quad (4.33)$$

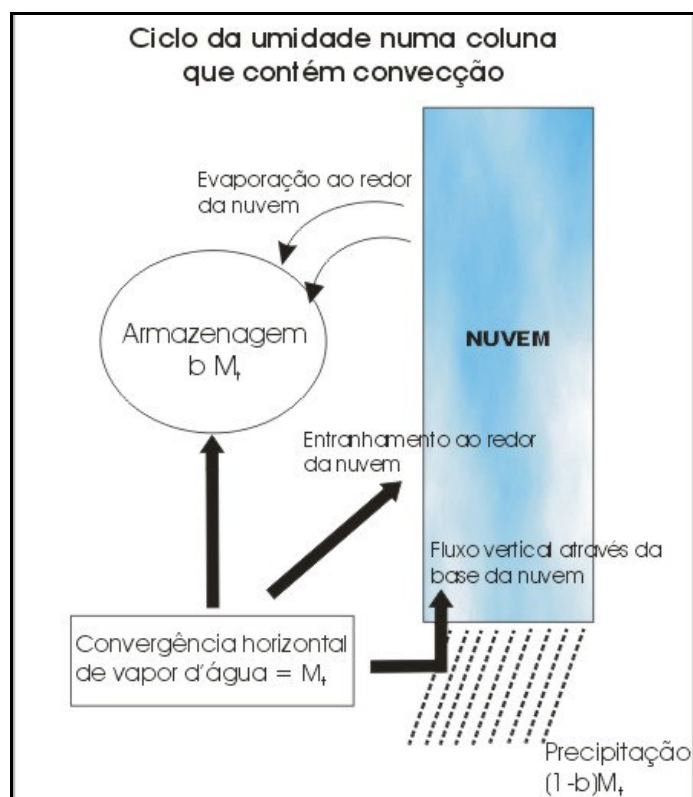


Figura 4.4 – Diagrama esquemático que mostra o ciclo de umidade numa coluna com convecção, para a parametrização convectiva de Kuo.

4.4.3 - Determinação de b.

Uma importante parte dos esquemas de Kuo é a determinação do parâmetro b , a fração de M_t , usada para umedecer a coluna. Anthes (1977) propôs que b deveria ser relacionado pela umidade relativa média na coluna como se segue:

$$b = \begin{cases} \left(\frac{1 - \langle RH \rangle}{1 - RH_c} \right)^n, & \langle RH \rangle \geq RH_c \\ 1, & \langle RH \rangle < RH_c \end{cases} \quad (4.34)$$

onde RH é a umidade relativa, RH_c é um valor crítico de umidade relativa e n é um expoente positivo de ordem 1 que pode ser empiricamente determinado. O operador médio vertical $\langle \rangle$ é definido como:

$$\langle \rangle \equiv (p_b - p_t)^{-1} \int_{p_t}^{p_b} () dp \quad (4.35)$$

Em testes semiprognósticos, para o esquema de kuo, Anthes (1977) e Kuo et al. (1984) acharam a melhor relação entre as taxas de precipitação observadas e simuladas quando n estava entre 2 e 3 e RH_c entre 0,25 e 0,50.

Molinari (1982) supôs que o termo b deveria ser calculado utilizando a temperatura e a razão de mistura ambiente e da nuvem (com o índice c subscrito).

$$b = \frac{I + J}{I} \left\{ \frac{\langle r_{vc} - r_v \rangle}{\langle r_{vc} - r_v \rangle + \left(\frac{c_p}{L_v} \right) \langle T_c - T \rangle} \right\}, \quad (4.36)$$

sendo r_{vc} a razão de mistura do vapor d'água na escala convectiva, T_c a temperatura na escala convectiva e I a quantidade de umidade fornecida pela escala da grade à escala sub-grade, e descrita por Molinari e Corsetti (1985) como o fluxo vertical de vapor através do nível de livre convecção. Define-se J como a mudança de temperatura na coluna:

$$J \equiv -\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \frac{c_p}{L_v} \frac{T}{\theta} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} dp, \quad (4.37)$$

sendo θ a temperatura potencial, em K. Segundo os testes de Molinari, com o tempo inicial onde $J \approx -0.8I$, o parâmetro b computado pela equação 4.36 foi cerca de 0,2 vezes o parâmetro efetivo do esquema de Kuo original.

As modificações efetuadas por Tremback (1990), e aplicadas no modelo BRAMS 2.0, incluem o efeito das correntes descendentes e o cálculo do parâmetro b , com base na fórmula da eficiência de precipitação de Fritsch e Chappell (1980):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t}_{conv} = L(1-b)\pi^{-1}I \frac{Q_1}{\int_{z_s}^{z_{ct}} Q_1 dz}, \quad (4.38)$$

$$\frac{\partial r_T}{\partial t}_{conv} = bI \frac{Q_2}{\int_{z_s}^{z_{ct}} Q_2 dz}, \quad (4.39)$$

onde:

- z_{ct} é a altura do topo da nuvem, dada pelo nível acima do qual a temperatura potencial da adiabática úmida, que passa pelo nível de livre convecção, é menor do que a temperatura potencial do ponto de grade (ambiente);

- π é um número constante igual a 3,1416;

- Q_1 e Q_2 são os perfis verticais de aquecimento e umedecimento, respectivamente.

Q_1 é dado pela diferença entre a temperatura do ambiente e a de um perfil convectivo. Este perfil é uma média ponderada entre as correntes ascendentes e descendentes. A temperatura potencial da corrente ascendente é proveniente do nível que possui o maior valor de temperatura potencial equivalente nos três primeiros quilômetros acima do solo (nível fonte), levantando até o nível de livre convecção. Assume-se que a corrente descendente inicia-se no nível de mínima temperatura potencial equivalente da sondagem; quando esta chega a base da nuvem, encontra-se 2K mais fria que o ambiente e, na

superfície, 5K mais fria. O peso que pondera as duas correntes para o cálculo e de Q_1 é de 1% da corrente ascendente no nível de máxima temperatura potencial equivalente, 10% no nível de livre convecção e 20% no ponto de máximo fluxo de massa da corrente descendente.

Para o cálculo de Q_2 definem-se duas regiões; logo abaixo da base da nuvem, o ambiente é secado com uma razão I e entre a base da nuvem e a superfície, é secado até que fique com um valor de umidade específica constante na coluna. Na região da bigorna, há umedecimento na razão bI . Este umedecimento é constante e igual a $2/3$ da altura entre o nível fonte e o topo da nuvem. A condensação na escala de grade ocorre se a razão de mistura de vapor supera a razão de mistura de saturação. Neste caso, o excesso de vapor é convertido em água líquida, mais especificamente em água de nuvem (r_c)

A eficiência de precipitação é calculada através da formulação de Fritsh e Chappell (1980). Assim, a eficiência é escrita em função do cisalhamento vertical do vento horizontal (CIS), na camada de nuvem, da seguinte forma:

$$CIS = \frac{\Delta V}{\Delta z} \quad \text{em } 10^{-3} \text{s}^{-1}$$

$$\text{Se } \left\{ \begin{array}{l} CIS < 1,35 \Rightarrow (1-b) = 0,9 \\ CIS > 1,35 \Rightarrow (1-b) = 1,591 - 0,639CIS + 0,0953CIS^2 - 0,00496CIS^3 \end{array} \right\} \quad (4.40)$$

4.4.4 - Particionamento vertical de fontes de calor aparente.

Depois que b é determinado, a expressão integral (equação 4.33) relaciona a taxa total de precipitação com a convergência de umidade total. Isto é também necessário para especificar ou calcular a distribuição vertical de C^* ; em geral, esta distribuição pode ser escrita como:

$$C^*(p) = \left[\frac{(1-b)gM_t}{(p_b - p_t)} \right] N(p), \quad (4.41)$$

onde p_b e p_t são as pressões da base e do topo da nuvem, respectivamente, e $N(p)$ é a função distribuição vertical que pode ser obtida por:

$$\int_0^{P_s} N(p) dp = \int_{P_t}^{P_b} N(p) dp = p_b - p_t \quad (4.42)$$

Se tal equação é satisfeita, a taxa total de aquecimento convectivo $Q_I - Q_R$ na coluna é igual à energia latente condensada e removida como precipitação mais fluxo de calor sensível na superfície:

$$\frac{C_p}{g} \int_0^{P_s} (Q_I - Q_R) dp = \frac{L}{g} \int_0^{P_s} C^* dp + H_s = L(1-b)M_t + H_s, \quad (4.43)$$

sendo H_s é o fluxo de calor sensível. Com as integrais representadas pelas equações 4.41–4.43, o problema posterior é determinar $N(p)$. Anthes (1977) usou a taxa de condensação C_c num modelo de nuvem unidimensional para estimar $N(p)$.

$$N(p) \equiv \frac{C_c}{\langle C_c \rangle} \quad (4.44)$$

Kuo (1965,1974) assumiu que $N(p)$ é determinado pela mistura lateral de ar quente da nuvem de temperatura T_c com ar ambiente de temperatura T , que nos fornece:

$$N(p) \equiv \frac{(T_c - T)}{\langle T_c - T \rangle} \quad (4.45)$$

Na maioria dos esquemas Kuo, T_c é dado pela adiabática úmida com a temperatura potencial equivalente de uma parcela de ar originalmente sobre a superfície.

4.5 - Parametrização convectiva de Grell

Grell e Devenyi (2002) introduziram uma nova parametrização convectiva cujo objetivo principal é possibilitar ao usuário mais liberdade na escolha de uma variedade de hipóteses de fechamento, que serão mescladas à parametrização padrão baseada em Grell (1993).

No esquema de Grell há 108 modos diferentes de disparo da convecção, porém, os mais importantes são a presença de convergência de umidade, instabilidade condicional e CAPE acima de 1500 J/kg. Conceitualmente, tal esquema é muito parecido com as parametrizações convectivas de AS (Arakawa e Schubert 1974), modificações em relação ao esquema FC (Fritsch e Chappell 1980) foram incluídas recentemente.

A nuvem parametrizada ocupa uma fração da grade em modelos com resoluções acima de 10 km, portanto, não pode ser resolvida explicitamente. Arakawa (1974) discute que no conceito de instabilidade condicional de segunda ordem (CISK), a escala cúmulus e os movimentos na escala de um ciclone cooperam mutuamente, as nuvens cúmulus provêm o aquecimento que dirige o ciclone, e o ciclone provém a umidade que mantêm as nuvens cúmulus. Há, portanto, a nítida necessidade de esquematizar essa interação entre a sub-grade e a larga escala.

4.5.1 - Entranhamento em nuvens cúmulus.

Conceitos recentes de entranhamento de ar ambiental nas nuvens trabalham muito com mistura lateral. O ar entranhado lateralmente contribui no aspecto termodinâmico do nível em questão, isto é, as propriedades termodinâmicas do ar ascendente em um determinado nível da nuvem, é uma mistura das propriedades do ar que entranha pela base da nuvem com o ar entranhado em todos os níveis abaixo dele. Conseqüentemente um gradiente distinto nas propriedades da nuvem deve existir entre o interior central da nuvem e ao redor da fronteira. A figura abaixo ilustra os modelos esquemáticos de uma “bolha” e “jato” de entranhamento lateral.

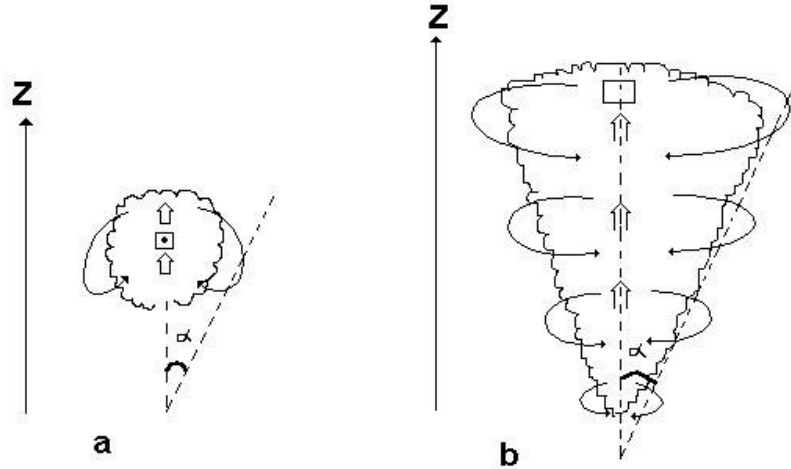


Figura 4.5 - (a) Visão esquemática de um modelo de bolha (ou termal) de entranhamento lateral numa cúmulus (b) Visão esquemática de um modelo de jato estacionário de entranhamento lateral numa cúmulus. [adaptado de Holton (1989)].

Um corolário importante para a teoria de entranhamento lateral é que a taxa fracional de entranhamento do ar ambiente dentro de uma ascendente deve variar inversamente com o raio da nuvem. Malkus (1960) formulou a taxa de entranhamento (μ_c) para o modelo da bolha como:

$$\mu_c = \left(\frac{1}{M_c} \right) \left(\frac{dM_c}{dz} \right) = \frac{b}{R}, \quad (4.46)$$

onde M_c é a massa da nuvem, b é um coeficiente adimensional, e R é o raio de uma nuvem. Baseado em experimentos de laboratório, Turner (1963) atribuiu que a taxa de entranhamento para uma termal é $b = 3\alpha = 0,6$, onde α é o ângulo do entranhamento na fronteira da bolha, ilustrado na figura 4.3. No caso de um jato estacionário, Squires e Turner (1962) formularam a taxa de entranhamento lateral com $b = 2\alpha = 0,2$. (Usada no modelo BRAMS 2.0)

4.5.2 - controle estático.

Toda hipótese é diretamente influenciada pela redistribuição vertical de calor e umidade e pelas próprias taxas de precipitação. Seguindo Grell et. al. (1993), Grell e Devenyi introduziram o símbolo λ para denotar o tipo de hipótese, e reescreveu o entranhamento como:

$$\mu_{ue}(z, \lambda) - \mu_{ud}(z, \lambda) = \frac{1}{m_u(z, \lambda)} \frac{\partial m_u(z, \lambda)}{\partial z}, \quad (4.47)$$

onde μ_{ue} é a taxa de entranhamento fracional, μ_{ud} é a taxa de desentranhamento fracional (u denota corrente ascendente), e m é o fluxo de massa, onde cada subconjunto é normalizado pelo fluxo de massa na base da nuvem, como segue:

$$m_u(z, \lambda) = m_b(\lambda) \eta_u(z, \lambda). \quad (4.48)$$

onde η_u é o fluxo de massa normalizado e m_b é o fluxo de massa na base das correntes ascendentes. Conforme Grell e Devenyi (2002), resultados tem mostrado que há dependência do fluxo de massa nas correntes descendentes com o fluxo de massa nas correntes ascendentes. Assumindo que parte do condensado total é evaporado na corrente descendente, esta dependência pode ser expressa por:

$$m_0(\lambda) = \beta(\lambda) \frac{I_1(\lambda)}{I_2(\lambda)} m_b(\lambda). \quad (4.49)$$

Onde $(1 - \beta(\lambda))$ deverá ser a eficiência da precipitação, geralmente como função do cisalhamento do vento e umidade na base da nuvem, aos moldes do que é a eficiência na parametrização convectiva de FC (1980), m_0 é o fluxo de massa originalmente descendente, e $I_1(\lambda)$ e $I_2(\lambda)$ são o condensado e evaporado normalizados das correntes ascendente e descendente, respectivamente.

Obtém-se, da equação 4.47 e do comportamento de uma variável qualquer numa camada infinitesimal da corrente ascendente, a quantificação do comportamento de uma variável meteorológica nas correntes. Para o fluxo ascendente tem-se:

$$\frac{\partial \alpha(\lambda, z)}{\partial z} = \mu_{ue} [\tilde{\alpha}(z) - \alpha_u(\lambda, z)] + S_u, \quad (4.50)$$

onde α é qualquer variável termodinâmica, o índice u denota as propriedades da corrente ascendente, o índice $\sim$ denota valor do ambiente e S indica sumidouros ou fontes.

Para a energia estática úmida, tem-se:

$$\tilde{h}(z) = c_p \tilde{T}(z) + gz + L_c \tilde{q}(z), \quad (4.51)$$

sendo $\tilde{q}(z)$ o valor médio da umidade específica. A equação 4.50 simplesmente torna-se:

$$\frac{\partial h_u(\lambda, z)}{\partial z} = \mu_{ue} [\tilde{h}(z) - h_u(\lambda, z)], \quad (4.52)$$

$$\frac{\partial h_d(\lambda, z)}{\partial z} = \mu_{ue} [\tilde{h}(z) - h_d(\lambda, z)]. \quad (4.53)$$

A equação 4.52 quantifica o comportamento da energia estática úmida numa corrente ascendente, por sua vez, a equação 4.53 representa o comportamento dessa variável numa corrente descendente. Para o comportamento da umidade na corrente ascendente tem-se:

$$\alpha_u = q_u(\lambda, z) + q_l(\lambda, z), \quad (4.54)$$

$$S_u = -C_o m_u(\lambda, z) q_l(\lambda, z), \quad (4.55)$$

onde, S_u é a água total que é precipitada, C_o é um parâmetro de conversão de chuva (geralmente dependente do tamanho da nuvem ou do cisalhamento), q_u é a razão de mistura

do vapor d'água dentro da corrente ascendente e q_l é a água líquida suspensa no interior da nuvem.

4.5.3 – Retroalimentação.

Os fluxos na escala convectiva são definidos como:

$$F_{s-LI} = F_s - LF_l, \quad (4.56)$$

$$F_{q+I} = F_q - F_l, \quad (4.57)$$

onde F_s é o fluxo de energia estática seca, F_q é o fluxo de vapor d'água e F_l é o fluxo de água líquida suspensa na nuvem. Tais fluxos são definidos por:

$$F_s = + \int_{\lambda} \eta_u(\lambda, z) [s_u(\lambda, z) - \bar{s}(z)] m_b(\lambda) d\lambda - \int_{\lambda} \eta_d(\lambda, z) [s_d(\lambda, z) - \bar{s}(z)] m_0(\lambda) d\lambda, \quad (4.58)$$

$$F_q = + \int_{\lambda} \eta_u(\lambda, z) [q_u(\lambda, z) - \bar{q}(z)] m_b(\lambda) d\lambda - \int_{\lambda} \eta_d(\lambda, z) [q_d(\lambda, z) - \bar{q}(z)] m_0(\lambda) d\lambda, \quad (4.59)$$

$$F_l = + \int_{\lambda} \eta_u(\lambda, z) l(\lambda, z) m_b(\lambda) d\lambda. \quad (4.60)$$

A precipitação (absorvedor de água na nuvem em escala convectiva) é definida como:

$$R(z) = + \int_{\lambda} \eta_u(\lambda, z) [C_o(\lambda, z) l(\lambda, z)] m_b(\lambda) d\lambda - \int_{\lambda} \eta_d(\lambda, z) [q_e(\lambda, z)] m_0(\lambda) d\lambda \quad (4.61)$$

Os segundos termos do lado direito das equações 4.58 – 4.61, referem-se às propriedades da corrente descendente e anulam-se acima do nível de origem da corrente descendente. Abaixo do nível de origem da corrente ascendente, os primeiros termos do lado direito anulam-se e somente as correntes descendentes afetam o ambiente de larga escala. Entre o nível de origem do movimento ascendente e o nível de livre convecção (LFC), F_l e R são nulos.

Todas as variáveis nos termos de fluxo podem ser determinadas pelas equações do controle estático, exceto $m_b(\lambda)$, que é determinado no controle dinâmico, descrito a seguir.

4.5.4 – Controle Dinâmico.

A idéia imposta por AS de quase equilíbrio permite determinar o fluxo de massa na nuvem através da função denominada “cloud – work”. Essa função é uma medida da força de empuxo integrada nas nuvens.

Fazendo algumas operações matemáticas, podemos definir o comportamento substantivo da energia cinética, a partir dessa função.

$$\frac{d}{dt} \overline{KE}_u = A_u(\lambda) m_0(\lambda) - D_u(\lambda), \quad (4.62)$$

onde D é a dissipação da energia cinética na escala das correntes.

Dentro desse conceito, define-se a eficiência da geração de energia cinética dentro da nuvem por:

$$A_u(\lambda) = \int_{z^b}^{z^t} \frac{g}{C_p T(z)} \frac{\eta_u(\lambda, z)}{1 + \gamma} [h_u(\lambda, z) - \tilde{h}^*(z)] dz, \quad (4.63)$$

onde γ é definido como:

$$\gamma = \frac{L_v}{C_p} \left(\frac{\partial \tilde{q}^*}{\partial T} \right)_p, \quad (4.64)$$

onde L_v é o calor latente de vaporização, C_p é o calor específico a pressão constante, o índice $\sim$ denota valor médio, g é a aceleração da gravidade, T é a temperatura, $\tilde{q}^*$ é o valor médio da umidade específica saturada e $\tilde{h}^*$ é o valor médio da energia estática úmida saturada.

A equação 4.63 também é aplicada para a corrente descendente, e a eficiência da geração de energia cinética fica:

$$A_d(\lambda) = \int_{z^0}^{z^{\sup}} \frac{g}{C_p T(z)} \frac{\eta_d(\lambda, z)}{1 + \gamma} [\tilde{h}^*(z) - h_d(\lambda, z)] dz, \quad (4.65)$$

Resolvendo a equação 4.62 tanto para correntes ascendentes como descendentes tem-se:

$$\frac{d}{dt} \overline{KE}_{tot} = A_{tot}(\lambda) m_0(\lambda) - D_{tot}(\lambda) , \quad (4.66)$$

onde $A_{tot}(\lambda)$ é a função de trabalho da nuvem total, definida como a medida da eficiência da geração de energia cinética nas correntes ascendentes e descendentes. Um valor positivo de $A_{tot}(\lambda)$ é necessário para a geração de energia cinética das nuvens do tipo λ , portanto, $A_{tot}(\lambda) > 0$ pode ser considerado com um critério generalizado para a instabilidade convectiva.

A atividade convectiva é relacionada com a variação no tempo do parâmetro A , que é escrito pela soma de dois termos, um devido aos processos de larga escala $F(\lambda)$ e outro devido às nuvens.

$$\frac{dA_{tot}(\lambda)}{dt} = \left[\frac{dA_{tot}(\lambda)}{dt} \right]_c + F(\lambda) , \quad (4.67)$$

sendo:

$$\left[\frac{dA_{tot}(\lambda)}{dt} \right]_c = \int_{\lambda} K(\lambda, \lambda') m_b(\lambda) d\lambda , \quad (4.68)$$

onde $K(\lambda, \lambda')$ é o Kernel. O Kernel é uma expressão para a interação entre nuvens (correntes ascendentes e descendentes) e depende de algumas propriedades das nuvens, incluindo o fluxo de massa em cada nível e a taxa de desentranhamento. Esse valor é tipicamente negativo, e é um meio de as nuvens atuarem para estabilizar o ambiente, principalmente através do aquecimento adiabático na subsidência compensatória.

CAPÍTULO V

RESULTADOS REFERENTES AO ESTUDO DE CASO I

Este capítulo analisa os resultados de simulações numéricas para um evento no qual áreas de instabilidade, associadas à passagem de uma frente fria, atuaram sobre o Rio Grande do Sul, no dia 11 de dezembro de 2003, provocando alagamentos na região metropolitana de Porto Alegre, Alegrete, Santana do Livramento e Lajeado.

Porém, o fato que repercutiu em âmbito nacional, ocorreu na cidade de Antônio Prado, onde quatro crianças e um adulto morreram soterrados pelo teto de uma escola, que desabou durante à tarde. Moradores relataram a ocorrência de um tornado, que atingiu o local às 16h30min do presente dia. Pelo menos 80 casas ficaram destelhadas e 1,5 mil domicílios ficaram sem o fornecimento de energia elétrica.

A figura 5.1 mostra a localização da cidade de Antônio Prado no estado do Rio Grande do Sul. A figura 5.2 mostra as imagens dos satélites GOES-12 e EUMETSAT no respectivo dia, às 18 TMG.

No intuito de atingir os objetivos descritos no capítulo II, os itens estão organizados como segue. No item 5.1 definem-se os experimentos numéricos e faz-se uma análise comparativa com os dados observados a fim de apontar o experimento mais realista. No item 5.2 apresenta-se uma análise termodinâmica e dinâmica do ambiente simulado pelos experimentos. No item 5.3 apresentam-se as características principais da convecção em cada simulação. No item 5.4 sugerem-se alguns testes de sensibilidade na parametrização convectiva de Grell a fim de melhorar ainda mais o resultado e no item 5.5 conclui-se esse capítulo.

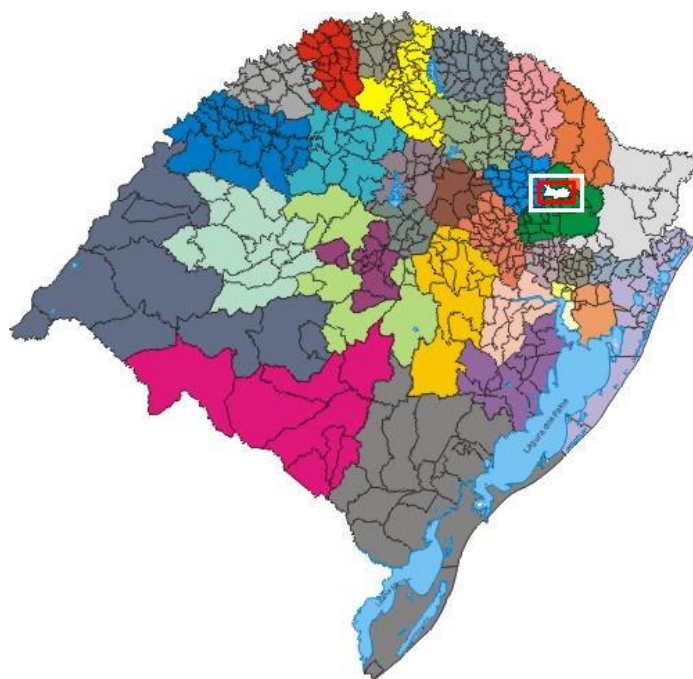


Figura 5.1 – Localização da cidade de Antônio Prado.

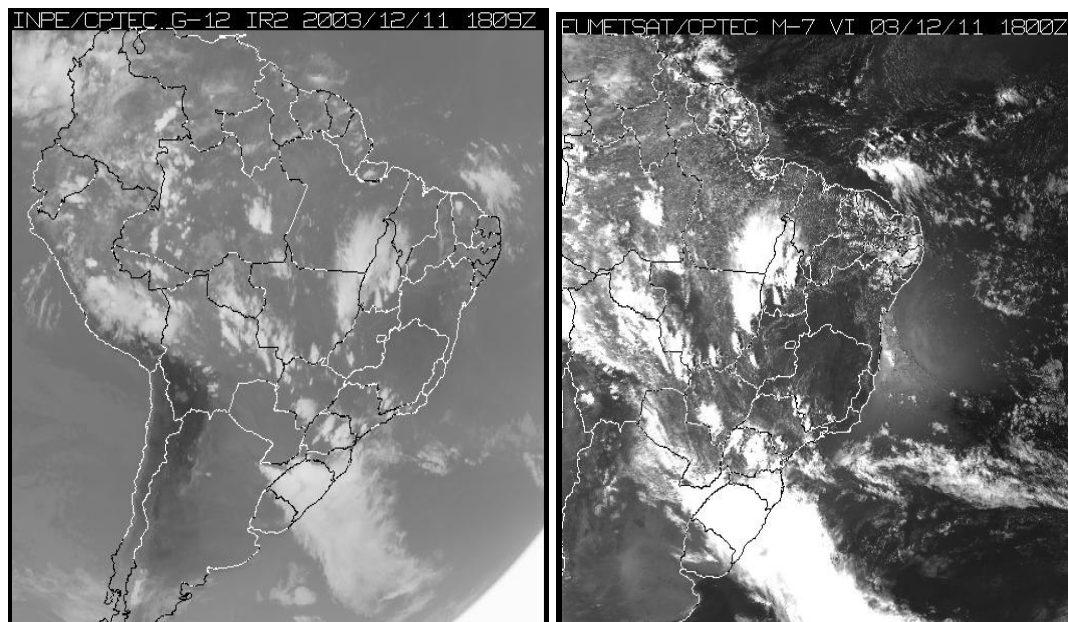


Figura 5.2 - Imagem do satélite GOES-12 (infravermelho) e EUMETSAT (visível) no dia 11 de dezembro de 2003 às 18:09 e 18:00 TMG, respectivamente.

5.1 - Análise comparativa das simulações com os campos observados.

5.1.1 – Definição dos experimentos numéricos.

Os experimentos SCGRELL - que possui como característica peculiar a utilização da Parametrização Convectiva de Grell - e SCKUO - que possui como característica peculiar a utilização da Parametrização Convectiva de Kuo - foram iniciados utilizando-se as análises do modelo Global T126L28 do CPTEC/INPE, com as fronteiras atualizadas a cada 6 horas. A resolução do modelo T126L28 é de 100 km.

Alonso et. al (2004) testou diferentes configurações do modelo BRAMS 2.0 para o mesmo evento ocorrido no dia 11 de dezembro de 2003. Foram confrontados, com os dados observados em estações meteorológicas de superfície, valores de precipitação simulados em 9 experimentos com distintas configurações. O experimento onde se obteve maior correlação com os dados observados para precipitação total acumulada foi o que apresentou as seguintes características: Parametrização Convectiva de Grell (Grell e Devenyi, 2002), tipo de fechamento denominado quase-equilíbrio (Grell, 1993), topografia de 20 km, dados de Temperatura da Superfície do Mar semanal com resolução de 50 km, Parametrização de

Microfísica aplicada a qualquer fase da água, incluindo o processo de precipitação, e parametrização de radiação segundo Mahrer & Pielke.

Portanto, para a definição das simulações realizadas neste capítulo, considerou-se as características do experimento que obteve maior desempenho no trabalho de Alonso et. Al (2004). As opções específicas são mostradas na tabela 5.1. Evidencia-se que as rodadas são idênticas, exceto pelo esquema de parametrização de cúmulus.

Tabela 5.1 - Características dos experimentos.

	SCKUO	SCGRELL
Grades	Grade 1 - 40 km	Grade 1 - 40 km
Data Inicial	11/12/03 00 UTC	11/12/03 00 UTC
Campos	Global	Global
Atmosféricos	CPTEC/INPE	CPTEC/INPE
Radiação de onda curta	Mahrer/Pielke	Mahrer/Pielke
Radiação de onda longa	Mahrer/Pielke	Mahrer/Pielke
Parametrização de cúmulos	<i>Grade 1 - Kuo</i>	<i>Grade 1 - Grell</i> <i>Fechamento denominado quase-equilibrio</i>

A figura 5.3 mostra a localização da grade utilizada nos dois experimentos.

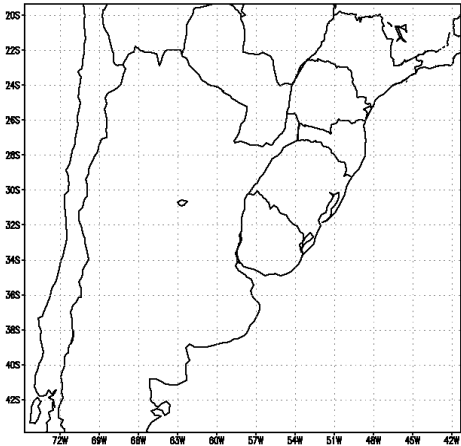


Figura 5.3 – Localização da grade nos experimentos SC.

5.1.2 – Análise comparativa da precipitação.

A figura 5.4 mostra o comportamento da precipitação acumulada no dia 11 de dezembro de 2003, estimada por satélite, no projeto GPCP. Realizou-se um corte na grade global com intuito de evidenciar a disposição da precipitação estimada sobre o estado do Rio grande do Sul. Observam-se núcleos máximos de precipitação com valores entre 80 e 90 mm na extensão da Lagoa dos Patos e noroeste do estado.

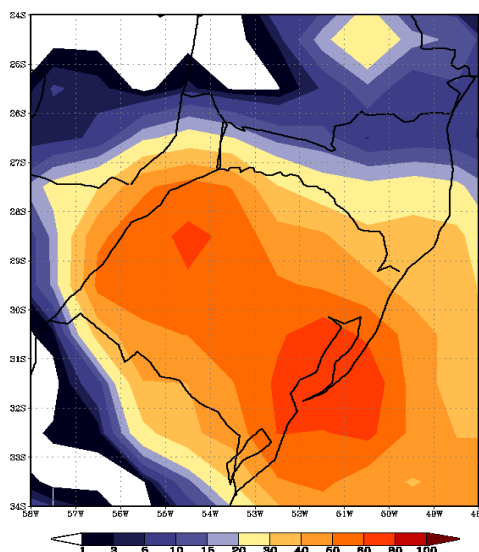


Figura 5.4 – Precipitação acumulada em mm/dia estimada por satélite (GPCP).

A parametrização convectiva de Grell (Grell e Devenyi, 2002) gera núcleos mais intensos de precipitação diária acumulada (acima de 80 mm) em todo o estado gaúcho, no extremo norte da Argentina e no Paraguai (figura 5.5). Já o experimento SCKUO, cuja característica peculiar é o uso da parametrização convectiva de Kuo (Tremback, 1990), simula precipitação numa média de 15 mm/dia, sem núcleos mais significativos. No experimento SCGRELL evidencia-se a disposição da banda de precipitação acumulada na direção predominante de noroeste – sudeste, congruente ao mostrado na imagem de satélite da figura 5.2.

Os quadros 5.5c e 5.5d mostram um corte realizado na grade principal com intuito de evidenciar a disposição da precipitação acumulada no dia 11 de dezembro de 2005, sobre o estado do Rio grande do Sul. Nota-se claramente que a precipitação convectiva é mais

fragmentada em SCGRELL e possui núcleos mais intensos do que a precipitação simulada pela parametrização convectiva de Kuo no experimento SCKUO.

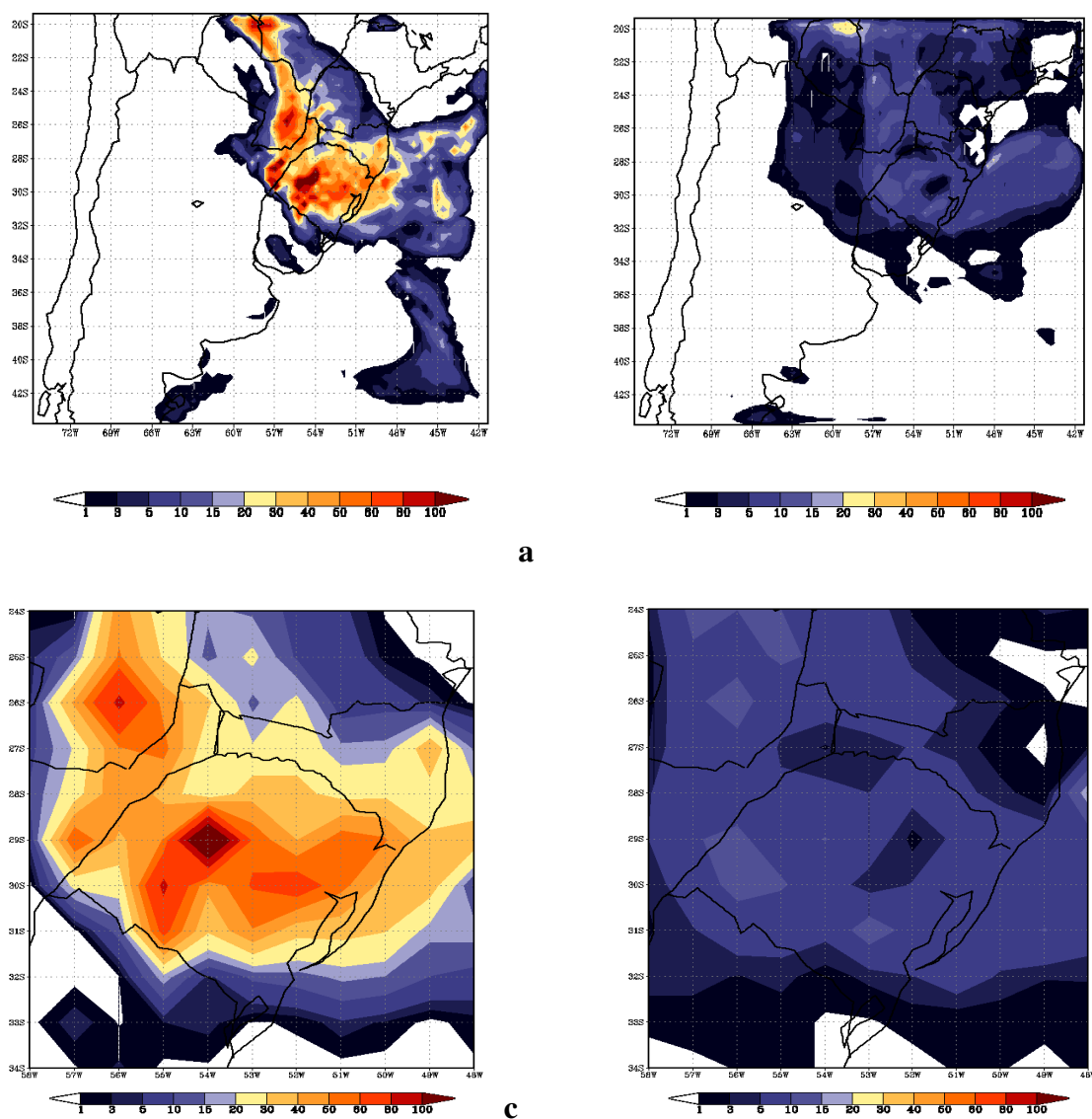


Figura 5.5 - Precipitação convectiva acumulada no dia 11 de dezembro de 2003, em mm/dia, no experimento (a) SCGRELL e (b) SCKUO para a grade 1. Os quadros (c) e (d) referem-se a um corte realizado na grade para mostrar a disposição da precipitação acumulada sobre o estado do Rio Grande do Sul, simulada pelos experimentos SCGRELL e SCKUO, respectivamente (reduzidos à resolução de $1^\circ \times 1^\circ$ pra comparação com a imagem do satélite da figura 5.4).

Para a análise da precipitação total acumulada no período de 12 TMG do dia 11 de dezembro de 2003 a 12 TMG do dia 12 de dezembro de 2003, utilizaram-se 21 estações do

INMET dispostas conforme figura 4.1 do capítulo IV. Para uma comparação mais detalhada desse campo, dividiram-se os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul em cinco regiões, classificadas quanto à topografia e características geomorfológicas (figura 5.6).

Ao norte situa-se o Planalto Meridional, o qual é formado por rochas basálticas e a nordeste encontra-se as terras mais altas deste planalto, alcançando 1.398 metros (Monte Negro) no município de São José dos Ausentes. Ao centro do Estado está a Depressão Central que é formada de rochas sedimentares dando origem a um extenso corredor que liga o oeste ao leste, através de terrenos de baixa altitude. Ao sul localiza-se o Escudo Sul-rio-grandense, com rochas ígneas e muito desgastadas pela erosão. Sua altitude não ultrapassa os 600m.

A Planície Costeira corresponde a uma faixa arenosa de 622km, com grande ocorrência de lagoas e lagoas, entre as quais destacam-se a Laguna dos Patos e Mirim. O processo de formação desta região possui caráter evolutivo, em constante mutação, como decorrência da sedimentação marinha e flúvio-lacustre.

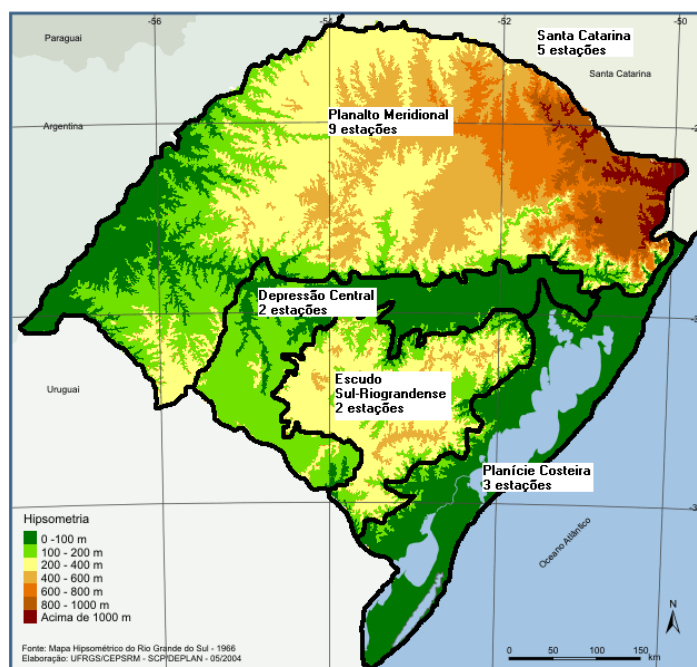


Figura 5.6 – Mapa hipsométrico com as áreas de estudo destacadas conforme características topográficas e geomorfológicas.

Observando a tabela 5.2, nota-se a superioridade do experimento que utiliza a parametrização convectiva de Grell, com o fechamento de quase-equilíbrio (Grell, 1993) na simulação da magnitude da precipitação total acumulada em praticamente todas regiões analisadas, com exceção na área que compreende a denominada Depressão Central.

O experimento SCGRELL superestimou a precipitação observada na maioria das regiões, porém subestimou consideravelmente o dado medido no estado de Santa Catarina. Já o experimento SCKUO subestimou consideravelmente a precipitação em boa parte do domínio estudado, porém superestimou o dado medido nas estações localizadas ao longo da Planície Costeira.

Tabela 5.2 – ViésM (viés médio) e EmqMV (Erro médio quadrático normalizado pelo Viés), em milímetros acumulados no período das 12 TMG do dia 11/12/03 às 12 TMG do dia 12/12/03. Os menores erros estão destacados em vermelho.

	SCGRELL		SCKUO	
	ViésM	EmqMV	ViésM	EmqMV
Santa Catarina	-11,47	9,18	-21,45	17,16
Planalto Meridional	-1,02	0,91	-33,75	30
Depressão Central	18,41	9,20	-16,28	8,14
Escudo Sul-Riograndense	1,44	0,72	-26,45	13,22
Planície Costeira	1,17	0,78	11,55	7,7

Interpolaram-se as informações de precipitação acumulada em 21 estações espalhadas no Rio Grande do Sul e Santa Catarina, numa grade espaçada em intervalos de 1,36°, utilizando-se o método do inverso quadrado da distância (figura 5.7). O posicionamento das regiões interpoladas foi comparado com os dados simulados, que obtiveram igual tratamento. Conforme visto na tabela 5.3, o experimento SCGRELL apresentou boa capacidade de simular o posicionamento dos núcleos de precipitação ($F_E/F_m > 1$) nos intervalos menores que 20 mm/24h e maiores que 50 mm/24h, em relação ao observado nas estações. Por conseguinte, o experimento SCKUO apresentou boa capacidade de simular o posicionamento dos núcleos de precipitação nos intervalos inferiores a 50 mm/24h. Para a

magnitude que compreende 20 e 50 mm/24h, evidencia-se a superioridade do experimento que utiliza a parametrização convectiva de Kuo.

Tabela 5.3- Índices de posicionamento dos dados simulados de precipitação acumulada no dia 17 de janeiro de 2005 em relação ao observado nas 21 estações do INMET para (a) $P \leq 20$ mm/24h, (b) $20 \leq P \leq 50$ mm/24h e (c) $P \geq 50$ mm/24h.

	F_C			F_E/F_m		
	a	b	c	a	b	c
SCGRELL	1	0,443	0,685	3,346	0,697	2,208
SCKUO	0,403	0,724	0	1,348	1,14	0

A figura 5.7 mostra a disposição da precipitação acumulada no período de 24 horas, observada pelas estações do INMET. Evidenciam-se valores máximos acima de 50 mm/24h na região leste/nordeste do estado.

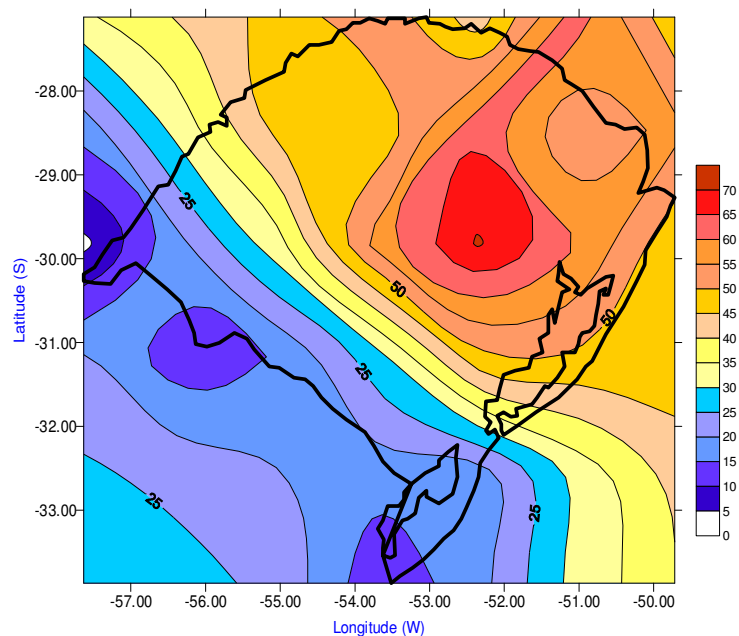


Figura 5.7 – Precipitação acumulada em mm/24h interpolada mediante os valores observados em 21 estações do INMET.

5.2 – Análise do ambiente simulado.

5.2.1 – Características termodinâmicas do ambiente simulado.

5.2.1.1 – Descrição dos diagramas aerológicos Skew-T Log-P.

Os dados aerológicos obtidos de radiossondagens são usados para identificar as características dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera. Para facilitar o estudo dessas características e de determinado número de propriedades físicas da atmosfera superior, utilizam-se diagramas termodinâmicos. O mais conhecido é o diagrama Skew-T Log-P.

Observando a figura 5.8, pode-se evidenciar que as isotermas (linhas de igual temperatura), são inclinadas, formando um ângulo de 45° com as isóbaras (linhas de igual pressão). As adiabáticas secas (linhas de igual temperatura potencial), são linhas suavemente curvadas inclinando-se da parte inferior direita para a parte superior esquerda do diagrama (linhas de cor verde no diagrama observado e de cor vermelha nos diagramas simulados).

As adiabáticas saturadas (linhas de igual temperatura potencial do bulbo úmido), são marcadamente curvadas. Nos diagramas simulados, o traçado azul evidencia a ascensão de uma parcela de ar que sobe adiabaticamente seca até atingir o nível de condensação por levantamento (LCL), saturando e elevando-se pela adiabática úmida desse nível em diante. Os traçados mais fortes, em ambos diagramas, evidenciam o perfil vertical da temperatura do ponto de orvalho (sempre à esquerda) e da temperatura do ambiente (sempre à direita). A linha verde presente nos diagramas simulados representa o perfil vertical da umidade relativa.

Serão analisados os índices de instabilidade K, TT, ILEV, CAPE e CINE, representados nos diagramas simulados, pelas siglas K, TT, LI, CAPE e CINE, e nos diagramas observados, pelas siglas KINX, TOTL, LIFT, CAPE e CINS.

5.2.1.2 – Análise termodinâmica dos ambientes.

A figura 5.8a mostra o ambiente observado na estação aerológica SBPA no dia 11 de dezembro de 2003 às 00 TMG. Os perfis de temperatura e temperatura do ponto de orvalho caracterizam claramente um ambiente com ausência de nuvens. A presença de uma camada de inversão em baixos níveis, devidamente simulada pelos experimentos SCGRELL e SCKUO, e a área negativa presente em todo perfil vertical, em relação à ascensão forçada da parcela desde a superfície, caracterizam um ambiente pré-convectivo essencial para o disparo da convecção em esquemas do tipo I, conforme discutido no item 3.1.3.

Ambos experimentos apresentaram índices K e TT menores que o dado observado (em média uma diferença de 8°C), e um ILEV acima do que foi observado. Registrou-se ausência de CAPE e CINE no ambiente simulado e observado.

Conforme mostrado na figura 5.9; a atmosfera simulada para o horário das 12 TMG em Porto Alegre (SCGRELL) apresenta boa correlação com o dado medido. O experimento SCGRELL possui índices K e TT menores que o dado observado (uma diferença de 5°C e 9°C, respectivamente). O índice de instabilidade por levantamento teve um comportamento bem distinto em cada simulação: condizente com o valor observado, no experimento SCGRELL; e mais estável em relação ao observado, no experimento SCKUO. O ambiente simulado pelo experimento SCKUO apresenta ausência de CAPE e valores de K e TT bem menores que o ambiente observado.

É importante salientar que o ambiente observado às 12 TMG já não é pré-convectivo; claramente percebe-se a geração de nuvens no ambiente. O fato de a sondagem estar saturada até aproximadamente 800 hPa (SCGRELL) e 500 hPa (SCKUO) evidencia a simulação de precipitação sobre Porto Alegre, já nesse horário.

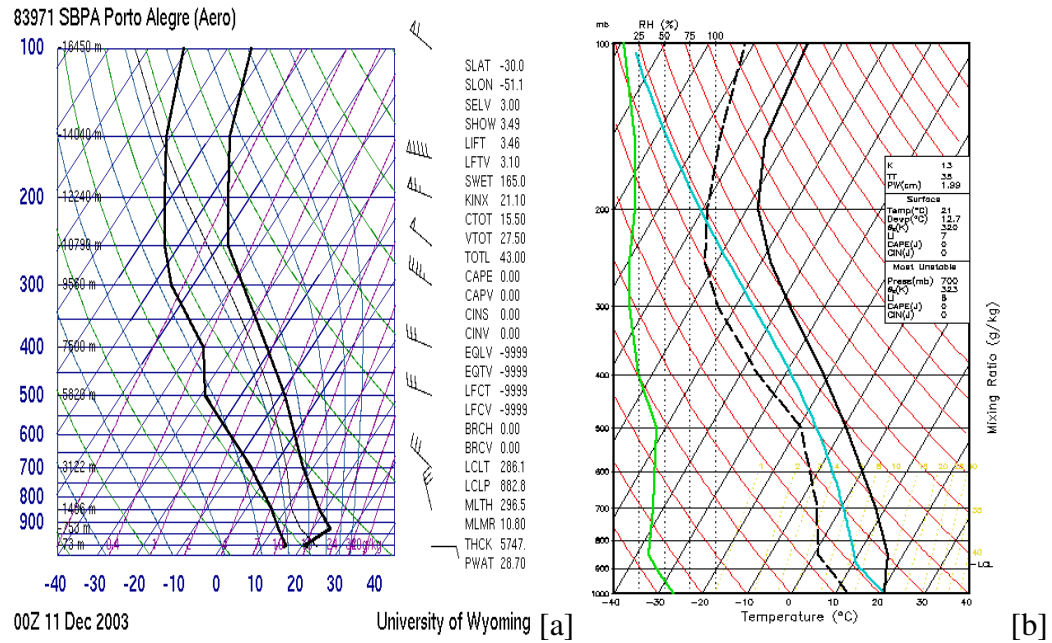


Figura 5.8 – Porto Alegre: 00:00 TMG do dia 11/12/2003: (a) Gráfico Skew-T Log-P observado; (b) Gráfico Skew-T Log-P simulado pelo experimento SCGRELL.

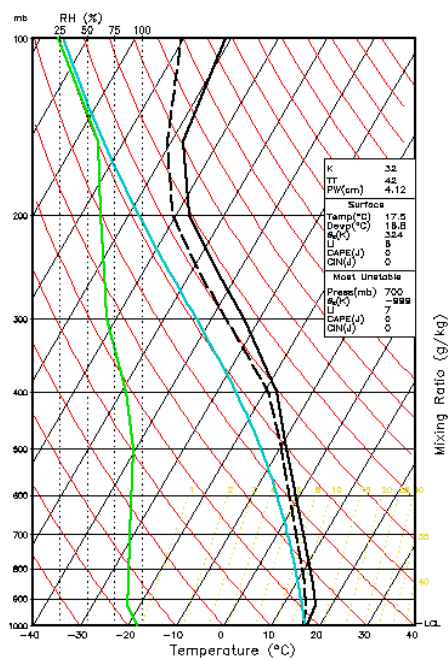
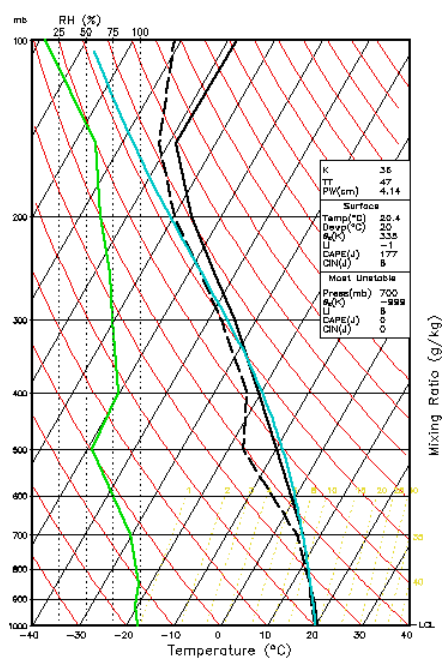
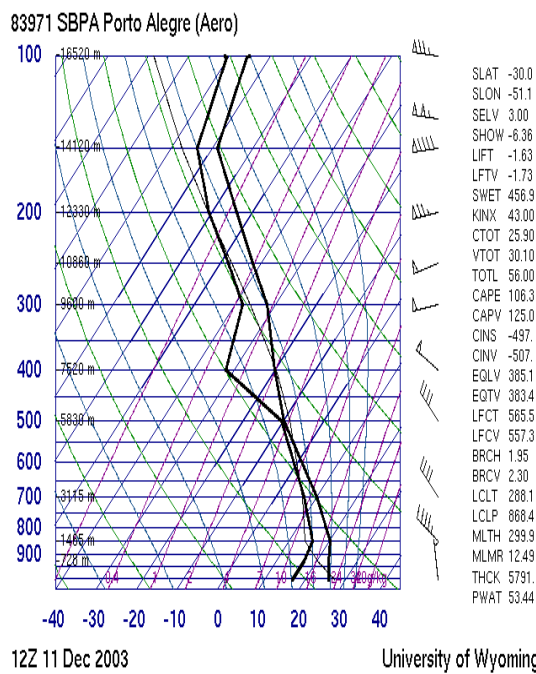


Figura 5.9 – Porto Alegre: 12:00 TMG do dia 11/12/2003: (a) Gráfico Skew-T Log observado; (b) Gráfico Skew-T Log-P simulado pelo experimento SCGRELL; (c) Gráfico Skew-T Log-P simulado pelo experimento SCKUO.

Observa-se a condição estável do ambiente, presente em praticamente toda troposfera, e uma camada quase neutra entre os níveis de 850 e 500 hPa (figura 5.10). Acima de 400 hPa, os perfis verticais simulados de temperatura potencial equivalente de saturação acompanham com ótima aproximação o perfil observado. Nas camadas inferiores, as simulações subestimaram o valor observado. Com posse nas informações do perfil vertical de temperatura potencial equivalente de saturação (θ_{es}), pode-se afirmar que a região de Porto Alegre, no horário das 12 TMG, está com ausência de instabilidade condicional.

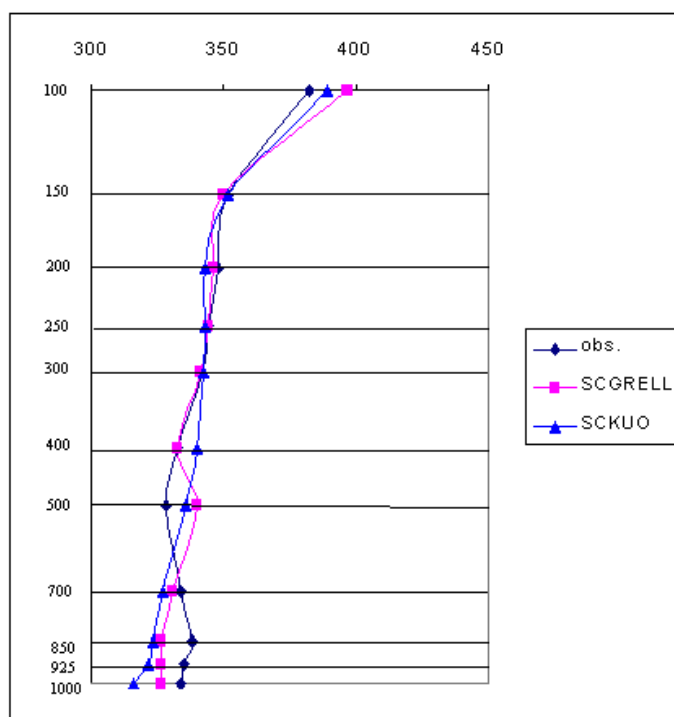


Figura 5.10 – Porto Alegre: 12:00 TMG do dia 11/12/03: comportamento vertical da Temperatura Potencial Equivalente de saturação (K).

Analisando-se os gráficos Skew-T Log-P simulados para a cidade de Antônio Prado, em ambos experimentos (figura 5.11), podemos extrair uma série de informações sobre o estado do ambiente às 18 TMG. Primeiramente, é importante salientar que os perfis de temperatura e temperatura do ponto de orvalho estão muito próximos em toda troposfera, no experimento SCKUO, e acompanham as curvas pseudo-adiabáticas. Esse comportamento demonstra que movimentos ascendentes na nuvem provavelmente foram disparados pelo fluxo de calor latente do sistema.

O índice Lift (ILEV) é igual a -5°C , no experimento SCGRELL, e 1°C , quando simulado em SCKUO. Os índices K e TT também são superiores no experimento SCGRELL, e denota atmosfera com alto potencial a ocorrência de tempestades. Logo, do ponto de vista da flutuabilidade, tempestades se desenvolvendo nos ambientes simulados pelo experimento SCGRELL teriam maior potencial para se tornarem severas do que nos ambientes simulados pelo experimento SCKUO, do ponto de vista operacional.

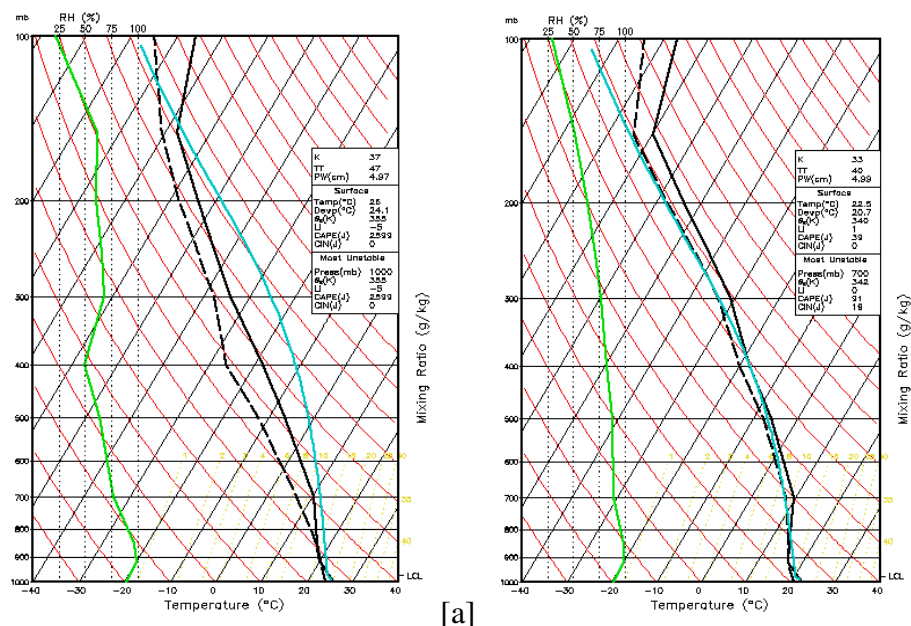


Figura 5.11 – Antônio Prado: 18:00 TMG de 11/12/03: Skew-T Log-P simulado em: (a) SCGRELL e (b) SCKUO.

Conforme o perfil vertical da temperatura potencial equivalente de saturação, para a cidade de Antônio Prado, no horário que representa a fase madura da convecção (figura 5.12), observa-se ambiente condicionalmente instável da superfície até o nível de 850 hPa, em ambos experimentos. A instabilidade condicional é um fator primordial para o “disparo” da convecção, tanto para esquemas do tipo I, quanto para esquemas do tipo II. Salienta-se, que na maioria dos casos de convecção, a camada condicionalmente instável é mais profunda do que foi registrado nessas simulações.

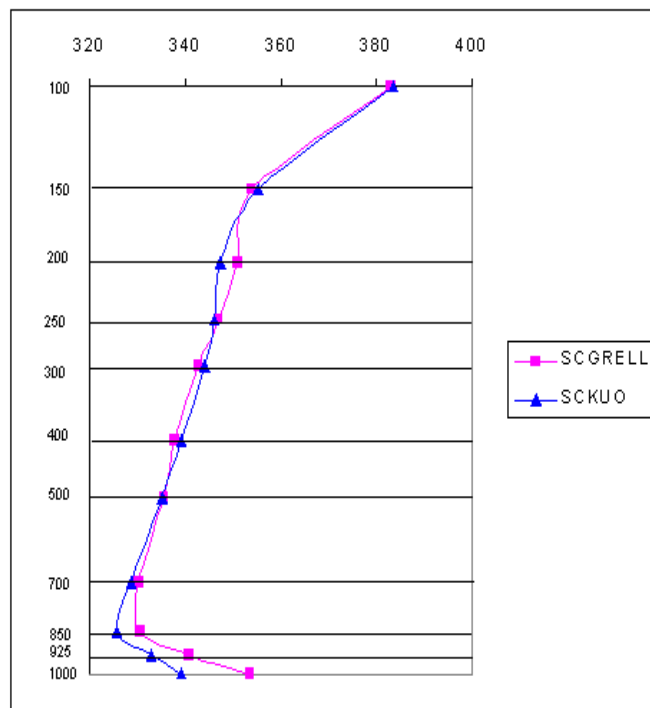


Figura 5.12 – Antônio Prado: 18:00 TMG de 11/12/03: comportamento vertical da Temperatura Potencial Equivalente de saturação (K).

5.2.2 - Aspecto dinâmico do ambiente simulado.

Um aspecto importantíssimo na formação de supercélulas é o cisalhamento vertical do vento horizontal em baixos e médios níveis. Não obstante, sua combinação com outros fatores como CAPE e Helicidade fornecem uma boa informação qualitativa, prognosticando a possibilidade de tempestades severas. Se observarmos, no horário das 18 TMG, o índice DNRV (Denominador do número de Richarson Volumétrico), podemos ressaltar valores moderados de cisalhamento na região norte-nordeste do Rio Grande do Sul simulado pelo experimento SCGRELL (acima de $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$). Há um pequeno núcleo de convergência de umidade com valor de $-5 \times 10^{-5} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (figura 5.13b) sobre a fronteira nordeste do Rio Grande do Sul.

Analisando-se a Helicidade Relativa simulada no experimento SCGRELL, nos primeiros 3 km (figura 5.14), mediante uma interpolação dessa variável em 32 pontos nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, espaçados em 1° , notamos um núcleo máximo acima de $-360 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ sobre a região nordeste do estado. Esses valores indicam um

escoamento com forte tendência helicoidal (ver capítulo IV). Portanto, valores altos de CAPE, conforme registrado na figura 5.8a, valores significativos de Helicidade Relativa e valores moderados de DNRV (entre 40 e 100 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) indicam forte tendência à ocorrência de tempestades severas com probabilidade a formação de tornados, dando uma base qualitativa para o tornado que foi documentado pelos moradores de Antônio Prado no dia 11 de dezembro de 2003 às 16:00 local (18 TMG).

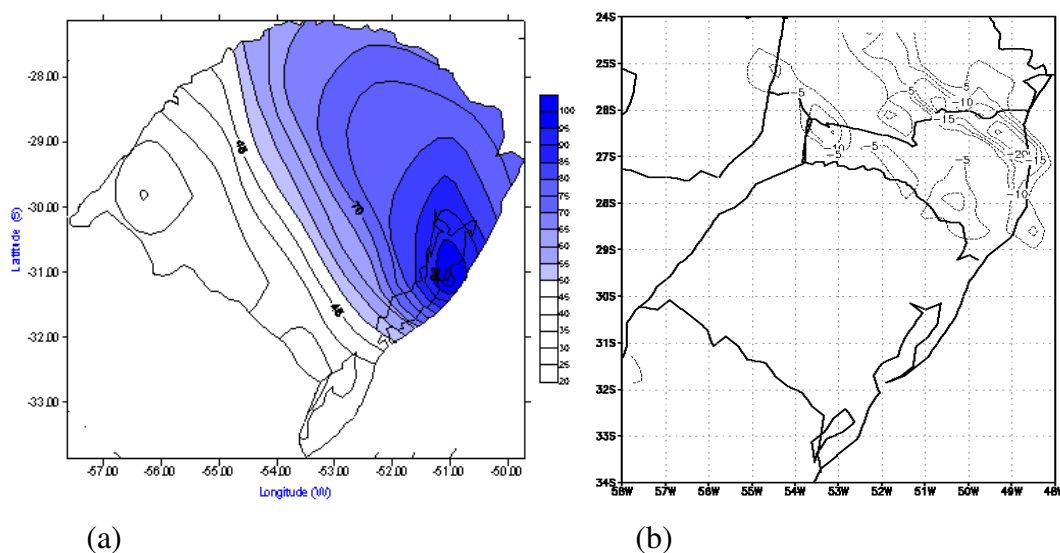


Figura 5.13 - 18:00 TMG de 11/12/03: (a) Índice DNRV em $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ (a área sombreada corresponde ao intervalo entre 40 e 100 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) e (b) convergência de umidade em $\times 10^{-5} \text{g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ em 1000 hPa; simulados em SCGRELL.

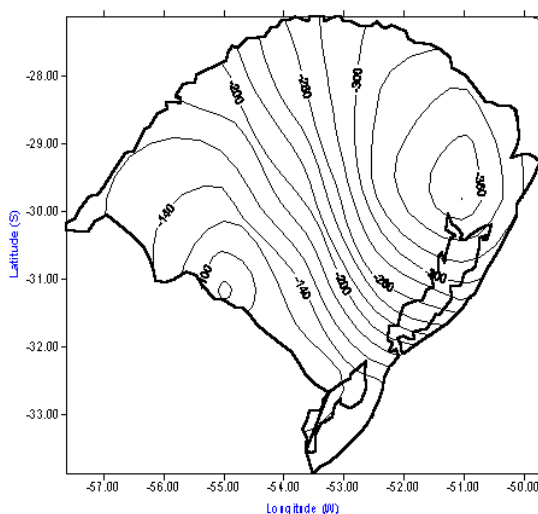


Figura 5.14 – Campo da Helicidade Relativa para os primeiros 2 km, em $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$; simulado em SCGRELL.

Observando-se o comportamento do índice DNRV (figura 5.15) para o experimento SCKUO pode-se evidenciar valores em torno de $45 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ em praticamente todo estado. O fato da simulação SCKUO não apresentar núcleos de convergência de umidade sobre o estado do Rio Grande do Sul e arredores, possivelmente explica porque a parametrização de Kuo subestimou o valor observado de precipitação total diária. Conforme já descrito no capítulo IV; a parametrização convectiva de Kuo possui uma dependência singular com a convergência de umidade nas camadas inferiores.

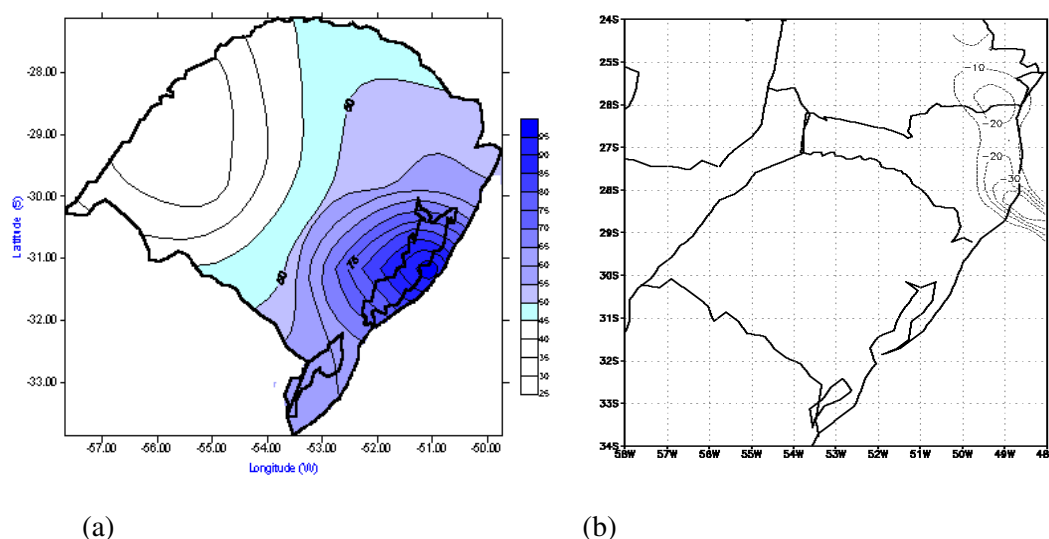


Figura 5.15 - 18:00 TMG de 11/12/03: (a) Índice DNRV em $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ (a área sombreada corresponde ao intervalo entre 40 e $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) e (b) convergência de umidade em $\times 10^{-5} \text{ g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, no nível de 1000 hPa, simulados em SCKUO.

Observando a figura 5.16a, notamos um escoamento de norte em 925 hPa, com ventos acima de 16 m/s, que se estendem pelo Paraguai até o Rio Grande do Sul, apresentando um máximo de aproximadamente 24 m/s, sobre a região nordeste do estado. Tal configuração, aliada a concentração significativa de umidade específica sobre a extensão deste escoamento (figura 5.16b), evidencia a existência de um JBN (Jato de baixos níveis) que contribui para o acúmulo de umidade e aquecimento do ambiente, trazendo ar quente e úmido das latitudes mais baixas.

Salienta-se que inúmeros trabalhos descrevem a contribuição positiva do JBN no regime pluviométrico na América do sul, com ênfase na região sul do Brasil. Teixeira et. al

(2004) estudaram as condições sinópticas sazonais associadas a 170 episódios de chuvas intensas na Região Sul do Brasil, ocorridos entre 1991 e 2001, e encontraram uma importante contribuição do escoamento de norte, sobre o Paraguai e nordeste da Argentina, na ocorrência de eventos de chuva intensa na Região Sul do Brasil, através da advecção de grandes quantidades de calor sensível e de umidade. Não obstante, sabe-se que a interação entre os jatos de baixo e alto nível, e a advecção de umidade nas camadas inferiores são fatores importantes quando se discute o papel do ambiente na escala convectiva (controle dinâmico).

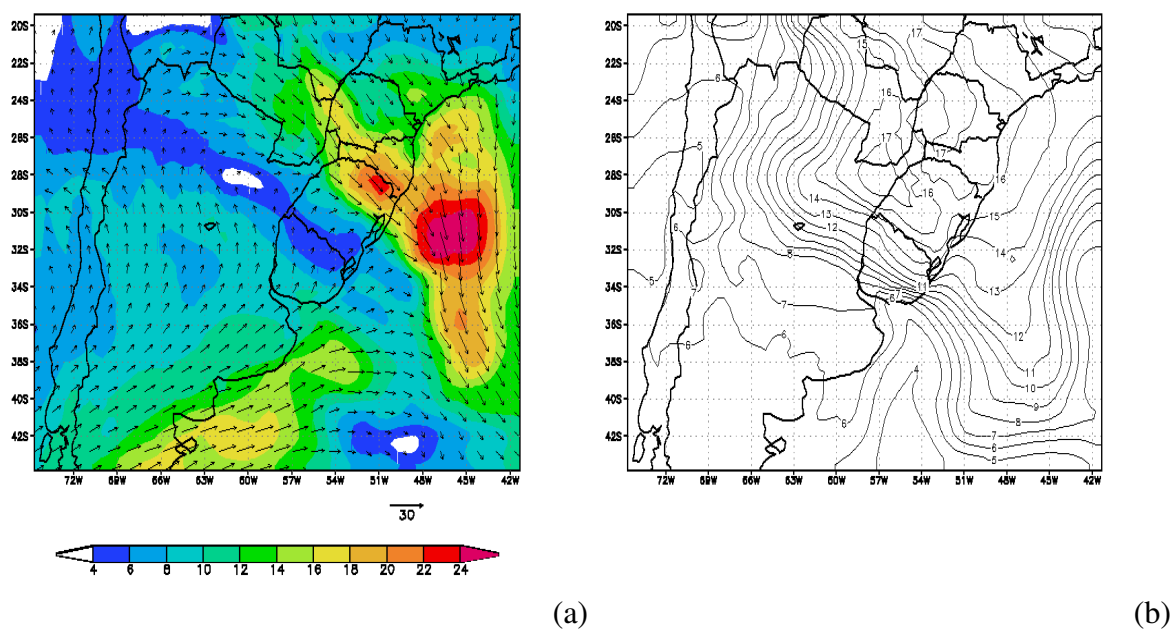


Figura 5.16 - 18:00 TMG de 11/12/03: (a) vento (a cor e tamanho dos vetores indicam a intensidade), em 925 hPa e (b) Umidade específica em 925 hPa (g/kg), simulados em SCGRELL.

Conforme figura 5.17, cujas hodógrafas representam o comportamento vertical do vento horizontal no horário das 12 TMG do dia 11 de dezembro de 2003, na estação SBPA, há uma boa representação, em relação ao medido na radiossondagem, do perfil vertical simulado do vento, com ênfase ao modelado pelo experimento SCKUO.

Salienta-se que a hodógrafa, tanto na situação observada quanto na simulada, mostrou pequeno giro do vetor cisalhamento de vento com a altura nos primeiros 5 km (de 925 hPa a 500 hPa). Lembrando que o vetor cisalhamento é sempre tangente a hodógrafa em cada ponto. Portanto, o tipo de tempestade associada a esses ambientes possui tendência a adquirir caráter multicelular.

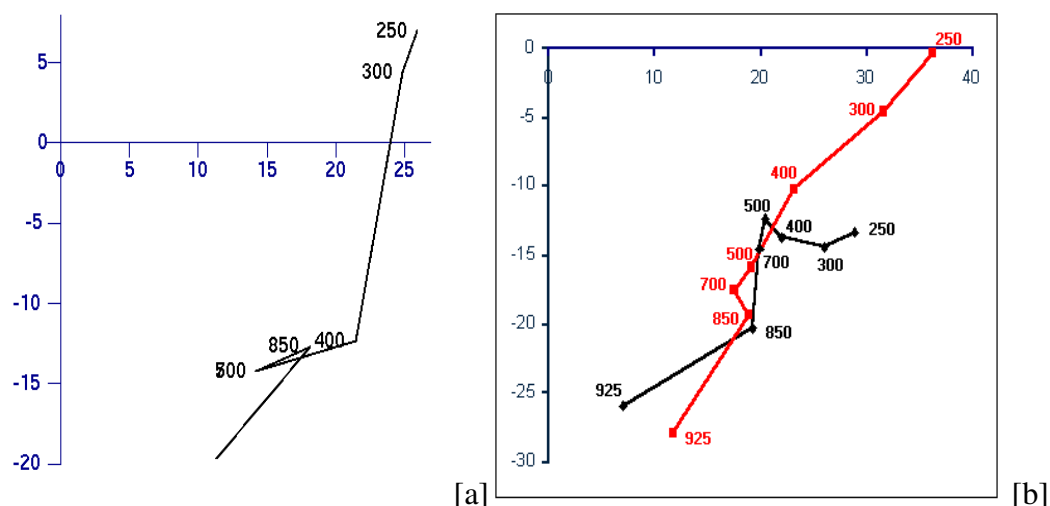


Figura 5.17 – Hodógrafa das 12 TMG para a estação SBPA, (a) observada e (b) simulada pelos experimentos SCGRELL (preto) e SCKUO (vermelho). O eixo x representa a magnitude do vento zonal; o eixo y representa a magnitude do vento meridional.

5.3 – Características da convecção.

Comparando os perfis de aquecimento e umedecimento convectivo (figura 5.19), para a área mostrada na figura 5.18 (onde as precipitações dos experimentos coincidiram), nota-se que uma maior ascensão em SCGRELL, associada com a alta umidade em praticamente toda camada de desenvolvimento da nuvem, reflete-se no maior aquecimento da média e alta troposfera.

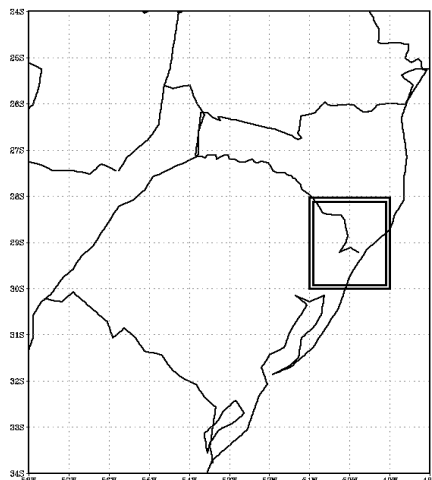


Figura 5.18 – Área de estudo para obtenção dos perfis médios de aquecimento / resfriamento e umedecimento / secagem convectivos.

Nota-se, observando a figura 5.19, que os valores de aquecimento e secagem na média troposfera são bem superiores no experimento SCGRELL, em relação ao SCKUO, indicando, portanto, uma convecção mais atuante no experimento que utiliza a Parametrização Convectiva de Grell. É importante enfatizar que o experimento SCKUO registrou um umedecimento em torno de 400 hPa, conforme previsto na formulação de Tremback (1990). Esse efeito deveria ser observado também no experimento SCGRELL, principalmente devido ao desentranhamento de massa no topo da nuvem.

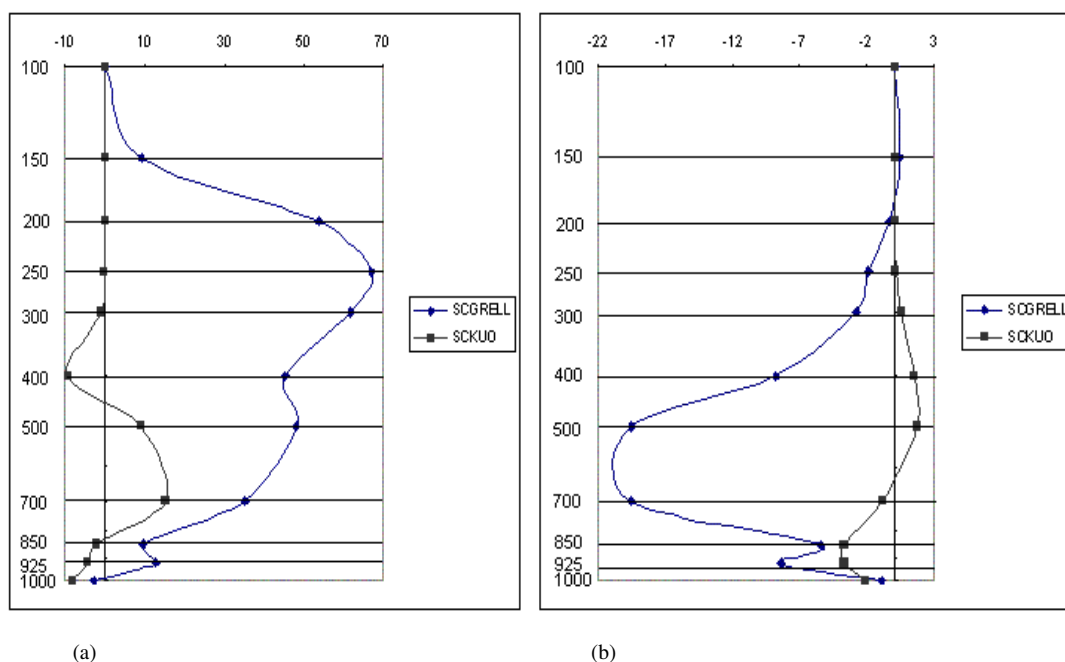


Figura 5.19 - 18:00 do dia 17/01/05: Perfis médios de (a) aquecimento / resfriamento e (b) umedecimento / secagem convectivos em K/dia e g/kg/dia, respectivamente, na área indicada na figura 5.19.

5.4 – Testes de sensibilidade na Parametrização Convectiva de Grell.

Na tentativa de tornar a simulação mais realista, uma bateria de testes foi realizada na parametrização convectiva de Grell da simulação SCGRELL. Os experimentos SC2000 e SC5000 foram rodados para testar a sensibilidade da Parametrização de Grell ao entranhamento de massa, alterando-se o raio da nuvem para 2 e 5 km, respectivamente. Quanto menor o raio da nuvem, maior o entranhamento de massa (ver item 4.3.1 no capítulo IV).

Portanto, nos respectivos experimentos, aumentou-se a capacidade de mistura do ar ambiente com a nuvem, alterando a convecção. Já nos experimentos SCCAP50 e SCCAP90, alterou-se a capacidade de uma parcela de ar subir até atingir o nível de livre convecção, de 75 mb para 50 e 90 mb, respectivamente. Quanto maior for tal parâmetro, maior será a capacidade do modelo de simular a convecção. A característica peculiar de cada experimento está evidenciada na tabela 5.4.

Tabela 5.4 – Característica peculiar dos experimentos SC2000, SC5000, SCCAP50 e SCCAP90.

Experimento	CAP_MAX	Raio da Nuvem
SCGRELL (Controle)	75 mb	12 km
SC2000		2 km
SC5000		5 km
SCCAP50	50 mb	
SCCAP90	90 mb	

Os parâmetros alterados na realização desses testes não possuem uma interface direta com o usuário, isto é, não estão dispostos no arquivo de configuração do modelo. Logo, alteram-se esses parâmetros no módulo referente à Parametrização Convectiva de Grell e compila-se novamente o modelo BRAMS 2.0.

5.4.1 – Análise comparativa da precipitação.

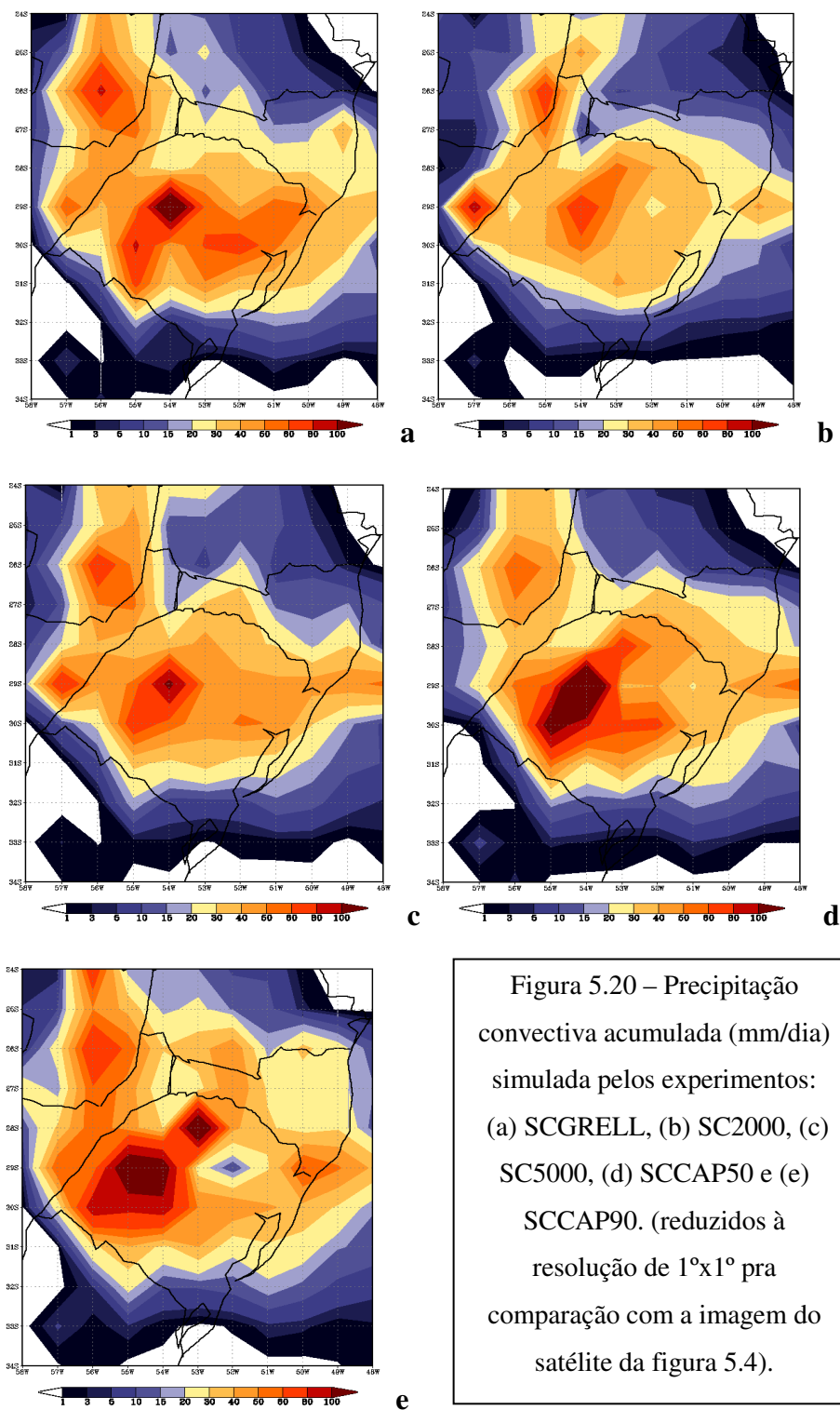
Ambos experimentos apresentaram máximos (acima de 100 mm) na região noroeste do Rio Grande do Sul (figura 5.20). Tais núcleos são mais numerosos no experimento SCGRELL e menos intensos no experimento SC2000.

A tabela 5.5 mostra os índices Viés Médio e Erro médio quadrático normalizado pelo Viés para as cinco regiões, destacadas conforme figura 5.6.

Os erros apresentados pelos experimentos SC2000 e SC5000 foram os mais baixos em três regiões estudadas. O experimento SC2000 apresentou-se mais condizente com os dados observados, no Planalto Meridional e na região da Depressão Central, com erros quadráticos médios normalizados pelo viés de 0,9 e 0,09, respectivamente. Na Região de Santa Catarina, o experimento SC5000 apresentou melhor desempenho na simulação da magnitude da precipitação acumulada no período analisado, com um EmqMV de 6,46. Portanto, para esse caso de convecção, diminuindo-se o raio da nuvem, a fim de aumentar o entranhamento de massa no sistema, melhora-se o desempenho da Parametrização Conectiva de Grell na simulação da magnitude da precipitação total acumulada.

Tabela 5.5 - ViésM (viés médio) e EmqMV (Erro médio quadrático normalizado pelo Viés), em milímetros acumulados no período das 12 TMG do dia 11/12/03 às 12 TMG do dia 12/12/03.

Regiões	SC2000		SC5000	
	ViésM	EmqMV	ViésM	EMqMV
Santa Catarina	-18,62	14,89	-8,08	6,46
Planalto Meridional	1,02	0,9	4,55	4,05
Depressão Central	-0,19	0,09	11,6	5,8
Escudo Sul-Riograndense	-5,62	2,81	-8,3	4,2
Planície Costeira	6,71	4,47	-1,37	0,92
Regiões	SCCAP50		SCCAP90	
	ViésM	EmqMV	ViésM	EMqMV
Santa Catarina	-10,47	8,38	-21,4	17,1
Planalto Meridional	-2,37	2,11	7,29	6,48
Depressão Central	10	5	35,99	17,99
Escudo Sul-Riograndense	7,09	3,55	-11,54	5,77
Planície Costeira	-1,81	1,21	9,56	6,37
Regiões	SCGRELL			
	ViésM	EmqMV		
Santa Catarina	-11,47	9,18		
Planalto Meridional	-1,02	0,91		
Depressão Central	18,41	9,2		
Escudo Sul-Riograndense	1,44	0,72		
Planície Costeira	1,17	0,78		



5.4.2 - Análise termodinâmica do ambiente.

Analisando o ambiente às 00 TMG do dia 11 de dezembro de 2003, nota-se uma uniformidade nas simulações dos índices de instabilidade em ambos experimentos. Salienta-se que os testes apresentaram um índice de instabilidade por levantamento mais condizente com o valor observado na radiossondagem da estação SBPA, do que o experimento controle (SCGRELL).

Tabela 5.6 - Índices de Instabilidade observados e simulados para o dia 11 de dezembro de 2003 no horário das 00:00 TMG, na estação SBPA.

00 TMG	Observado	SCGRELL	SC2000	SC5000	SCCAP50	SCCAP90
Índice K (°C)	21,1	13	13	13	13	13
Índice TT (°C)	43	35	35	35	35	35
CAPE (J/kg)	0	0	0	0	0	0
Índice Lift	3,46	7	4	4	4	4

Não há diferenças significativas nos índices de instabilidade simulados pelos testes de sensibilidade e pelo experimento controle às 18 TMG, horário de máxima atividade convectiva em Antônio Prado e imediações. É importante salientar que estes índices não são representativos de um ambiente medido em sondagens de proximidade, pois o ambiente nesse horário, já está com convecção em andamento.

Tabela 5.7 - Índices de Instabilidade observados e simulados para o dia 11 de dezembro de 2003, no horário das 18:00 TMG, em Antônio Prado.

18 TMG	SCGRELL	SC2000	SC5000	SCCAP50	SCCAP90
Índice K (°C)	37	37	35	35	34
Índice TT (°C)	47	45	47	45	46
CAPE (J/kg)	2599	2515	2491	2585	2493
Índice Lift (°C)	-5	-5	-5	-6	-5

Conforme pode ser visto na figura 5.21, observa-se uma semelhança entre os perfis verticais simulados de temperatura potencial equivalente de saturação. Portanto, os ambientes simulados estão condicionalmente instáveis da superfície até o nível de 850 hPa.

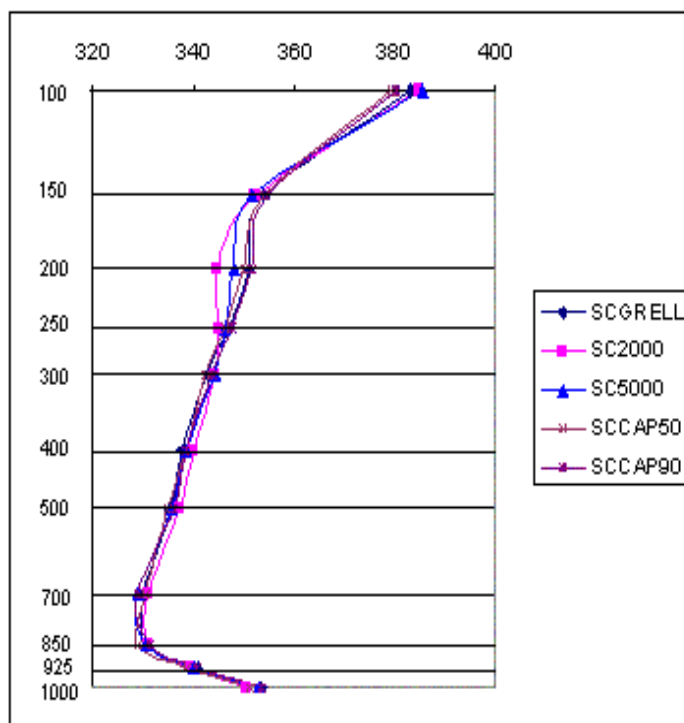
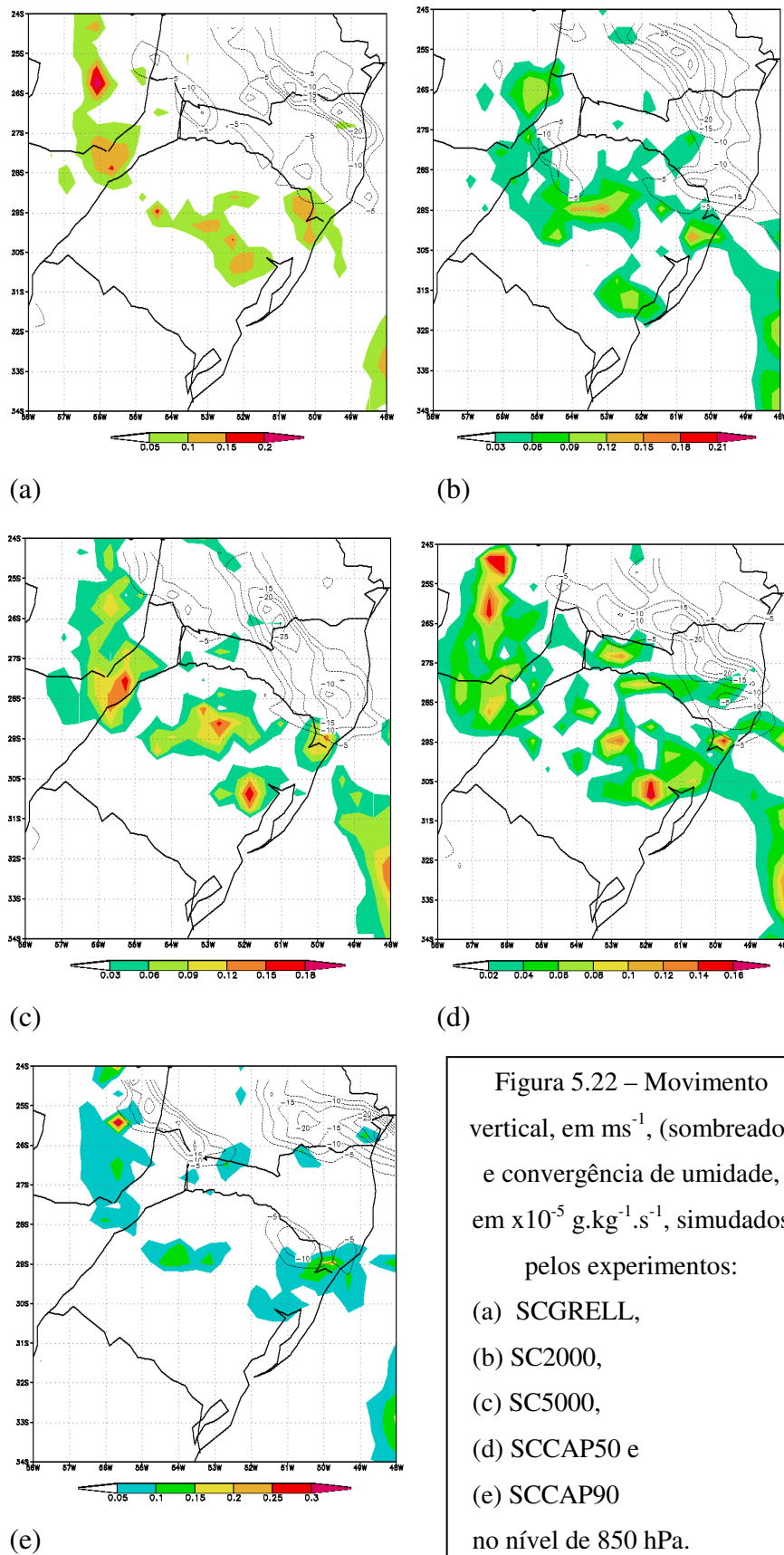


Figura 5.21 – Antônio Prado: 18:00 TMG de 11/12/03: comportamento vertical da Temperatura Potencial Equivalente de saturação (K).

5.4.3 - Aspecto dinâmico do ambiente.

Não há diferenças significativas do movimento ascendente entre os experimentos (figura 5.22), no horário das 18 TMG. Ambas simulações registram ascensão em toda região norte do estado, com valores que variam de $0,05$ a $0,22 \text{ ms}^{-1}$, para o nível de 850 hPa. Observa-se valores de convergência de umidade entre 5 e $10 \times 10^{-5} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ na fronteira norte do Rio Grande do Sul, em ambos experimentos, sem nenhuma diferença substancial entre os mesmos.



5.4.4 – Características da convecção.

Analisando os perfis convectivos médios ilustrados na figura 5.23, podemos extrair uma série de características importantes da convecção sobre a região mostrada na figura 5.18. Nota-se, na superfície, o resfriamento e a secagem em ambos testes, tal comportamento está intimamente ligado às correntes descendentes que transportam ar frio e seco da alta troposfera.

Em ambas simulações, a redução do aquecimento entre 700 - 900 hPa deve-se, em parte, ao efeito da parametrização da corrente descendente úmida. Como essa se inicia aproximadamente em 700 hPa, até a base da nuvem (~870 hPa), existe tanto fluxo de massa para cima como para baixo, reduzindo o aquecimento. Os testes de sensibilidade registraram menor secagem nas camadas inferiores, comparadas com o experimento controle (SCGRELL).

Observa-se uma camada de aquecimento convectivo menos profunda no experimento SC2000, registrando-se queda no aquecimento a partir do nível de 400 hPa. Em suma, os experimentos SC2000 e SC5000 apresentaram convecção mais rasa.

A explicação para esse comportamento está na formulação original de AS (1974), já que o esquema de quase-equilíbrio de Grell (1993) é fundamentado no esquema de Arakawa e Schubert.

No esquema original de AS (1974), o desentranhamento total refere-se a diferentes tipos de nuvem. Quando a espessura da camada de desentranhamento é infinitamente pequena, o desentranhamento total numa camada compreendida entre z e $z+dz$, é igual ao fluxo de massa total, no nível z , de nuvens que perdem empuxo nesta camada. Portanto, o desentranhamento total é função da distribuição do fluxo de massa em diferentes tipos de nuvens com diferentes níveis com perda de empuxo. Isto sugere que há necessidade de representar as nuvens em subconjunto, cada um com um tipo característico. E a melhor forma encontrada pelos autores foi caracterizar os subconjuntos pela taxa fracional de entranhamento.

O fluxo vertical de massa num subconjunto aumenta exponencialmente com a altura devido ao entranhamento. Acima do nível de desentranhamento, o fluxo de massa torna-se

zero, caracterizando este como o topo da nuvem. AS (1974) mostram que, nuvens menores (maior entranhamento), têm níveis de desentranhamento mais baixos do que as nuvens mais largas (menor entranhamento). Essas nuvens de maior entranhamento perdem empuxo mais rapidamente do que as nuvens mais largas (figura 5.23).

O esquema de Grell (1993) atribui um valor constante de entranhamento ao sistema como um todo; logo, como a formulação baseia-se no esquema original de AS (1974), diminuindo-se o raio da nuvem, a fim de aumentar o entranhamento de massa no sistema, altera-se o nível do desentranhamento de massa, e, portanto, o topo da nuvem e o nível de máximo empuxo positivo.

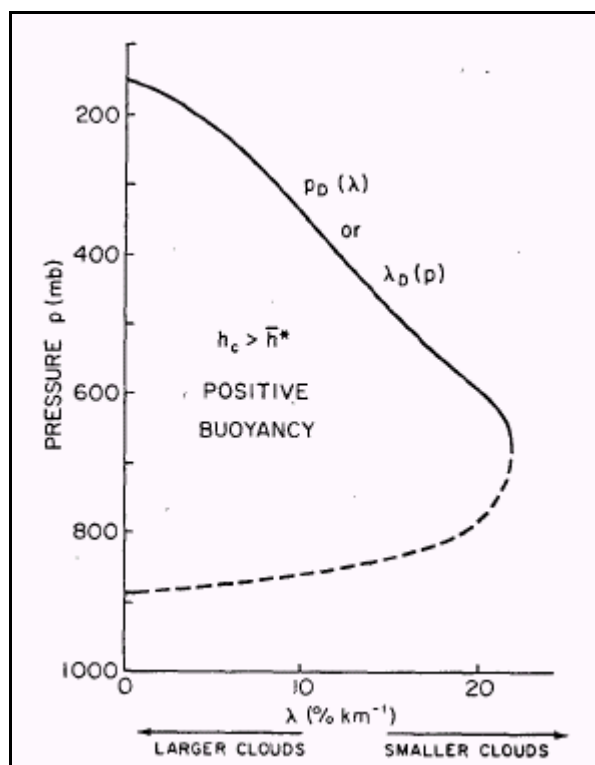


Figura 5.23 – A função $p_D(\lambda)$ é a pressão do nível de desentranhamento, $\lambda_D(p)$ é a função inversa de $p_D(\lambda)$, h_c é a energia estática úmida na escala convectiva e $\bar{h}^*$ é a energia estática úmida do ambiente saturado. [AS (1980)]

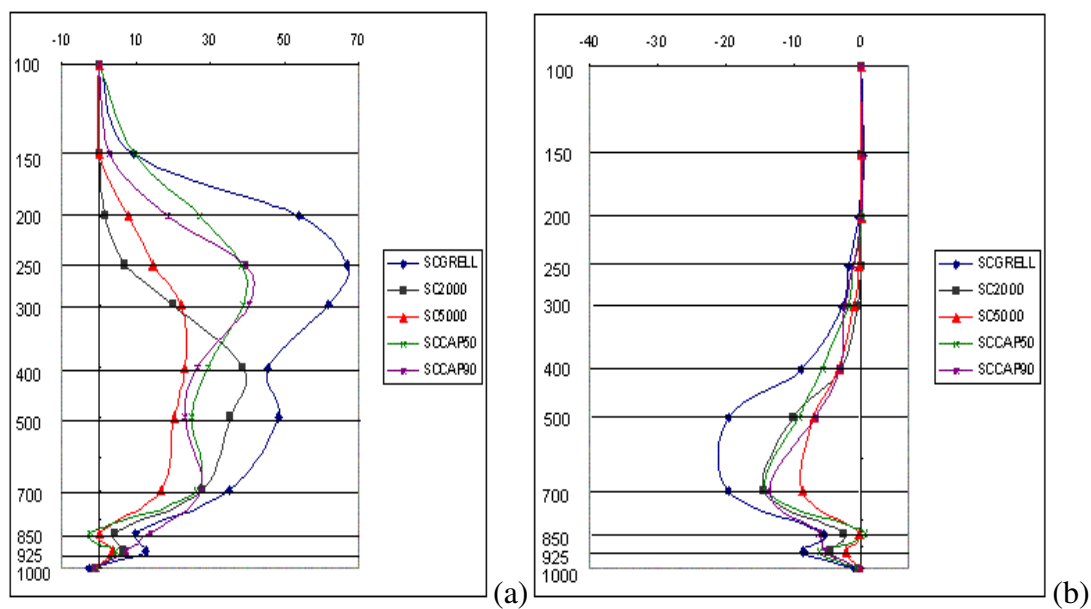


Figura 5.24 - 18:00 do dia 17/01/05: Perfis médios de (a) aquecimento / resfriamento e (b) umedecimento / secagem convectivos em K/dia e g/kg/dia, respectivamente, na área indicada na figura 5.19.

5.5 – Conclusões Parciais.

Primeiramente foram realizados dois experimentos para testar a atuação das Parametrizações Convectivas de Grell e de Kuo na simulação de áreas de instabilidade associadas à passagem de uma frente fria sobre o estado do Rio Grande do Sul no dia 11 de dezembro de 2003. O experimento SCGRELL possui como característica peculiar a Parametrização Convectiva de Grell, e é iniciado com os dados do modelo Global T126L28, fornecidos pelo CPTEC / INPE. O experimento SCKUO possui como característica peculiar a Parametrização Convectiva de Kuo e também é iniciado com os dados fornecidos pelo CPTEC / INPE.

A precipitação total acumulada gerada pela Parametrização convectiva de Kuo subestimou o dado observado, na maior parte do Rio Grande do Sul, e o campo gerado pela parametrização convectiva de Grell superestimou o dado observado na maioria das regiões gaúchas, porém, foi o mais realístico, em boa parte do estado.

Observou-se que a ausência de convergência de umidade foi o único fator inibidor da atuação da parametrização convectiva de Kuo no experimento SCKUO, já que o ambiente

simulado por esse experimento apresentava-se condicionalmente instável da superfície até 850 hPa, no horário de máximo registro de chuva. O ambiente termodinâmico, simulado por SCGRELL a 00 e 12 TMG, está mais próximo do dado observado. No horário das 18 TMG, o ambiente simulado em SCGRELL apresenta melhores condições de manter tempestades mais severas do que o ambiente simulado em SCKUO. As condições dinâmicas favoráveis para a formação de células convectivas estão presentes na simulação SCGRELL, mostrando que o cisalhamento em baixos níveis e a convergência de umidade foram contribuintes no bom desempenho da Parametrização Convectiva de Grell. A presença de um jato de baixos níveis, fenômeno importante na geração e manutenção dos processos convectivos, pode ser evidenciada na simulação SCGRELL, o que, sem dúvida, contribuiu na convecção simulada para a região nordeste do Rio Grande do Sul.

O alto valor da CAPE, valores de helicidade acima de $-150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e valores de DNRV entre 40 e $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, evidenciaram a possível existência de um tornado em Antônio Prado, às 18 TMG. Esse resultado reforça a contribuição da parametrização convectiva de Grell na aplicação do modelo regional de mesoescala na previsão de eventos severos ocorridos em território brasileiro.

Posteriormente, foram realizados testes de sensibilidade utilizando as configurações do experimento SCGRELL na tentativa de melhorar seu resultado. Os testes realizados resumiram-se na mudança do raio da nuvem para o cálculo do entranhamento, de 12000 m (SCGRELL) para 2000 (SC2000) e 5000m (SC5000), e na mudança da capacidade de uma parcela ascender até atingir o nível de livre convecção, modificando a variável cap_max de 75 hPa(SCGRELL) para 50(SCCAP50) e 90 hPa(SCCAP90).

Os resultados sugerem que, para esse caso de convecção, a parametrização convectiva de Grell tornou-se mais realística diminuindo o raio da nuvem e, conseqüentemente, aumentando o entranhamento de massa do sistema. Mostrou-se também, que essa diminuição no raio da nuvem induz a uma convecção mais rasa.

CAPÍTULO VI

RESULTADOS REFERENTES AO ESTUDO DE CASO II

Este capítulo analisa os resultados de simulações numéricas referentes à ocorrência de uma Linha de Instabilidade Continental (LICon) sobre o estado do Amazonas no dia 17 de janeiro de 2005, o que causou muitos estragos na capital e vizinhança.

A linha de instabilidade é identificada por uma linha de vigorosas células convectivas que se estende de 100 a várias centenas de quilômetros ao longo do seu eixo maior. Na superfície, a passagem de uma LI pode ser percebida por um distinto aglomerado de nuvens convectivas seguido de um vento súbito que varia entre 12 e 25 ms⁻¹. Imediatamente atrás da superfície convectiva, há ocorrência de chuva forte. Nas horas posteriores, geralmente registra-se ocorrência de chuva estratiforme.

Garstang et al. (1994) mostram que essas linhas são compostas de três distintos componentes: uma região pré-tempestade contendo torres de cúmulus, uma fronteira líder

de convecção (LEC), e múltiplas camadas de nuvens precipitantes na região estratiforme traseira (TSR). Os cálculos de divergência e velocidade vertical para uma das linhas de instabilidade estudadas indicaram ascensão vertical profunda na LEC e uma região de convergência em níveis médios na TSR.

Mais recentemente Cohen et al. (2002), estudaram as condições de ambiente e, através de simulação numérica utilizando o modelo RAMS, analisaram a estrutura associada à formação de uma LI no interior do continente (LIC – Linha de Instabilidade Continental) entre os dias 15 e 16 de Abril de 2002 durante o experimento de campo do projeto DESMATA e Milênio LBA – estação chuvosa. Os autores observaram que a região de formação da LIC apresentava contrastes de vegetação e orografia enquanto que o ambiente de grande escala era favorável à formação da LIC.

Conforme Boletim especial da Divisão de Meteorologia e Climatologia DMET/CTO-MN para o período de 17 a 21 de janeiro de 2005, durante o dia 17 uma linha de instabilidade se propagou de sudoeste, atingindo a região de Manaus em torno das 18 UTC, conforme evidenciado na imagem do satélite geoestacionário GOES (figura 6.1).

Neste dia, as informações de METAR do Aeródromo Eduardo Gomes registraram um declínio acentuado da temperatura, passando de 35°C para 24°C, entre 14:00 e 16:00 horas local, com rajadas de vento em torno de 70 km / h (Figura 6.2). O registro de chuva acumulado neste dia foi de 12 mm (medido pelas estações do INMET) e 18 mm (medido pela estação SBMN). A cidade de Manacapuru, localizada a oeste de Manaus, foi atingida por forte chuva e rajadas de vento às 11:00 local e ficou devastada.

Normalmente, os sistemas meteorológicos associados com chuva no Amazonas estão relacionados com propagação de Leste/Nordeste. O evento ocorrido no dia 17 se caracterizou por uma propagação de oeste, apresentando condições extremas de chuva e vento forte como reportado no parágrafo anterior.

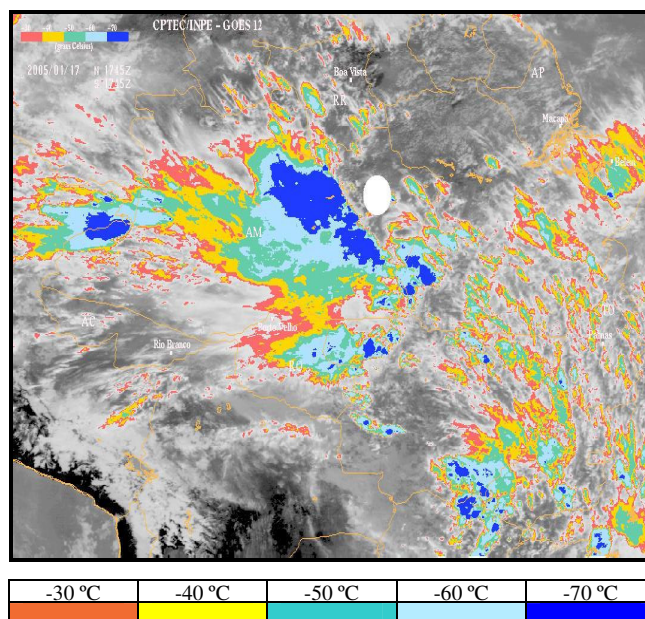


Figura 6.1 - Imagem do satélite GOES 12 no canal visível, realçada pelo CPTEC/INPE, às 17:45 TMG. As cores representam a temperatura no topo das nuvens e o círculo branco indica a região de Manaus.

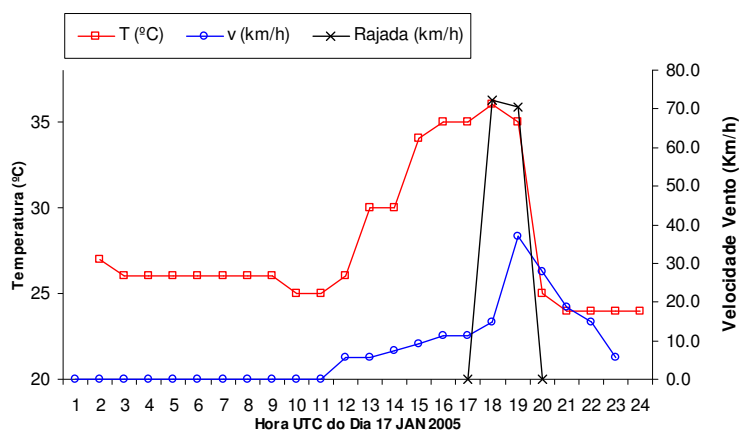


Figura 6.2 - Variação horária de temperatura do ar, velocidade do vento à superfície e rajadas registradas no Aeródromo Eduardo Gomes em Manaus – AM no dia 17 JAN 2005.

No intuito de atingir os objetivos descritos no capítulo II, os itens estão organizados como segue. No item 6.1 definem-se os experimentos numéricos e faz-se uma análise comparativa com os dados observados a fim de apontar o experimento mais realista. No item 6.2 apresenta-se uma análise termodinâmica e dinâmica do ambiente simulado pelos experimentos. No item 6.3 apresentam-se as características principais da convecção em cada simulação. No item 6.4 sugere-se alguns testes de sensibilidade da parametrização

convectiva de Grell (Grell e Devenyi,2002) a fim de melhorar o resultado e no item 6.5 conclui-se esse capítulo.

6.1 - Análise comparativa das simulações com os campos observados.

6.1.1 – Definição dos experimentos numéricos.

Os dados iniciais foram obtidos de forma diferente. Nas simulações intituladas LIKUOA, cuja característica peculiar é o uso da Parametrização Conectiva de Kuo, e LIKGRELLA, cuja característica peculiar é o uso da Parametrização Conectiva de Grell, utilizaram-se, como dados de entrada, as re-análises tipo II do NCEP, com as fronteiras atualizadas a cada 6 horas. A resolução dos dados de Reanalysis-II é de 2,5°.

Os experimentos LIKUOB, que possui como característica peculiar a escolha da Parametrização Conectiva de Kuo, e LIGRELLB, que possui como característica peculiar a escolha da Parametrização Conectiva de Grell, foram iniciados utilizando-se as análises do modelo Global T126L28 do CPTEC/INPE, com as fronteiras atualizadas a cada 6 horas. A resolução do modelo T126L28 é de 100 km.

Na tabela 6.1 salientam-se as características particulares dos experimentos realizados nesse capítulo e na figura 6.3 mostra-se a localização das respectivas grades.

Tabela 6.1 - Características dos experimentos.

	LIKUOA	LIGRELLA	LIKUOB	LIGRELLB
Grades	Grade 1 - 40 km Grade 2 - 10 km	Grade 1 - 40 km Grade 2 - 10 km	Grade 1 - 40 km Grade 2 - 10 km	Grade 1 - 40 km Grade 2 - 10 km
Data Inicial	17/01/05 00 UTC	17/01/05 00 UTC	17/01/05 00 UTC	17/01/05 00 UTC
Campos	AMIP II	AMIP II	Global 100 km	Global 100 km
Atmosféricos	Reanalysis	Reanalysis	CPTEC/INPE	CPTEC/INPE
Radiação de onda curta	Chen/Cotton	Chen/Cotton	Chen/Cotton	Chen/Cotton
Radiação de onda longa	Chen/Cotton	Chen/Cotton	Chen/Cotton	Chen/Cotton
Parametrização de cúmulos	Grades 1e2 - Kuo	Grades 1e2 - Grell Fechamento tipo Quase-Equilíbrio	Grades 1e2 - Kuo	Grades 1e2 -Grell Fechamento tipo Quase-Equilíbrio

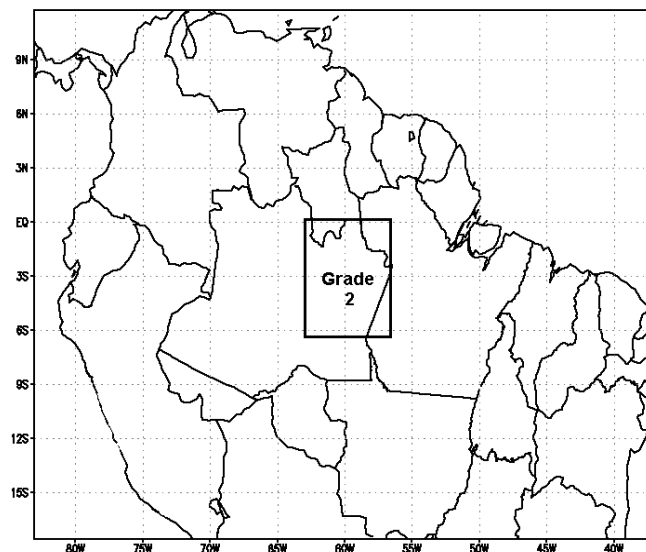


Figura 6.3 - Localização das grades nos experimentos intitulados LI.

6.1.2 – Análise comparativa da precipitação.

A taxa de chuva acumulada no dia 17 de janeiro, estimada por satélite, no projeto GPCP, foi de 9,51 mm. Estudou-se distintamente a precipitação simulada pelo esquema de Microfísica e a precipitação simulada pelo esquema de convecção, em ambos experimentos, e concluiu-se que a Microfísica teve pouquíssima contribuição na chuva total. Portanto, analisando a precipitação gerada exclusivamente pela parametrização convectiva, observa-se que o experimento LIKUOA simulou uma chuva diária acumulada de 5,03 mm, o experimento LIGRELLA simulou um valor de 11,25 mm, o experimento LIKUOB simulou 10,34 mm e LIGRELLB simulou 12,91 mm.

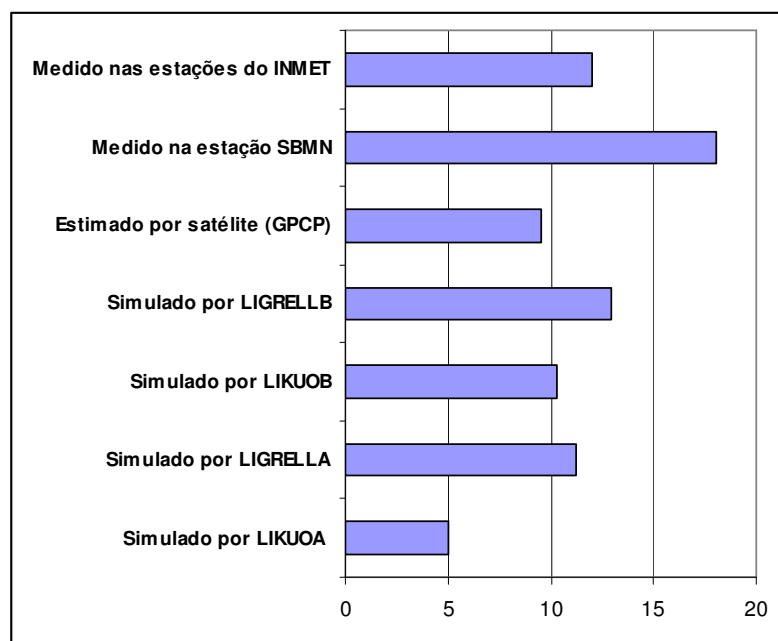


Figura 6.4 – Taxa de chuva acumulada no dia 17 de janeiro de 2005 para a cidade de Manaus, em mm, medida nas estações, estimada por satélite e simulada pela Parametrização de Convecção.

Nota-se, observando a figura 6.5a, valores próximos de 80 mm acumulados na fronteira sudoeste do domínio recortado (GPCP) e a ausência de precipitação na fronteira do Amazonas com o estado do Pará. A simulação LIGRELLA apresenta configuração parecida, acumulando maior quantidade de chuva na vizinhança de onde foi observado, porém com núcleos extremos de precipitação na fronteira nordeste do Amazonas. A simulação LIGRELLB também possui distribuição semelhante ao dado observado, porém, simula núcleos superiores a 90 mm na região nordeste do domínio da grade dois. Ambos experimentos LIKUOA e LIKUOB, apresentam núcleos menos intensos de precipitação convectiva, em relação ao observado e às demais simulações.

Salienta-se que ambos experimentos iniciados com os dados do modelo T126L28 apresentaram acúmulo máximo de precipitação convectiva na divisa entre o Amazonas e o Pará. Observando a animação desses campos, podemos claramente perceber a gênese de atividade convectiva nessa área, característica não presente nas simulações iniciadas com os dados de Reanálise e não observada.

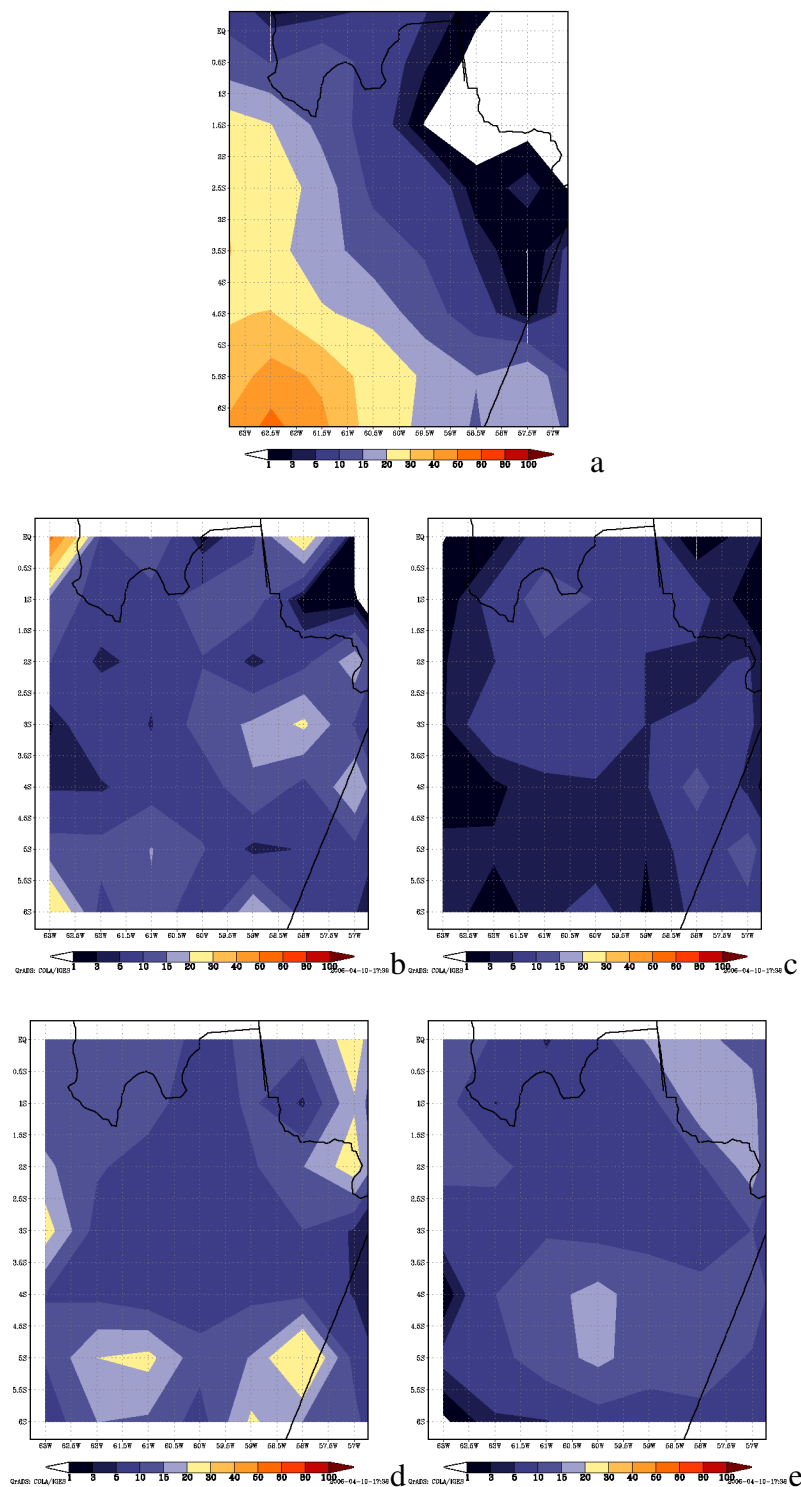


Figura 6.5 – Precipitação convectiva acumulada no dia 17 de janeiro de 2005, em mm/dia, (a) medida pelo satélite GPCP e simulada pelo experimento (b) LIGRELLA, (c) LIKUOA, (d) LIGRELLB e (e) LIKUOB (Os experimentos foram reduzidos à resolução de $1^\circ \times 1^\circ$ pra comparação com a imagem do satélite).

Aplicou-se o método de Thiessen em quatro estações dispostas conforme figura 6.6. A precipitação média foi calculada para uma área de $3,5^\circ$ de latitude por 4° de longitude, que compreende as estações de Manaus, Codajás, Manicore e Hacoatiara.

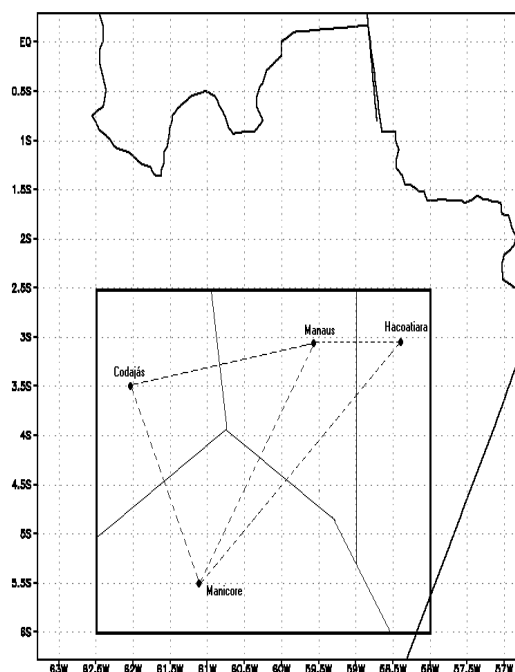


Figura 6.6 – Disposição das áreas de estudo para obtenção da Precipitação média.

Conforme tabela 1, os dados de precipitação acumulada no período entre as 12 TMG do dia 16/01/05 e 12 TMG do dia 17/01/05, foram ponderados pelas respectivas áreas no domínio escolhido, com o intuito de analisar a precipitação média nesse bloco. Por conseguinte calcularam-se os índices quantitativos de desempenho das simulações (tabela 6.3).

Ambas simulações apresentaram um razoável desempenho quanto à simulação da magnitude da precipitação total acumulada, com erros quadráticos não maiores que 1,93. Os experimentos rodados com o esquema convectivo de Grell representaram melhor a magnitude da precipitação na área estudada, com ênfase em SCGRELLA que apresentou o menor valor de EmqMV (0,26 mm/24h). Observando o comportamento do Viés Médio, salienta-se que os experimentos cuja peculiaridade é o uso da Parametrização Convectiva de Kuo tenderam a subestimar o dado observado, enquanto que os experimentos que utilizam a parametrização convectiva de Grell superestimaram a magnitude da precipitação observada.

A precipitação estimada por satélite superestimou o dado observado nas estações, com um viés médio de 2,18 e EmqMV de 1,64 mm/24h (tabela 6.3). Porém, na falta de uma informação mais densa de dados de superfície, usou-se o campo do satélite para a análise do erro de posicionamento dos dados simulados, no dia 17 de janeiro de 2005.

Ambos experimentos não simularam devidamente o posicionamento dos núcleos de precipitação, em relação ao estimado por satélite, pois apresentaram a razão $F_E/F_m < 1$. Porém, ambas simulações obtiveram maior desempenho na simulação de núcleos com valores até 10 mm/dia, com ênfase nos experimentos que utilizam a parametrização convectiva de Kuo. Em suma, diante dos resultados da tabela 6.2, referentes ao posicionamento dos núcleos de precipitação simulada, em relação ao estimado por satélite, salienta-se que os experimentos que utilizam a parametrização convectiva de Kuo, organizam melhor a banda de precipitação.

Tabela 6.2- Índices de posicionamento dos dados simulados de precipitação acumulada no dia 17 de janeiro de 2005 em relação ao estimado por satélite (projeto GPCP) para (a) $P \leq 10$ mm/dia, (b) $15 \leq P \leq 20$ mm/dia, (c) $P \geq 20$ mm/dia e (d) $P \geq 40$ mm/dia.

	F_C				F_E/F_m			
	a	b	c	d	a	b	c	d
LIGRELLA	0,470	0,139	0,120	0	0,939	0,679	0,743	0
LIKUOA	0,493	0	0	0	0,987	0	0	0
LIGRELLB	0,481	0,171	0,072	0	0,963	0,847	0,443	0
LIKUOB	0,502	0,202	0	0	0,997	0,986	0	0

A organização da banda de precipitação em ambas simulações, às 18 TMG (figura 6.7), está condizente com a orientação noroeste-sudeste da Linha de Instabilidade mostrada na imagem do satélite GOES 12 (figura 6.1). A banda de precipitação estimada por satélite, no projeto TRMM, para esse horário, mostra claramente a região de chuva mais intensa, caracterizando a fronteira líder de convecção (LEC) e uma região com chuva estratiforme, logo atrás, caracterizando a região estratiforme traseira (TSR).

Tabela 6.3 – Informações pluviométricas coletadas e simuladas nas quatro estações dispostas na figura 6.6. P_i é o valor da precipitação numa determinada estação (em mm/24h), A_i é a área de influência dessa estação sobre o domínio escolhido. W_i é o fator de peso da respectiva área, que é obtido mediante a razão dela sobre a área total. $P_i \times w_i$ é o produto que dá o valor médio de precipitação ponderado pela área. O somatório desses produtos dá a precipitação média do domínio.

	Observado				LIGRELLA		LIKUOA	
	P_i (mm/24h)	A_i (pixels) ²	Fator de Peso (w_i)	$P_i \times w_i$	P_i	$P_i \times w_i$	P_i	$P_i \times w_i$
Área de Manicore	6	842,8	0,43	2,58	21,18	9,11	4,24	1,82
Área de Codajás	14	354,9	0,181	2,53	14,28	2,58	3,72	0,67
Área de Manaus	12	400,8	0,204	2,45	11,25	2,3	5,03	1,03
Área de Hacoatiara	37	363,4	0,185	6,85	9,66	1,79	3,25	0,6
Precipitação média				14,41		15,78		4,12
	Observado				LIGRELLB		LIKUOB	
	P_i (mm/24h)	A_i (pixels) ²	Fator de Peso (w_i)	$P_i \times w_i$	P_i	$P_i \times w_i$	P_i	$P_i \times w_i$
Área de Manicore	6	842,8	0,43	2,58	25,66	11,03	8,26	3,55
Área de Codajás	14	354,9	0,181	2,53	6,41	1,16	10,5	1,9
Área de Manaus	12	400,8	0,204	2,45	12,91	2,63	10,34	2,11
Área de Hacoatiara	37	363,4	0,185	6,85	12,34	2,28	9,48	1,75
Precipitação média				14,41		17,1		9,31

Tabela 6.4 – ViésM (viés médio) e EmqMV (Erro médio quadrático normalizado pelo Viés), em milímetros acumulados no período das 12 TMG do dia 17/01/05 às 12 TMG do dia 18/01/05.

	ViésM	EmqMV
LIGRELLA	0,34	0,26
LIKUOA	-2,57	1,93
LIGRELLB	0,67	0,51
LIKUOB	-1,33	0,99

Os experimentos LIGRELLA e LIKUOA organizam a banda de precipitação em linhas de orientação sudeste - noroeste, característica condizente com o fenômeno observado. Porém, a simulação LIKUOB possui um comportamento singular; simulando uma linha conceitualmente realista (conforme pode ser visto ao longo da discussão), porém de propagação diferente do que foi observado, isto é, o experimento simulou uma Linha de Instabilidade que se desenvolve na costa (região noroeste do estado do Pará) e se propaga para o continente. As bandas de precipitação geradas pelo experimento LIGRELLB não se organizam em linhas e não possuem um padrão de evolução (figura 6.7).

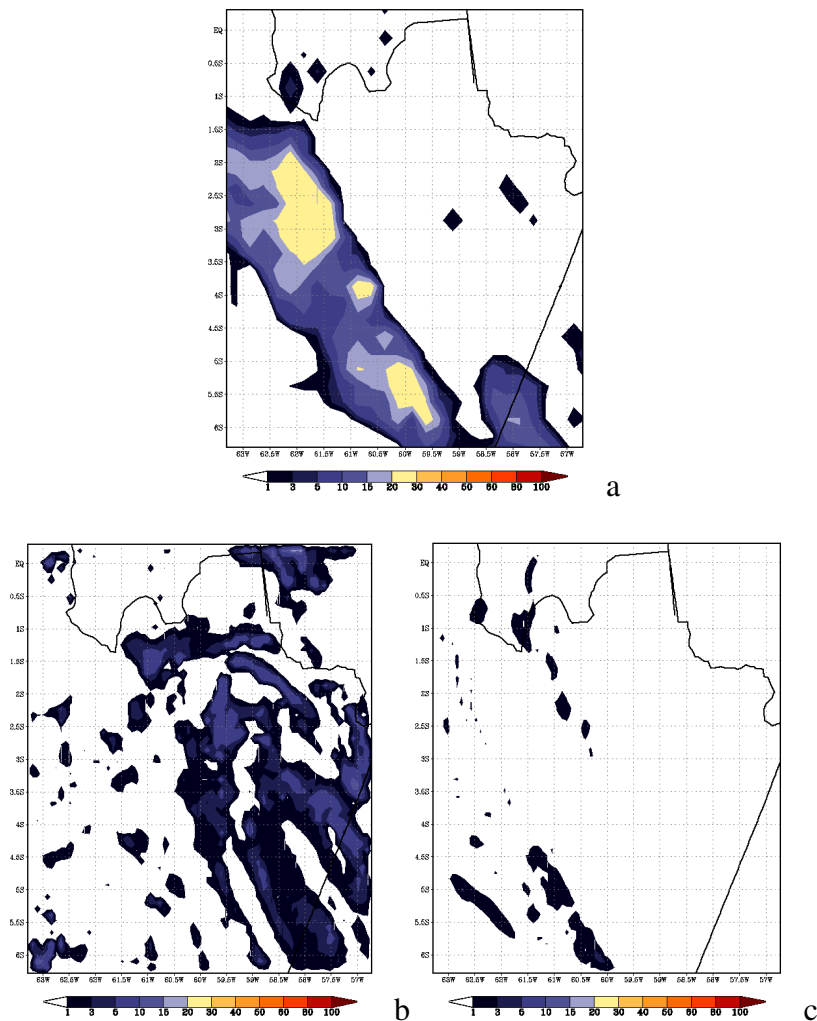
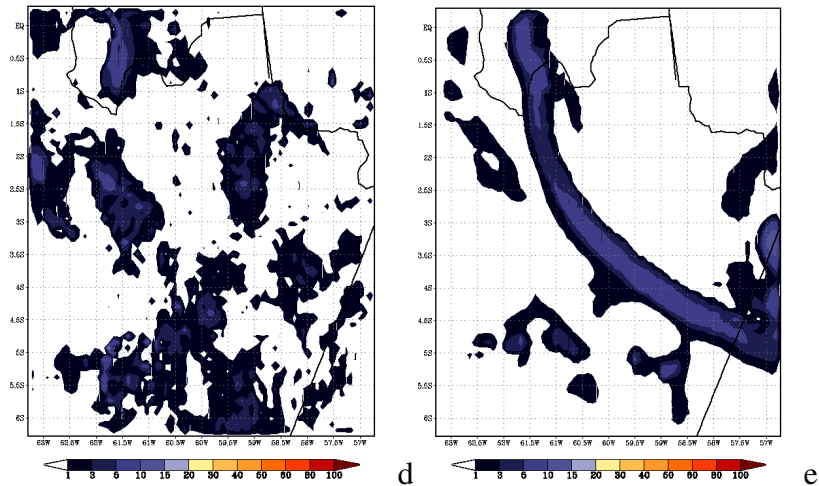


Figura 6.7 – Precipitação às 18 TMG, em mm/h, (a) medida pelo satélite TRMM e simulada pelo experimento (b) LIGRELLA, (c) LIKUOA, (d) LIGRELLB e (e) LIKUOB.



Continuação da figura 6.7.

6.2 - Análise do ambiente simulado.

6.2.1 – Características termodinâmicas do ambiente simulado.

Analisando-se o diagrama Skew-T Log-P, para a localidade de Manaus, observado no horário das 12:00 TMG (figura 6.8a), evidencia-se um ambiente já favorável à ocorrência de tempestades severas, com CAPE extremamente alta (4045 J/kg), índice K razoavelmente alto (38,90 °C) e índice TT com valor de 45,20 °C. A configuração da lapse rate também evidencia ambiente condicionalmente instável.

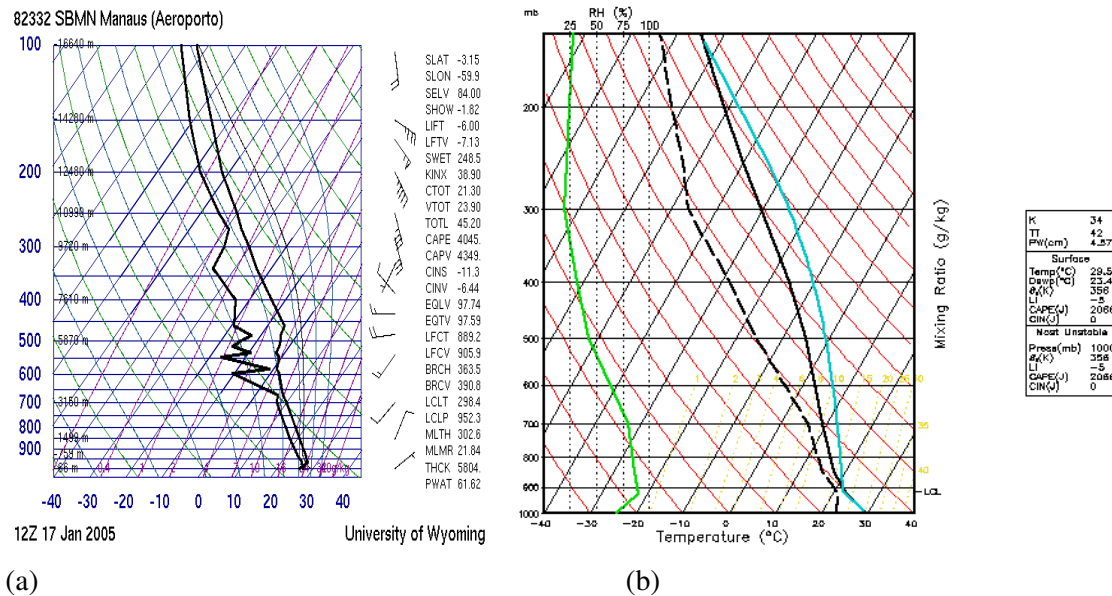


Figura 6.8 – Manaus: 12:00 TMG do dia 17/01/2005: (a) Gráfico Skew-T Log-P observado e (b) Gráfico Skew-T Log-P simulado pelo experimento LIGRELLB

O ambiente simulado pelo experimento LIGRELLB, para a cidade de Manaus às 12:00 TMG, apresentou-se mais condizente com o ambiente observado, indicando forte tendência à formação de células convectivas. Conforme podemos visualizar na figura 6.8, os índices K e TT tiveram valores parecidos com o que foi observado (36°C simulado contra 38,93°C observado e 43°C simulado contra 45,29°C observado, respectivamente). O índice Lift também se mostrou bem simulado, apresentando uma diferença de apenas 1°C do valor observado.

O CAPE simulado pelo experimento LIGRELLB está 843 Jkg^{-1} abaixo do que foi observado (3023 Jkg^{-1}), o que denota ambiente simulado com forte instabilidade. Não há inibição convectiva (CINE) simulada, ao contrário do que foi obtido na radiossondagem ($-11,3 \text{ Jkg}^{-1}$). De acordo com Nascimento (2005), na ausência de CINE, o disparo da convecção profunda tende a se tornar generalizado, ocorrendo o consumo rápido da CAPE e estabilização mais rápida da atmosfera.

Comparando os perfis verticais da temperatura potencial equivalente de saturação (θ_{es}), observado e simulado (figura 6.9), nota-se que ambos experimentos denotam ambiente condicionalmente instável da superfície até 850 hPa. Já a presença de instabilidade condicional observada pela radiossondagem estendeu-se do nível de 925 hPa

até o nível de 500 hPa. As simulações subestimaram o valor de θ_{es} nas camadas inferiores e não acompanharam a inversão térmica registrada da superfície até o nível de 925 hPa. Acima de 300 hPa, os perfis simulados acompanharam com boa precisão o perfil observado.

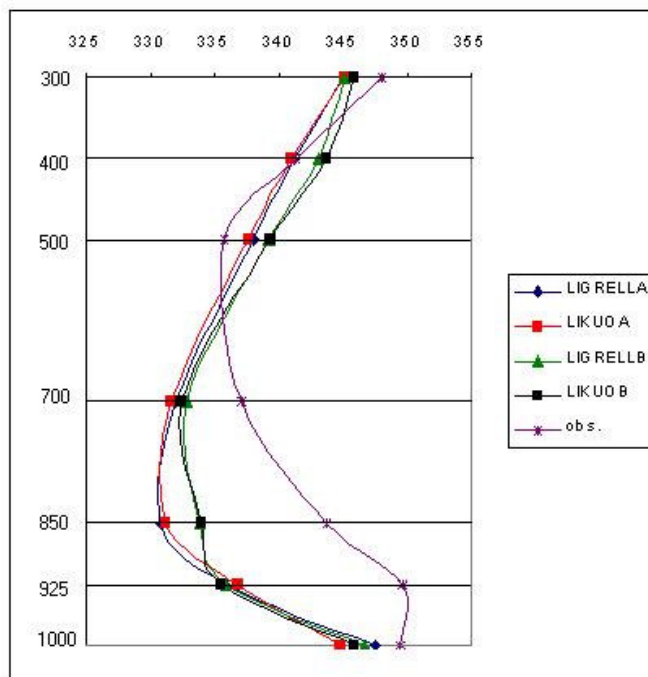


Figura 6.9 – Manaus: 12:00 TMG de 11/12/03: comportamento vertical da Temperatura Potencial Equivalente de saturação (K). Suprimiu-se as camadas superiores a 300 hPa por não apresentarem diferenças significativas entre os perfis simulado e observado.

6.2.2 – Aspecto dinâmico do ambiente simulado.

A figura 6.10 mostra os valores de convergência de umidade ($\times 10^{-2} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$) simulados em todos os experimentos, para a grade dois às 18 TMG. A simulação LIGRELLB apresentou núcleos menos espaçados de convergência de umidade, e com valores que culminam num máximo de $60 \times 10^{-2} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$. A simulação LIGRELLA apresentou núcleos mais espaçados que culminam num máximo de $40 \times 10^{-2} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$. A simulação LIKUOA apresentou valores em torno de $20 \times 10^{-2} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$, o que ajudou na inibição da convecção, porém, organizou melhor os núcleos numa banda condizente à LEC

observada nesse horário. Por sua vez, a simulação LIKUOB apresentou pouquíssimos núcleos de convergência de umidade, mas com valores máximos em torno de $40 \times 10^{-2} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$.

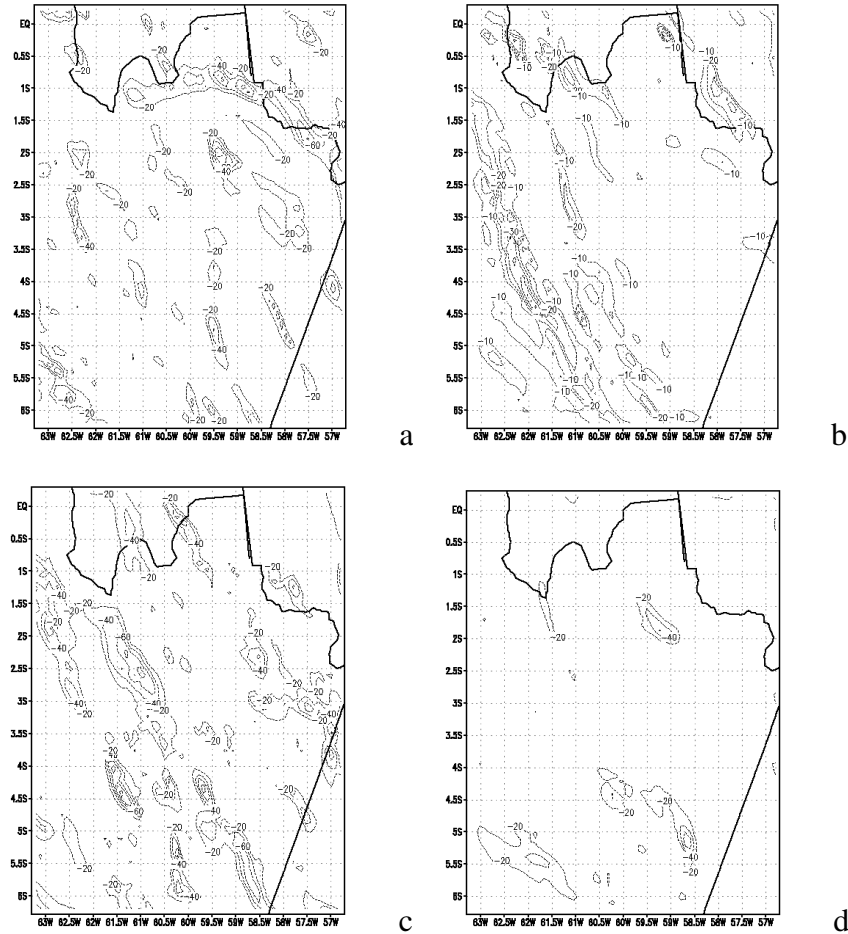


Figura 6.10 - 18:00 TMG do dia 17/01/2005: Convergência de umidade em $\times 10^{-2} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ simulada por (a)LIGRELLA, (b)LIKUOA, (c) LIGRELLB e (d)LIKUOB, no nível de 1000 hPa.

A ascensão vertical profunda na linha convectiva, mostrada por Garstang et al. (1994), pode ser visualizada no campo simulado de movimento vertical em 500 hPa (figura 6.11). O experimento LIGRELLA mostra claramente a organização dos núcleos de convecção, simulando valores de até 0,4 m/s para esse nível. Já o experimento LIKUOA apresenta máximos de apenas 0,18 m/s na região sudoeste do domínio. Os núcleos de movimento ascendente em LIGRELLB estão mais espaçados e apresentam valor médio de 0,2 m/s. O experimento LIKUOB apresentou movimento ascendente significativo com mínimo de 0,2 m/s, orientado no sentido noroeste-sudeste.

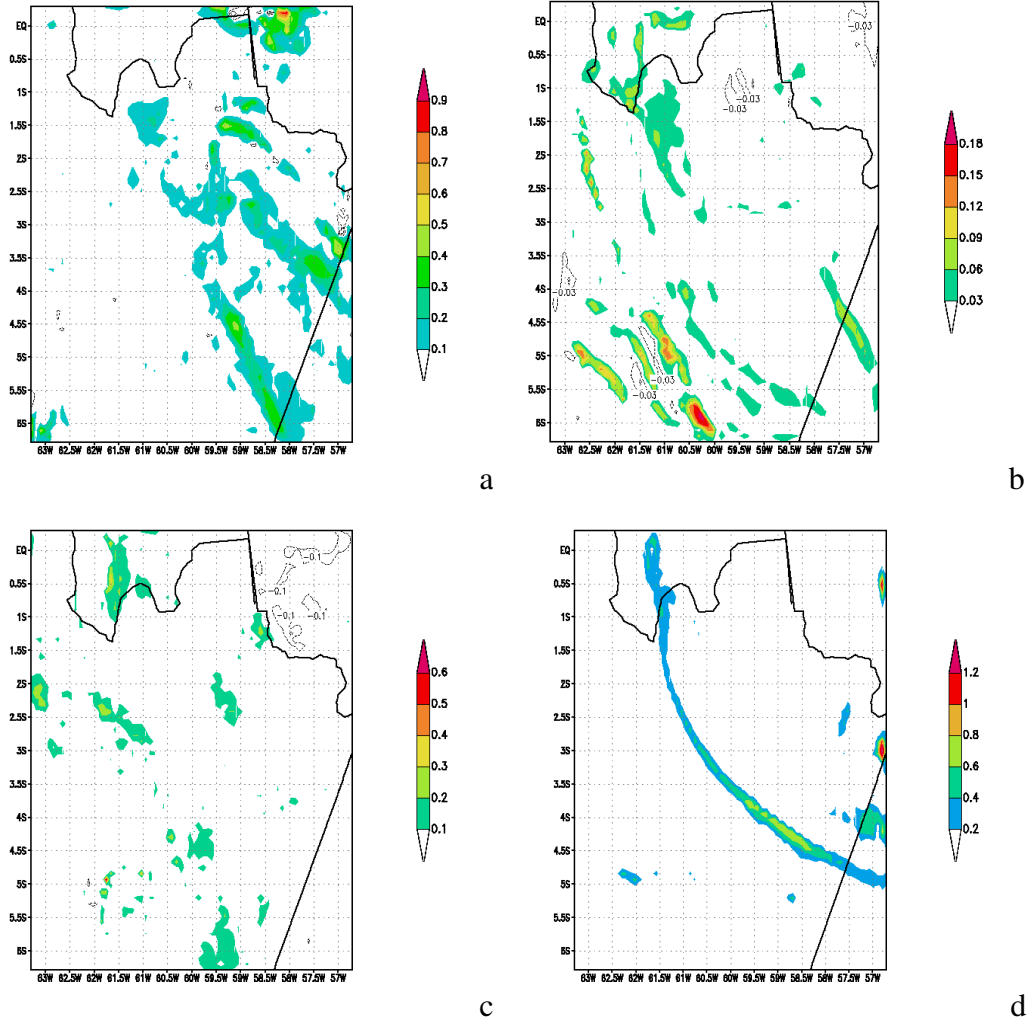


Figura 6.11 - 18:00 TMG do dia 17/01/2005: Movimento ascendente (sombreado) e descendente (contorno), em m/s, simulados por (a) LIGRELLA, (b) LIKUOA, (c) LIGRELLB e (d) LIKUOB.

Observando-se os núcleos de convergência e divergência em 850 hPa, mostrados na figura 6.12, evidencia-se a existência de núcleos máximos de convergência com valor em torno de $12 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ em ambos experimentos. Sua combinação sugere o experimento LIGRELLB não organiza a convecção em linhas, como observado. Salienta-se que o experimento LIKUOA organiza os núcleos de divergência e convergência numa banda de sentido sudeste-noroeste, exatamente como observado.

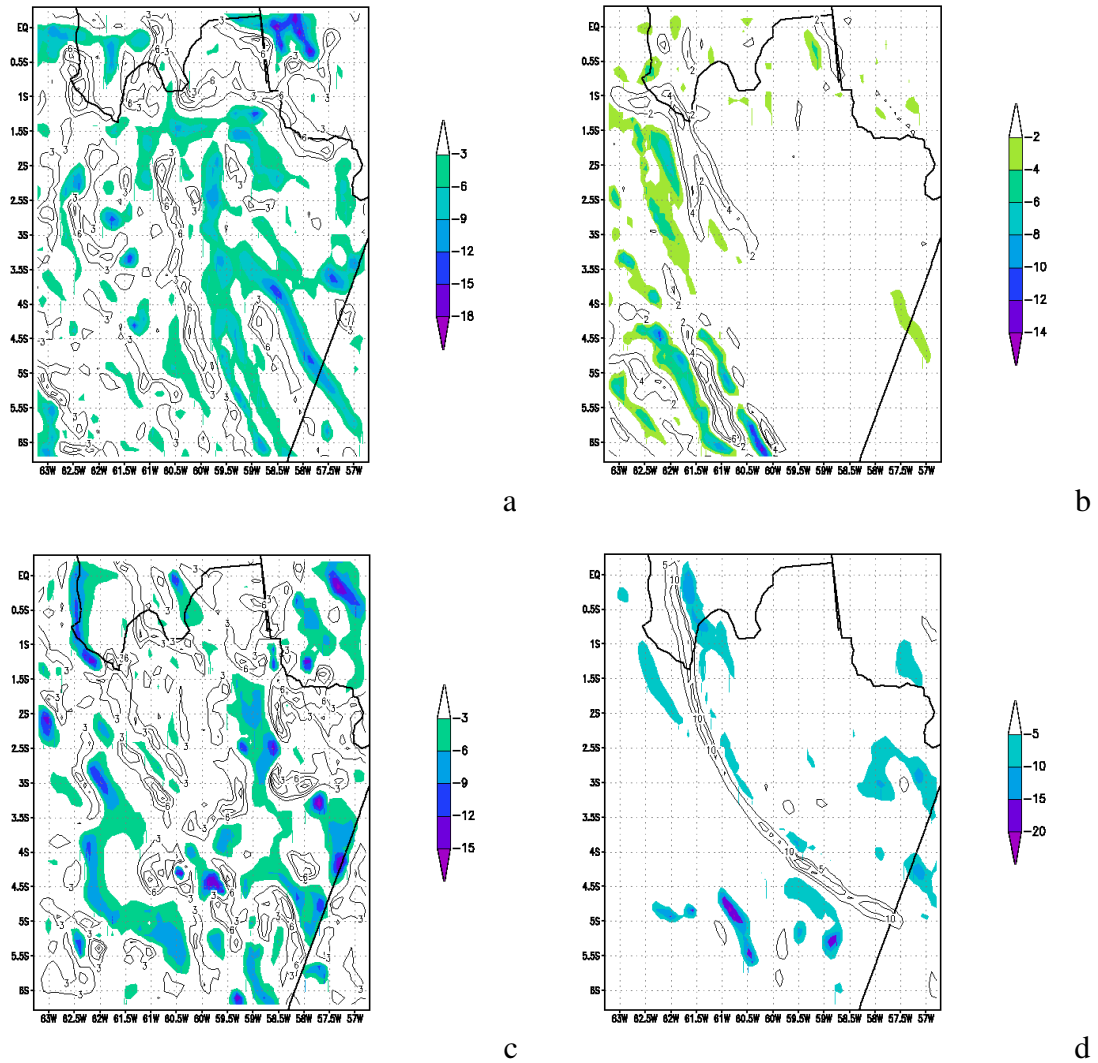


Figura 6.12 - 18:00 TMG do dia 17/01/2005: Convergência (sombreado) e divergência (contorno), em $\times 10^5 \text{ s}^{-1}$, no nível de 850 hPa, simulados por (a) LIGRELLA, (b) LIKUOA, (c) LIGRELLB e (d) LIKUOB.

Conforme mencionado no item 6.1.2; os experimentos iniciados com o modelo T126L28 tenderam a disparar os processos convectivos na região noroeste do Pará (Fronteira superior direita no domínio da segunda grade). Ao contrário do experimento LIGRELLB, no experimento LIKUOB, pode-se evidenciar o escoamento conceitual de uma Linha de Instabilidade típica, com vento de baixa magnitude na dianteira da Linha e movimento confluyente de alta magnitude na região traseira, porém, com propagação oposta

ao que foi observado. Analisando-se o vento horizontal em 300 hPa, evidencia-se que o escoamento em altos níveis não contribuiu nessa propagação.

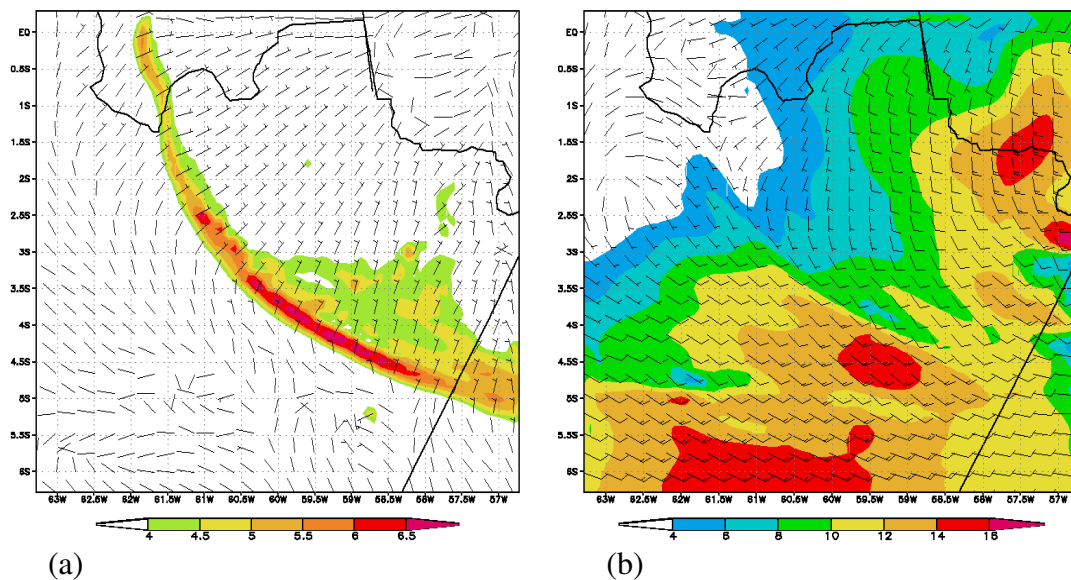


Figura 6.13 - 18:00 TMG do dia 17/01/2005: Vento em m/s, simulado por LIKUOB em (a) 1000 hPa e (b) 300 hPa .

6.3 – Características da convecção.

Com o intuito de analisar mais detalhadamente as características da convecção no domínio da grade dois, para a simulação da passagem da LI sobre o estado do Amazonas, estudaram-se os perfis médios de aquecimento / resfriamento e umedecimento / secagem convectivos, sobre a área indicada na figura 6.14.

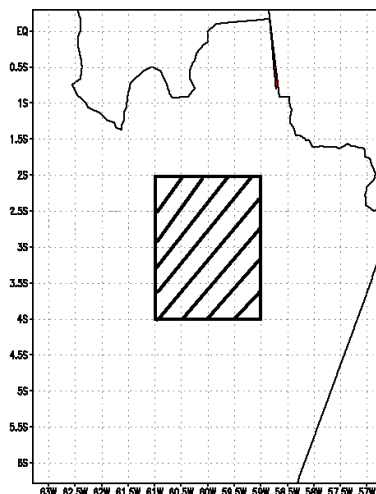


Figura 6.14 – Área de estudo para obtenção dos perfis médios de aquecimento / resfriamento e umedecimento / secagem convectivos.

O processo clássico da convecção, quando a precipitação se inicia, pode ser visualizado nos perfis da figura 6.15. O efeito da evaporação da precipitação que atinge a camada não saturada sob a nuvem, resfriando-a e tornando-a mais úmida, pode ser visto nos padrões de aquecimento e umedecimento convectivos.

O experimento LIGRELLA apresentou um aquecimento mais significativo na média troposfera, o que já é esperado, já que um ambiente instável, com forte movimento ascendente, conseqüentemente gera mais fluxo de massa e aquece mais os níveis médios. Essa simulação apresentou núcleos de até 0,4 m/s, em 500 hPa, nessa área. O mesmo vale para o experimento LIKUOB, que também apresentou maior resfriamento e umedecimento acima de 300 hPa, o que denota maior quantidade de água desentranhada no topo da nuvem.

Salienta-se que o experimento LIGRELLB apresentou seu máximo de aquecimento convectivo em 700 hPa, abaixo do apresentado pelos outros experimentos.

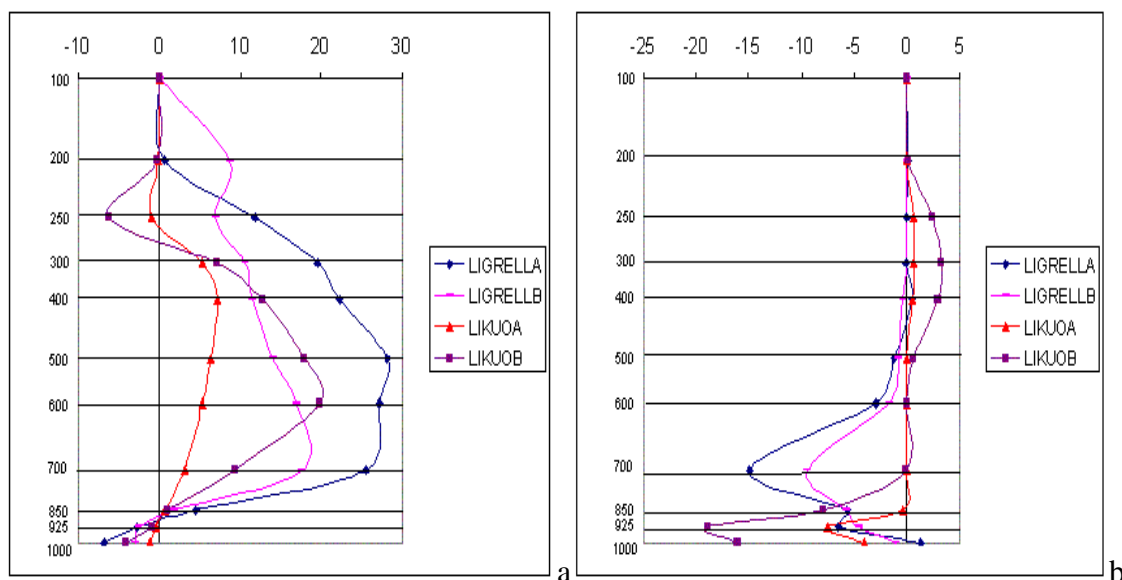


Figura 6.15 - 18:00 do dia 17/01/05: Perfis médios de (a) aquecimento / resfriamento e (b) umedecimento / secagem convectivos em K/dia e g/kg/dia, respectivamente, na área indicada na figura 6.14.

6.4 – Testes de sensibilidade na Parametrização convectiva de Grell.

Na tentativa de tornar a simulação mais realista, uma bateria de testes foi realizada na parametrização convectiva de Grell do experimento que mais coincidiu com os valores observados de precipitação (LIGRELLA). Os experimentos LI2000 e LI5000 foram rodados para testar a sensibilidade da Parametrização de Grell ao entranhamento de massa, alterando-se o raio da nuvem para 2 e 5 km, respectivamente. Quanto menor o raio da nuvem, maior o entranhamento de massa (ver item 4.3.1 no capítulo IV).

Portanto, nos respectivos experimentos, aumentou-se a capacidade de mistura do ar ambiente com a nuvem, alterando a convecção. Já nos experimentos LICAP50 e LICAP90, alterou-se a capacidade de uma parcela de ar subir até atingir o nível de livre convecção, de 75 mb para 50 e 90 mb, respectivamente. Quanto maior for tal parâmetro, maior será a capacidade do modelo de simular a convecção.

Tabela 6.5 – Característica peculiar dos experimentos LI2000, LI5000, LICAP50 e LICAP90.

Experimento	CAP_MAX	Raio da Nuvem
LIGRELLA (Controle)	75 mb	12 km
LI2000		2 km
LI5000		5 km
LICAP50	50 mb	
LICAP90	90 mb	

6.4.1 – Análise comparativa da precipitação.

As características pluviométricas da simulação LI5000 são semelhantes ao experimento LIGRELLA. Por sua vez, o experimento LI2000 assemelhou-se mais às características da precipitação diária estimada por satélite, no projeto GPCP, com máximos de chuva na fronteira sudoeste do domínio e valores menores ao longo da fronteira do Amazonas com o Pará. A simulação LICAP90 apresentou o maior número de núcleos com precipitação em torno de 100 mm/dia.

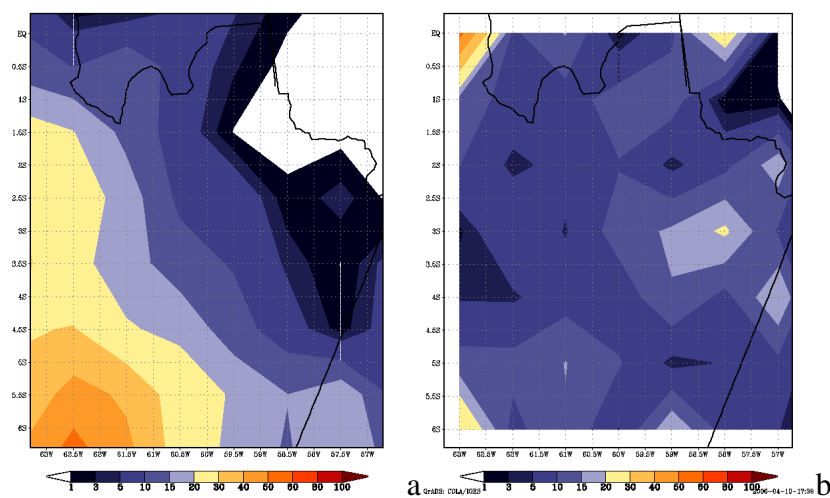
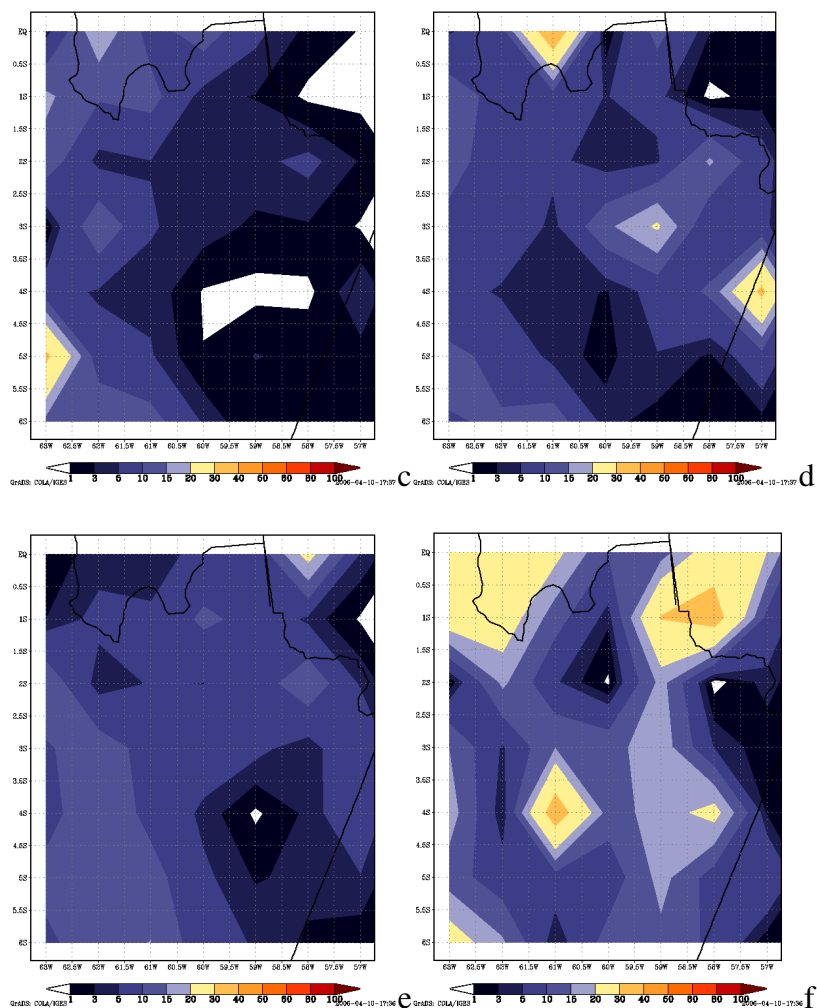


Figura 6.16 – Precipitação acumulada no dia 17 de janeiro de 2005, em mm/dia, (a) medida pelo satélite GPCP e simulada pelo experimento (b) LIGRELLA, (c) LI2000, (d) LI5000, (e) LICAP50 e (f) LICAP90 (os experimentos foram reduzidos à resolução de 1°x1° pra comparação com a imagem do satélite).



Continuação da figura 6.16.

Observando a tabela 6.6, nota-se que não houve melhora na eficiência da simulação de precipitação total acumulada no período estudado. O teste de sensibilidade que mais se aproximou do dado observado foi o LI5000. Portanto, dentre os experimentos realizados nesse item, obtém-se uma melhor simulação da chuva, em relação ao dado observado pelas estações do INMET, alterando-se o raio da nuvem para 5000 metros, na área analisada.

Tabela 6.6 – ViésM (viés médio) e EmqMV (Erro médio quadrático normalizado pelo Viés), em milímetros acumulados no período das 12 TMG do dia 17/01/05 às 12 TMG do dia 18/01/05.

	ViésM	EmqMV
LIGRELLA	0,34	0,26
LI2000	-0,91	0,68
LI5000	-0,41	0,31
LICAP50	-1,26	0,95
LICAP90	-1,48	1,11

6.4.2 - Análise termodinâmica do ambiente.

Não podemos definir qual ambiente está mais propício à formação de células convectivas, sobre o ponto de vista da flutuabilidade, pois os índices de instabilidade simulados estão muito próximos. Ambas simulações subestimaram os índices de instabilidade obtidos pela radiossondagem, porém, são valores suficientes para disparar a convecção.

Tabela 6.7 - Índices de Instabilidade observados e simulados para o horário das 12:00 TMG na estação SBMN.

12 TMG	Observado	LIGRELLA	LI2000	LI5000	LICAP50	LICAP90
Índice K (°C)	38,90	34	34	34	34	33
Índice TT (°C)	45,20	42	42	42	42	41
CAPE (J/kg)	4045	2066	2399	2066	2311	2187
Índice Lift (°C)	-6	-5	-5	-5	-5	-4

Conforme pode ser visto na figura 6.17, observa-se uma semelhança entre os perfis verticais simulados de temperatura potencial equivalente de saturação. Portanto, ambos ambientes simulados estão condicionalmente instáveis da superfície até o nível de 850 hPa.

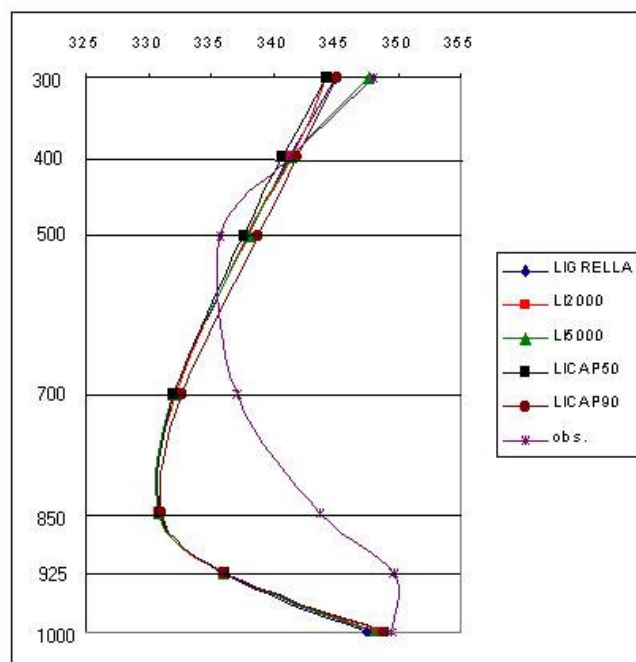
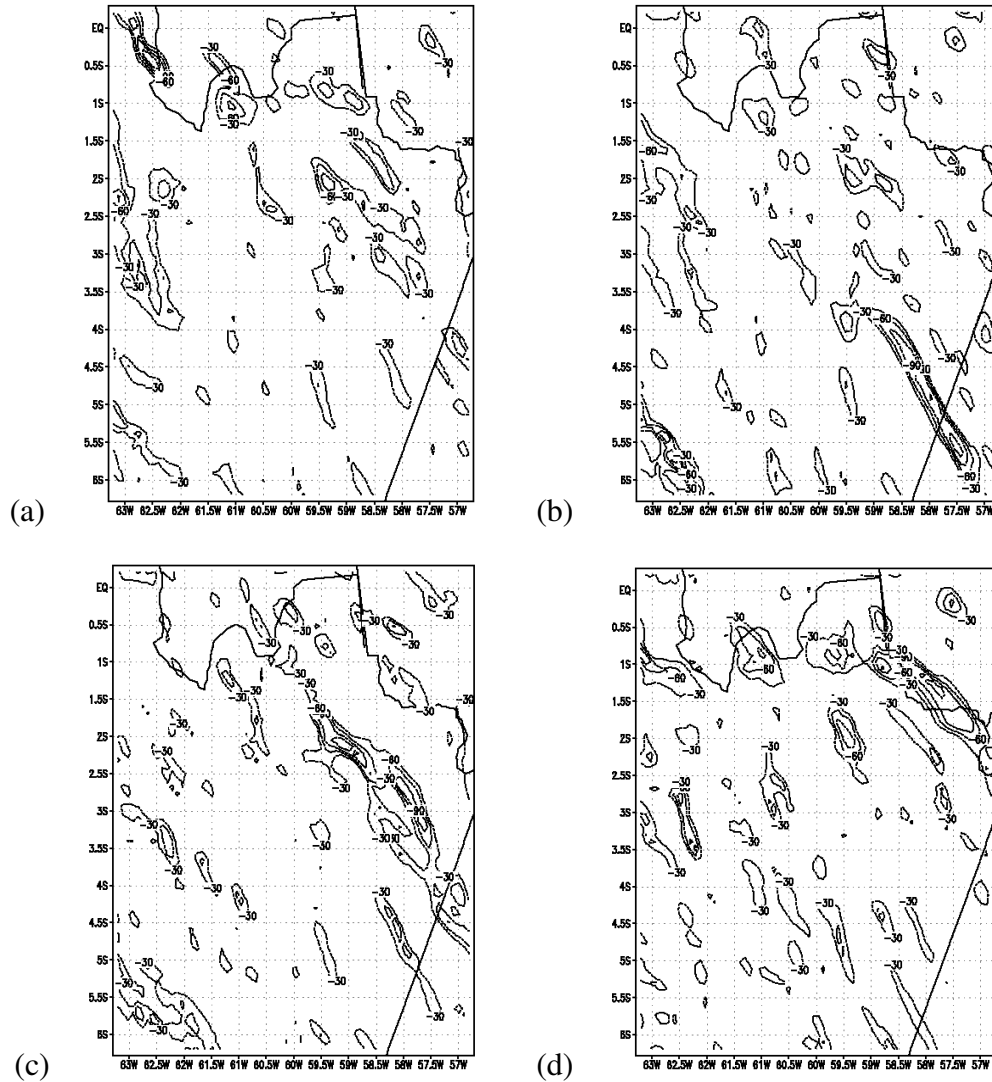


Figura 6.17 – Manaus: 12:00 TMG de 11/12/03: comportamento vertical da Temperatura Potencial Equivalente de saturação (K). Suprimiu-se as camadas superiores a 300 hPa por não apresentarem diferenças significativas entre os perfis simulado e observado.

6.4.3 - Aspecto dinâmico do ambiente.

Os perfis de comparação entre, a convergência de umidade simulada pelo experimento LIGRELLA e a convergência de umidade simulada pelos testes de sensibilidade, denota, visivelmente, que há mais umidade convergindo no experimento LIGRELLA (figura 6.18). Salienta-se que o cálculo é a simples diferença aritmética entre a convergência de umidade da simulação LIGRELLA menos a convergência de umidade do teste de sensibilidade, por isso, como os valores de convergência são negativos, a diferença com resultado negativo denota superioridade do experimento LIGRELLA.

Os experimentos LI5000 e LICAP50 apresentaram as diferenças maiores, com núcleos de até $-90 \times 10^{-2} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ em algumas regiões. Os experimentos LI2000 e LICAP90 mostram em média diferença de $-30 \times 10^{-2} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$.



menor quantidade. A simulação LICAP90 apresentou dois núcleos de máximos superiores a 0,15 m/s na região norte do Amazonas.

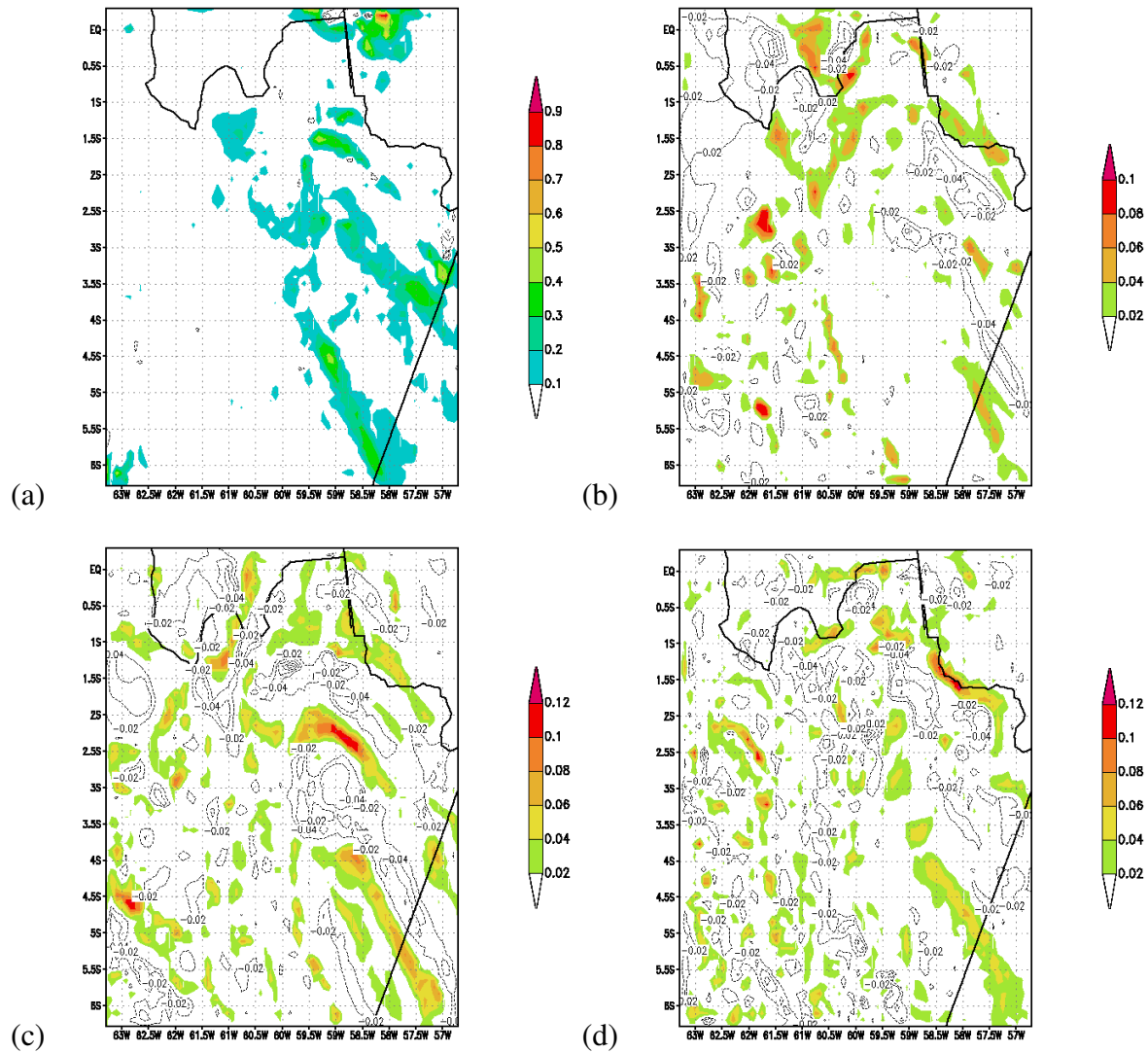
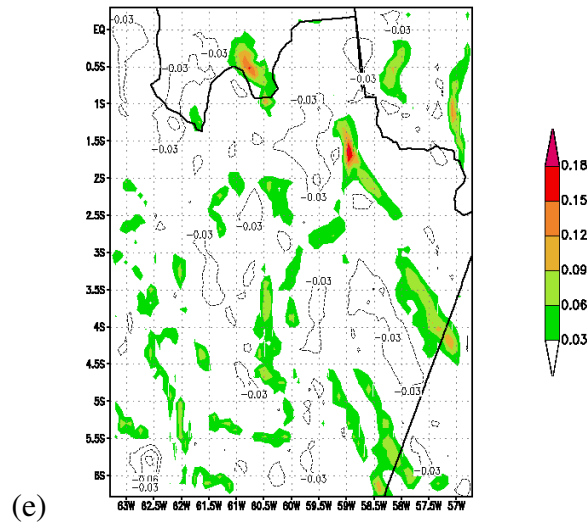


Figura 6.19 – movimento vertical em m/s ascendente (sombreado) e descendente (contorno), em 500 hPa, simulado pelos experimentos (a) LIGRELL, (b) LI2000, (c) LI5000, (d) LICAP50 e (e) LICAP90, às 18 TMG.



Continuação da figura 6.19.

6.4.4 – Características da convecção.

Com o intuito de analisar mais detalhadamente as características da convecção no domínio da grade dois, para os testes de sensibilidade, estudaram-se os perfis médios de aquecimento / resfriamento e umedecimento / secagem convectivos, sobre a área indicada na figura 6.14.

Observa-se claramente que os experimentos LIGRELLA e LICAP90 geraram uma convecção mais intensa. Na área analisada, nota-se que há um aquecimento maior na média troposfera nestas simulações, o que ocorre devido à ascensão mais intensa num ambiente mais úmido (conforme mostrado no item 6.4.3).

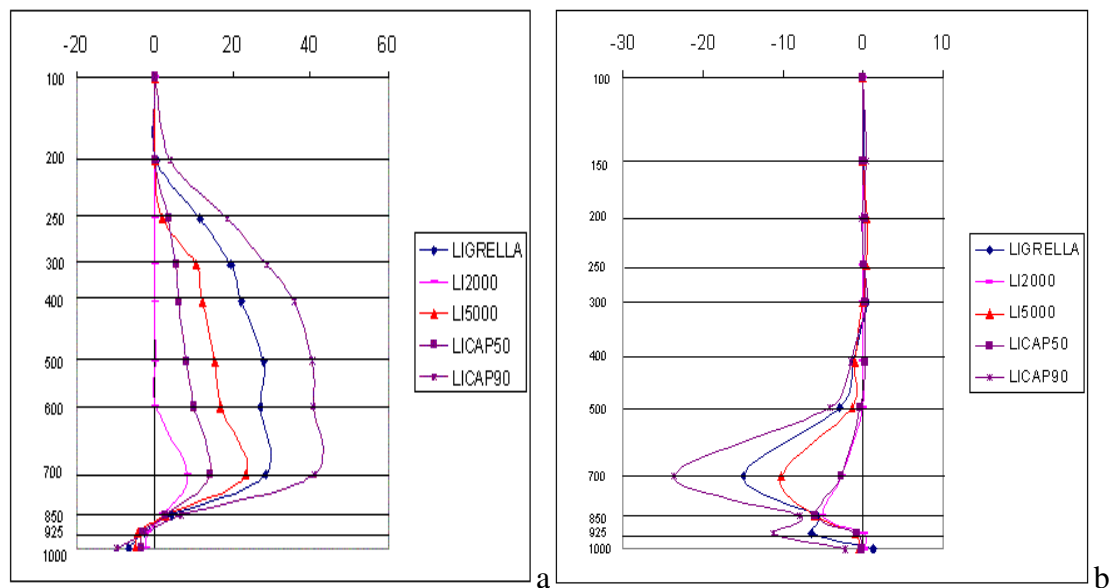


Figura 6.20 - 18:00 do dia 17/01/05: Perfis médios de (a) aquecimento / resfriamento e (b) umedecimento / secagem convectivos em K/dia e g/kg/dia, respectivamente, na área indicada na figura 6.15.

O experimento LI2000 não apresentou extremos de fluxo de massa nas correntes ascendentes como os experimentos LIGRELLA e LICAP90 (figura 6.21), porém, persistiu com valores em torno de $0,02 \text{ kgm}^{-2}$ num período maior do que as outras simulações. Portanto, o experimento LI2000 caracterizou-se por uma convecção mais suave num período maior (visível principalmente se observarmos os horários posteriores às 21 TMG).

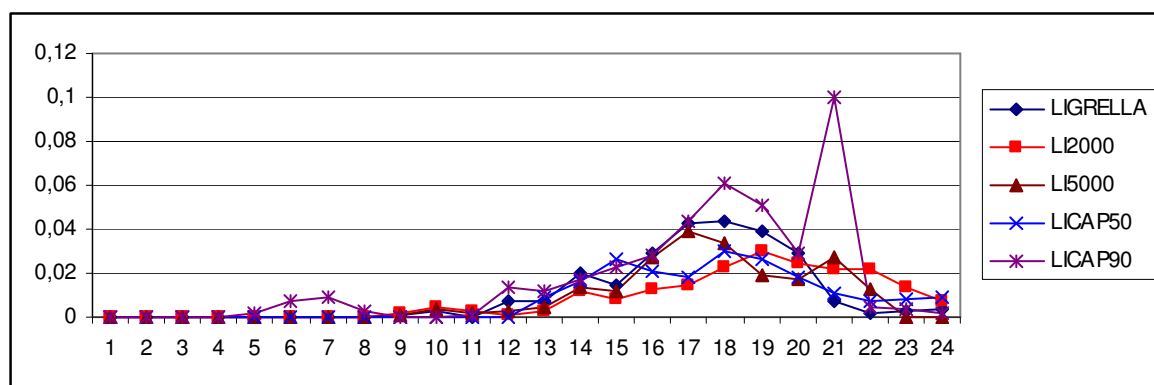


Figura 6.21 - Série Temporal do fluxo médio de massa nas correntes ascendentes para a área mostrada na figura 6.15, em kgm^{-2} .

6.5 – Conclusões Parciais.

Primeiramente foram realizados quatros experimentos para testar a atuação das parametrizações convectivas de Grell e de Kuo na simulação de uma Linha de Instabilidade que se propagou no estado do Amazonas no dia 17 de janeiro de 2005. O experimento LIGRELLA possui como característica peculiar a parametrização convectiva de Grell, e é iniciado com os dados de Re-análise tipo II, fornecidos pelo NCEP. O experimento LIKUOA possui como característica peculiar a parametrização convectiva de Kuo e também é iniciado com os dados fornecidos pelo NCEP. Por sua vez, o experimento LIGRELLB trabalha com a parametrização convectiva de Grell e é iniciado com os dados do modelo Global T126L28 fornecidos pelo CPTEC/INPE. O experimento LIKUOB também é iniciado por esses dados, porém possui, como característica peculiar, a parametrização convectiva de Kuo.

O experimento LIGRELLA representou melhor a precipitação diária acumulada no dia 17 de janeiro, apresentando um EmqMV de apenas 0,26 em relação aos dados observados nas estações de Codajás, Manaus, Hacoatiara e Manicore. O segundo experimento mais realístico foi o LIGRELLB, com erro médio quadrático normalizado pelo Viés de 0,51.

Conforme esperado, os experimentos LIKUOA e LIKUOB subestimaram a precipitação no domínio da grade dois, apresentando um Viés Médio de -2,57 e -1,33 em relação ao observado, respectivamente, porém, melhor organizaram os núcleos convectivos e a distribuição de precipitação no intervalo inferior a 10 mm/24h. O experimento LIKUOB simulou uma linha conceitualmente realista, quanto ao escoamento e às características observadas por Garstang et al. (1994), porém com uma propagação diferente do que foi observado, isto é, o experimento simulou uma Linha de Instabilidade que se desenvolve da costa para o continente.

Observou-se que a ausência de convergência de umidade foi o único fator inibidor da atuação da parametrização convectiva de Kuo no experimento LIKUOA, já que o ambiente simulado por esse experimento apresentava-se condicionalmente instável da superfície até 850 hPa. O ambiente termodinâmico, simulado nos experimentos iniciados com os dados do modelo Global T126L28 (LIGRELLB e LIKUOB), está mais instável que as demais

simulações, apresentando maiores condições para o desenvolvimento de células convectivas. O experimento que apresentou maior relação com os índices observados, obtidos mediante radiossondagem na estação SBMN às 12 TMG, foi o LIGRELLB.

Os experimentos que utilizaram a parametrização convectiva de Kuo representaram melhor a magnitude do vento observada para a cidade de Manaus, porém, nenhum experimento simulou rajadas significativas, registradas nas estações de superfície. O movimento ascendente é mais intenso nas simulações LIKUOB e LIGRELLA, apresentando máximos de 0,6 e 0,4 m/s, respectivamente.

O experimento LIGRELLA apresentou um aquecimento mais significativo na média troposfera, o que já é esperado, já que um ambiente instável, com forte movimento ascendente, conseqüentemente gera mais fluxo de massa e aquece mais os níveis médios. O mesmo vale para o experimento LIKUOB, que também apresentou maior resfriamento e umedecimento acima de 300 hPa, o que denota maior quantidade de água desentranhada no topo da nuvem.

Posteriormente, foram realizados testes de sensibilidade utilizando as configurações do experimento LIGRELLA, que se apresentou menos realístico comparado ao experimento LIGRELLB, na tentativa de melhorar seu resultado. Os testes realizados resumiram-se na mudança do raio da nuvem para o cálculo do entranhamento, de 12000 m (LIGRELLA) para 2000 (LI2000) e 5000m (LI5000), e na mudança da capacidade de uma parcela ascender até atingir o nível de livre convecção, modificando a variável cap_max de 75 hPa(LIGRELLA) para 50(LICAP50) e 90 hPa(LICAP90).

Não houve melhora na eficiência da simulação de precipitação total acumulada no período estudado. O teste de sensibilidade que mais se aproximou do dado observado foi o LI5000. Portanto, dentre os experimentos realizados nesse item, obtém-se uma melhor simulação da chuva alterando-se o raio da nuvem para 5000 metros, na área analisada.

Embora a simulação LI2000 apresente movimento vertical mais fraco que as demais, possui bons valores de convergência de umidade e caracterizou-se por uma convecção suave (com valores de fluxo de massa na corrente ascendente em torno de $0,02 \text{ kgm}^{-2}$), porém, mais duradoura.

CAPÍTULO VII

RESULTADOS REFERENTES AO MÊS DE MAIO / 2005

Conforme já discutido no capítulo II; a análise da eficiência da parametrização convectiva em períodos curtos de um ou dois dias, em casos isolados de convecção, não é o suficiente para avaliar tal esquema, e por isso, tem-se a necessidade de analisar sua eficiência num período maior. Neste capítulo discutiremos o impacto da parametrização convectiva de Grell (Grell e Devenyi, 2002) no regime pluviométrico simulado para o período compreendido entre os dias 01 e 31 de maio de 2005, medindo sua eficiência pelo Viés Médio.

No intuito de atingir tal objetivo, os itens estão organizados como segue. No item 7.1 mostra-se a climatologia do mês de maio / 2005 e definem-se as características das simulações. No item 7.2 apresentam-se os resultados e no item 7.3 mostram-se as respectivas conclusões.

7.1 – Climatologia do mês de maio e características das simulações

Conforme o Boletim de informações climatológicas fornecido pelo CPTEC / INPE (Infoclima nº 05; Ano 12), com dados referentes ao mês de maio / 2005, as chuvas foram freqüentes em praticamente toda a Região Sul, exceto no norte do Paraná, e decorreram principalmente da atuação dos sistemas frontais. Durante o mês houve a atuação de três CCMs na Região, o que contribuiu para que os totais de chuva superassem a média histórica em mais de 100 mm no Rio Grande do Sul e Santa Catarina. A temperatura mínima esteve acima da média em toda a Região e a máxima acima da média no nordeste do Rio Grande do Sul, Sudeste de Santa Catarina e norte do Paraná. Não houve episódio frio significativo no mês de maio, mas foram registrados casos de geada em São Joaquim (dias 3, 23 e 26) e em algumas localidades do Rio Grande do Sul, como Tainhas (dias 22 e 23), Morro Redondo (dia 22) e São José dos Ausentes (dia 01).

O quadro pluviométrico registrado no Rio Grande do Sul, para o mês de maio / 2005, contribuiu ainda mais na amenização da seca que perdurava no período de dezembro / 2004 a março / 2005.

Conforme Climanálise (CPTEC/INPE), a temperatura da Superfície do Mar (TSM) apresentou valores próximos à média histórica no Pacífico Equatorial, indicando condições de neutralidade no que se refere à presença do episódio ENOS (El Niño Oscilação Sul).

Como visto na figura 7.1, as chuvas foram mais intensas no norte do Rio Grande do Sul, em Santa Catarina e no sudoeste do Paraná, onde os totais acumulados excederam os 300 mm.

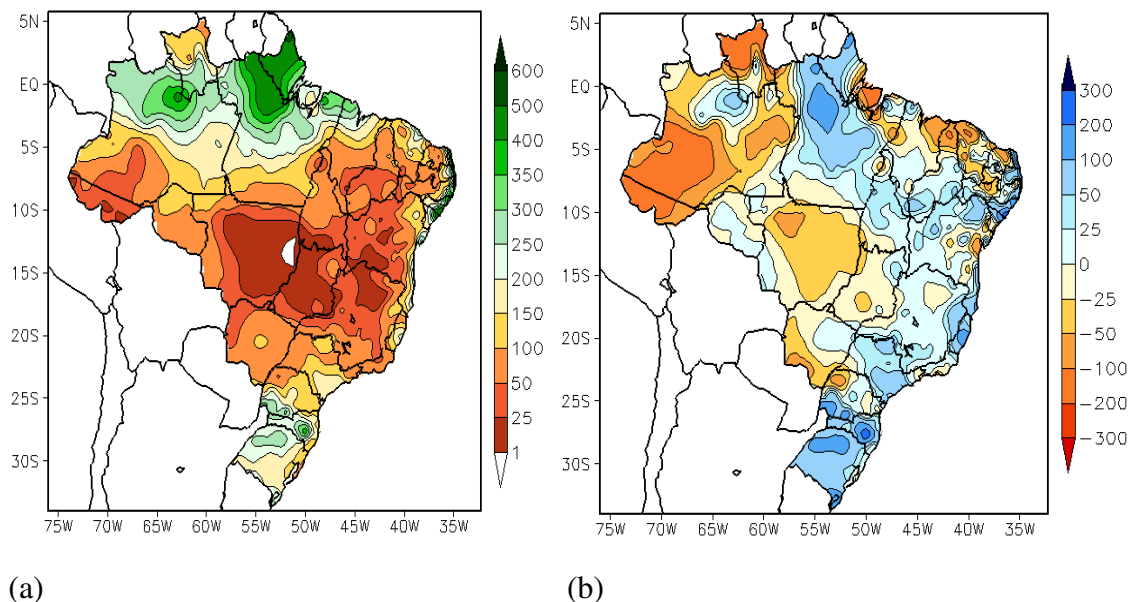


Figura 7.1 – (a) Precipitação (mm) acumulada no mês de maio / 2005; (b) Desvios de precipitação em mm em relação à média climatológica (1961-1990) para o mês de maio / 2005 (INMET).

Para a caracterização da eficiência da Parametrização Convectiva de Grell nesse período, utilizaram-se as saídas do modelo BRAMS 2.0, rodado operacionalmente no cluster do Laboratório de Meteorologia, vinculado ao Grupo de Estudos em Previsão Regional Atmosférica (GEPR).

O modelo BRAMS 2.0 é inicializado com os dados das 00 e 12 UTC, do modelo Global do CPTEC/INPE, e gera um prognóstico para 72 horas, com saídas de 3 em 3 horas. A disponibilidade dos produtos gerados pelo modelo é feita através de homepage (<http://www.gepra.furg.br>). As saídas são armazenadas em mídia magnética e digital para posterior uso.

A tabela 7.1 mostra as características principais do modelo rodado operacionalmente pelo GEPR. A figura 7.2 mostra a disposição das grades, utilizadas nessas simulações.

Tabela 7.1 - Características peculiares do operacional.

OPERACIONAL	
Grades	Grade 1 - 40 km Grade 2 - 10 km Grade 3 - 2,5 km
Campos	Global
Atmosféricos	CPTEC/INPE
Radiação de onda curta	Mahrer/Pielke
Radiação de onda longa	Mahrer/Pielke
Parametrização de cúmulos	Grell com fechamento Ensemble nas três grades.
Param. Cúmulos rasos	ativado

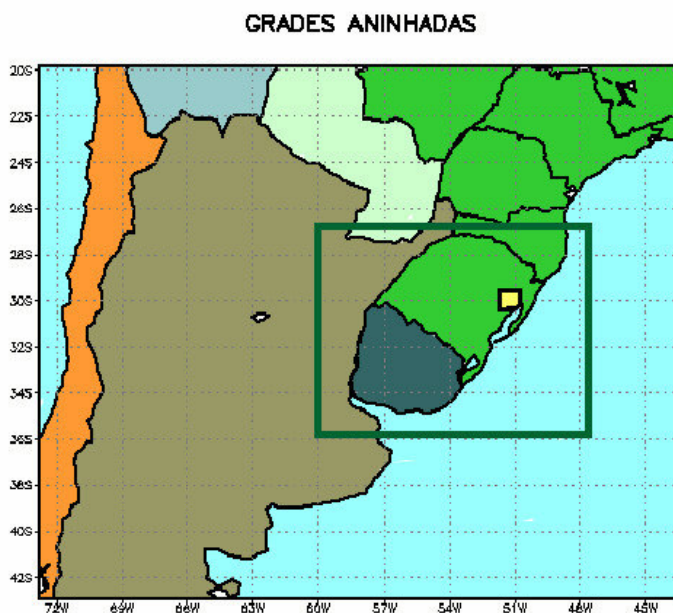


Figura 7.2 - Disposição das grades na simulação operacional. O Domínio maior possui resolução de 40 km, a grade que cobre o estado do Rio Grande do Sul possui resolução de 10 km e a grade que cobre a região metropolitana de Porto Alegre possui resolução de 2,5 km.

É importante ressaltar que a parametrização convectiva de Grell está ativada na grade menor, o que pode gerar uma dupla-contagem na segunda grade. Porém, acredita-se que

esse fenômeno altere pouco seus resultados, pois a área de influência da grade menor, em relação à extensão total na grade de 10 km, é muito pequena (figura 7.2).

7.2 – Resultados.

A figura 7.3 mostra a precipitação mensal simulada na grade de 10 km e observada em 18 estações convencionais do INMET espalhadas pelos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Em 66,7% das estações o modelo superestimou a taxa de precipitação mensal observada. Em cidades como Porto Alegre, Caxias do Sul e Torres (norte e nordeste do estado gaúcho), o valor simulado foi superior ao dobro do valor medido pela estação.

Exceto pela cidade de Uruguaiana, todas estações obtiveram valores simulados de precipitação mensal superiores à normal climatológica referente ao mês de maio, representada na figura 7.3 pela linha vermelha.

Conforme se observa na figura 7.4, que mostra a disposição espacial da precipitação acumulada no mês de maio, observada e simulada, foram registrados máximos de precipitação acumulada no norte e nordeste do Rio Grande do Sul, característica também observada nos campos de precipitação mensal simulada (figura 7.2b).

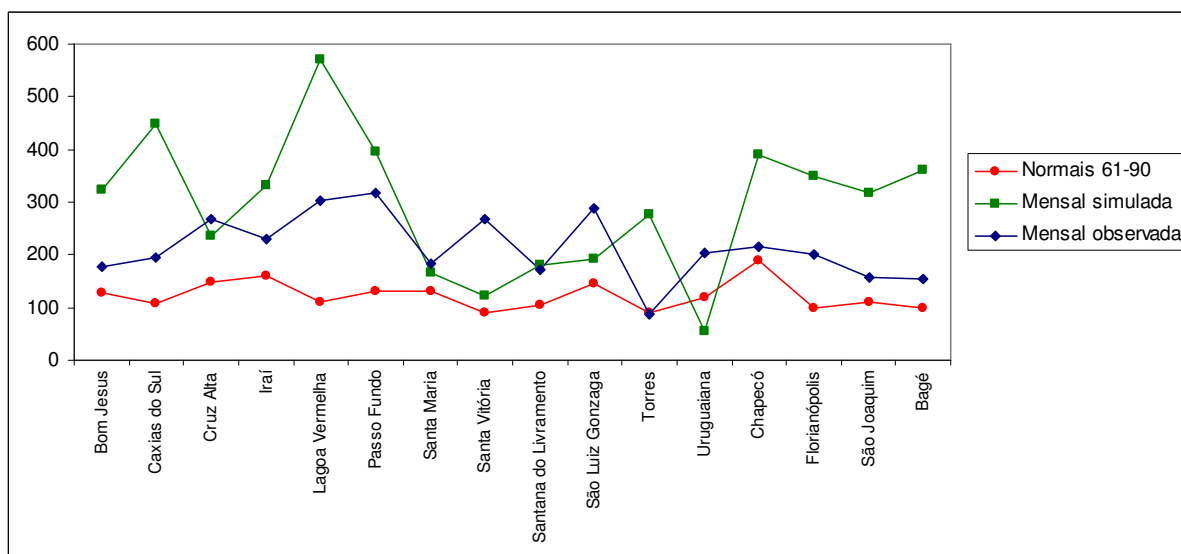


Figura 7.3 – Precipitação simulada acumulada no mês de maio (mm), precipitação observada acumulada no mês de maio (mm) e Normal climatológica entre o período de 1961 e 1990 (mm). Para 18 estações convencionais do INMET.

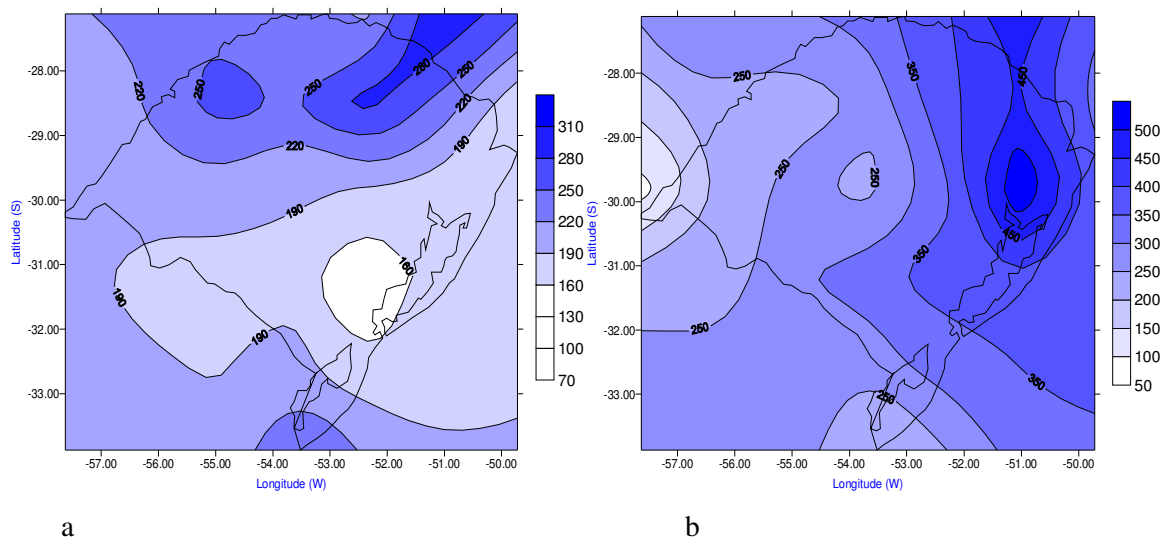


Figura 7.4 – (a) Precipitação observada acumulada no mês de maio (mm) e (b) Precipitação simulada acumulada no mês de maio (mm).

De posse dessas informações, pode-se confirmar a tendência da precipitação simulada de superestimar o valor observado quando se faz simulações que utilizam a parametrização convectiva de Grell.

Observando a figura 7.5, na qual divide-se a precipitação total em convectiva e gerada pela microfísica do modelo, identifica-se que, em 76% das estações analisadas, a parametrização convectiva de Grell contribui mais no total de precipitação mensal. Esse resultado confirma o que já foi observado nos casos analisados anteriormente, isto é, quando se realizam simulações com a parametrização convectiva de Grell, há uma contribuição maior desse esquema no particionamento da chuva.

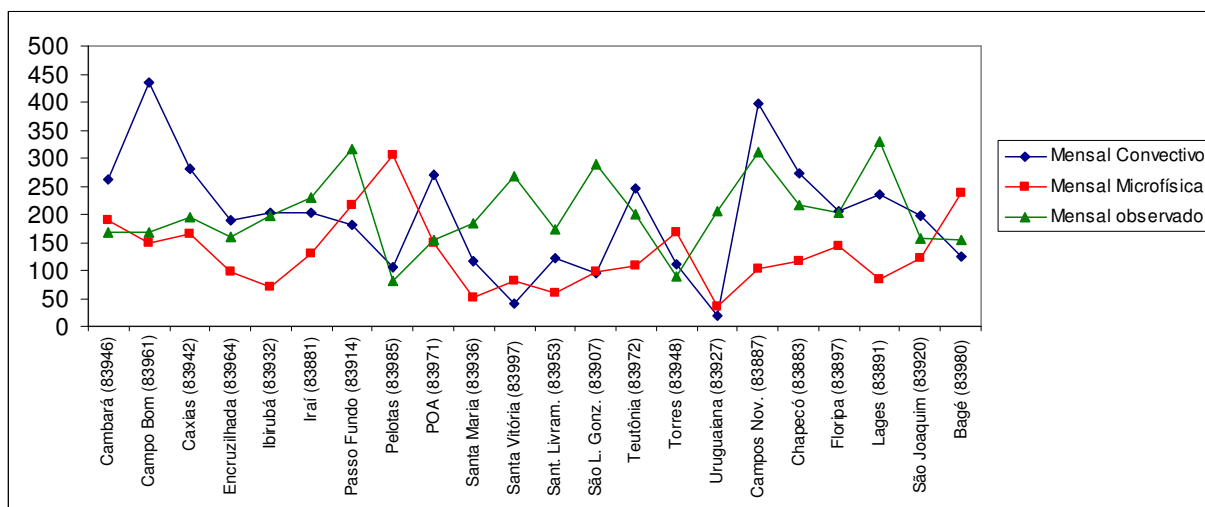


Figura 7.5 - Precipitação simulada acumulada no mês de maio devido à parametrização de convecção (mm), precipitação simulada acumulada no mês de maio devido a Microfísica e precipitação acumulada observada no mês de maio (mm). Para 25 estações convencionais do INMET.

As rodadas com a parametrização convectiva de Grell superestimaram os valores de precipitação total mensal observados, em praticamente todo o estado, quando calculamos os Vieses Médios por estação. Os índices calculados nos 21 pontos referentes à localização das estações convencionais do INMET oscilaram entre -6 e 8 mm (figura 7.6).

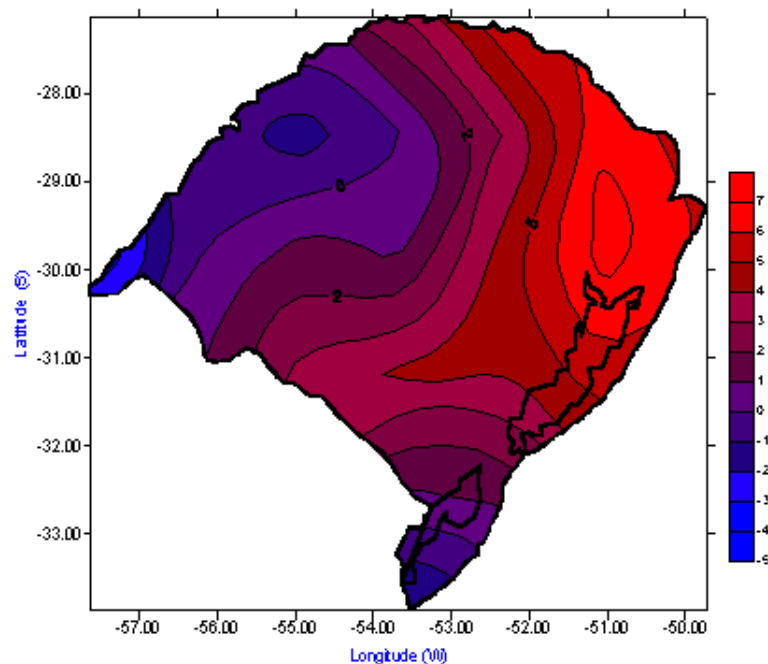


Figura 7.7 – ViésM da precipitação total mensal simulada, por estação. (Interpolação dos vieses médios de 21 pontos referentes à localização de algumas estações convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia).

7.3 – Conclusões Parciais.

Fez-se uma análise da eficiência da Parametrização Convectiva de Grell na geração de chuva para o mês de maio de 2005, no estado do Rio Grande do Sul.

Dois fatores observados nos casos I e II foram confirmados nesse período de 31 dias: A superestimação dos dados simulados de precipitação (total e convectiva) em relação aos valores observados e a maior influência da parametrização de convecção no particionamento da precipitação total simulada.

CAPÍTULO VIII

CONCLUSÕES

8.1 – Quanto ao comportamento da precipitação simulada.

Observa-se uma influência maior da Parametrização Convectiva de Grell no particionamento da precipitação em ambos experimentos. Inclusive omitiram-se os campos gerados pela Microfísica, para o caso II, por praticamente não contribuírem na precipitação total simulada.

Os resultados de ambos casos evidenciam a superioridade da Parametrização Convectiva de Grell na simulação da magnitude da precipitação, em relação aos dados observados pelas estações do INMET. No caso I o experimento SCGRELL, cuja característica peculiar é a escolha do esquema de Convecção de Grell, apresentou erros

quadráticos médios normalizados pelo Viés com valores que variaram de 0,72 a 9,2. Por sua vez, o experimento SCKUO, cuja característica peculiar é a escolha do esquema de Convecção de Kuo, apresentou erros entre 7,7 e 30,33.

No caso II, o experimento LIGRELLA simulou valores de precipitação total acumulada diárias mais realistas, com um erro quadrático médio normalizado pelo Viés de 0,26. O segundo a apresentar o menor índice foi o experimento LIGRELLB, com um EmqVM de 0,51.

Em ambos casos, os experimentos rodados com o esquema convectivo de Kuo representaram melhor o posicionamento da precipitação numa faixa de precipitação mais branda (abaixo de 10 mm/24h no caso II e no intervalo entre 20 e 50 mm/24h no caso I).

Salienta-se que o experimento LIKUOB simulou uma linha conceitualmente realista, quanto ao escoamento e às características observadas por Garstang et al. (1994), porém de propagação diferente do que foi observado, isto é, o experimento simulou uma Linha de Instabilidade que se desenvolve da costa para o continente.

8.2 – Quanto aos ambientes termodinâmico e dinâmico simulados.

Os experimentos que utilizam a Parametrização convectiva de Grell representaram melhor o ambiente termodinâmico observado pela radiossondagem (pré e pós-convectivo). Os experimentos SCGRELL e LIGRELL simularam índices termodinâmicos que denotam condições mais propícias à formação de células convectivas, em relação aos ambientes simulados pelos experimentos SCKUO e LIKUO.

Observa-se que a ausência de convergência de umidade foi o único fator inibidor da atuação da parametrização convectiva de Kuo, em ambos casos, já que o ambiente simulado pelos experimentos apresentava-se condicionalmente instável da superfície até 925 hPa.

Para o caso I, as condições dinâmicas favoráveis para a formação de células convectivas estão presentes na simulação SCGRELL, mostrando que o cisalhamento em baixos níveis e a convergência de umidade foram contribuintes no bom desempenho da

Parametrização Convectiva de Grell. A presença de um jato de baixos níveis, fenômeno importante na geração e manutenção dos processos convectivos, pode ser evidenciada na simulação SCGRELL, o que, sem dúvida, contribuiu na convecção simulada para a região nordeste do Rio Grande do Sul.

O alto valor da CAPE, valores de helicidade acima de $-150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e valores de DNRV entre 40 e $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, evidenciaram a possível existência de um tornado em Antônio Prado, às 18 TMG. Esse resultado reforça a contribuição da parametrização convectiva de Grell na aplicação do modelo regional de mesoescala na previsão de eventos severos ocorridos em território brasileiro.

8.3 – Quanto à característica da convecção.

Os processos de aquecimento / resfriamento e umedecimento / secagem convectivos apresentaram características condizentes com o mecanismo de convecção gerado pelas Parametrizações, nos experimentos com o esquema convectivo de Grell; evidencia-se o resfriamento / secagem do ambiente em baixos níveis, devido à atuação das correntes descendentes, e o aquecimento / secagem da média troposfera, indicando o quão intensa está a convecção. Salienta-se que o resfriamento / umedecimento na alta troposfera, devido o desentranhamento de água no topo da nuvem, foi mais intenso nos experimentos que utilizam o esquema convectivo de Kuo.

8.4 – Quanto aos testes de sensibilidade.

Na tentativa de tornar a simulação mais realista, uma bateria de testes foi realizada na parametrização convectiva de Grell da simulação SCGRELL. Os experimentos com índices 2000 e 5000 foram rodados para testar a sensibilidade da Parametrização de Grell ao entranhamento de massa, alterando-se o raio da nuvem para 2 e 5 km, respectivamente. Quanto menor o raio da nuvem, maior o entranhamento de massa.

Portanto, nos respectivos experimentos, aumentou-se a capacidade de mistura do ar ambiente com a nuvem, alterando a convecção. Já nos experimentos com índices CAP50 e CAP90, alterou-se a capacidade de uma parcela de ar subir até atingir o nível de livre

convecção, de 75 mb para 50 e 90 mb, respectivamente. Quanto maior for tal parâmetro, maior será a capacidade do modelo de simular a convecção.

Para o caso I, a Parametrização Convectiva de Grell tornou-se mais eficiente diminuindo o raio da nuvem e, conseqüentemente, aumentando o entranhamento de massa do sistema. No segundo caso, não houve melhora na eficiência da simulação de precipitação total acumulada no período estudado. O teste de sensibilidade que mais se aproximou do dado observado foi o LI5000. Portanto, no aspecto geral, pode-se obter uma boa eficiência da Parametrização convectiva de Grell, em relação à magnitude da precipitação diária acumulada, diminuindo-se o raio da nuvem, aumentando o entranhamento de massa no sistema. Como resultado, obtém-se uma convecção mais rasa.

Os experimentos cujo raio da nuvem foi alterado para 2 km apresentaram uma convecção mais suave (caso II) e mais rasa (caso I), do que os demais testes, apresentando perfis convectivos de aquecimento / secagem mais fracos.

8.5 – Quanto ao estudo da eficiência da Parametrização Convectiva de Grell para um mês chuvoso.

Fez-se uma análise da eficiência da Parametrização Convectiva de Grell na geração de chuva para o mês de maio de 2005.

Dois fatores observados nos casos I e II foram confirmados nesse período de 31 dias: A superestimação dos dados simulados de precipitação (total e convectiva) em relação aos valores observados e a maior influência da parametrização de convecção no particionamento da precipitação total simulada.

8.6 – Conclusões Finais.

Analizando-se os casos I e II, evidencia-se a superioridade da Parametrização Convectiva de Grell na simulação da magnitude da precipitação, em relação à Parametrização Convectiva de Kuo. Porém, como visto em ambos casos, e confirmado pelo estudo mensal apresentado no capítulo VII, a Parametrização Convectiva de Grell tende a superestimar o dado observado de precipitação acumulada.

Os experimentos cuja peculiaridade é o uso da Parametrização Convectiva de Grell, simularam com boa precisão as características termodinâmicas e dinâmicas do ambiente. Aspectos como a caracterização do ambiente propício à gênese de tempestades, a presença de movimento vertical significativo na região das tempestades e sua relação com a alta umidade, presente em toda camada de desenvolvimento da nuvem, foram devidamente simulados nesses experimentos. Tais resultados reforçam o uso da modelagem como uma estratégia adicional de prevenção de tempestades potencialmente severas.

Os experimentos que utilizam a parametrização convectiva de Kuo representaram melhor o posicionamento da precipitação numa faixa de precipitação mais branda (abaixo de 10 mm/24h no caso II e no intervalo entre 20 e 50 mm/24h no caso I).

Percebe-se, analisando o caso II, que os dados de inicialização do modelo tiveram um profundo impacto na simulação da Linha de Instabilidade. Os experimentos iniciados com os dados de Re-análise fornecidos pelo NCEP, cuja resolução é de 250 km, organizaram as bandas convectivas numa configuração mais parecida com o que foi observado. Todavia, os experimentos iniciados com o modelo T126L28 do CPTEC / INPE, cuja resolução é de 100 km, com ênfase na simulação LIKUOB, geraram núcleos convectivos em áreas onde não foi observada atividade convectiva. O experimento LIKUOA organizou os núcleos convectivos com bastante precisão, porém subestimou a chuva acumulada.

No aspecto geral, pode-se obter uma boa eficiência da Parametrização convectiva de Grell, em relação à magnitude da precipitação diária acumulada, diminuindo-se o raio da nuvem, e, conseqüentemente, aumentando o entranhamento de massa no sistema. Como resultado, obtém-se uma convecção mais rasa.

Finalmente, ressalta-se a importante influência do esquema convectivo na representação dos ambientes termodinâmico e dinâmico favoráveis à ocorrência de tempestades

convectivas potencialmente severas; na sua simulação e na representação da chuva associada.

Recomendam-se testes de sensibilidade num período maior, para analisar mais fielmente o efeito do entranhamento de massa na representação da chuva, para o esquema de Grell. Com os resultados dessa dissertação, pôde-se analisar algumas vantagens e desvantagens das parametrizações convectivas de Grell e de Kuo, aplicadas em dois casos distintos de convecção; e pôde-se verificar a eficácia da aplicação do modelo de mesoescala BRAMS na análise de ambientes favoráveis ao surgimento de tempestades severas, inclusive com potencial situação de tornado, usando a parametrização convectiva de Grell.

CAPÍTULO IX

BIBLIOGRAFIA

Almeida, M. B. **Aplicação de um Esquema de Ajuste Convectivo de Umidade em um Modelo Numérico Baroclínico**. Pelotas, 2001. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Faculdade de Meteorologia, UFPel, 2001.

Alonso M.F., e Saraiva J.M.B. Comparação entre as versões 4.4 e 5.02 do modelo regional atmosférico (RAMS) para a região sul do Brasil. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza. **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004.

Alonso M.F., e Saraiva J.M.B. Comparison Between The Simulations Of A Squall Line Occured In January 17 2005. In: International Symposium On Nowcasting And Very Short Range Forecasting (WSN05), Toulouse. **Anais do WSN05**, 2005.

Alonso M.F., Saraiva, J.M.B, e Freitas, S.R. Estudo da Confiabilidade das Simulações do RAMS Versão 5.02 (BRAMS) para Eventos Severos no Rio Grande do Sul. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza. **Anais do XIII congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004.

Arakawa, A., e W. H. Schubert. Interaction of a Cúmulus cloud ensemble with the large – scale environment. Part I. **J. Atmos. Sci.**, 31, 674 – 701, 1974.

Anthes, R. A. A cúmulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. **Mon. Wea. Rev.** 105, 270 – 286, 1977.

Betts, A. K. The scientific basis and objectives of the U.S. subprogram for the GATE. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 55, 304-313, 1974.

Betts A. K. e Miller J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and Arctic air-mass data sets. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, 112, 693 – 709, 1986.

Bougeault, P. A simple parameterization of the large-scale effects of cúmulus convection. **Mon. Wea. Rev.**, 113, 2108 – 2121, 1985.

Braga, R. H. M.; Cohen, J. C. P. Estudo de Casos de Linhas de Instabilidade no Leste da Amazônia. Caso 1: Linha de Instabilidade Marítima. In: XIII Congresso Brasileiro de

Meteorologia. Fortaleza – CE. **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004.

Braga, R. H. M.; Cohen, J. C. P. Estudo de Casos de Linhas de Instabilidade no Leste da Amazônia. Caso 2: Linha de Instabilidade Continental. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza – CE. **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004.

Campos, C.J. and Chong M. Sistema convectivo de mesoescala observado no dia 12 de dezembro de 1992 durante TOGA – COARE: Estrutura cinemática e transporte de quantidade de movimento. **Brazilian Journal of Geophysics**, vol 17, 176 – 185, 1999.

Chen C. and Cotton W. R. The physics of the marine stratocúmulus-capped mixed layer. **J Atmos Sci** 44, 2951–2977, 1987.

Cohen, J. C. P.; Gandu, A. W. Linha de instabilidade continental na Amazônia. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu (PR). **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2002.

Cotton R.W., e Anthes R.A. **Storm and Cloud Dynamics. International Geophysics Series**, v.44 - Academic Press. Inc. 1989.

Davies, J. M. and Johns, R. H. Some wind and instability parameters associated with strong and violent tornadoes. Part I: Wind shear and helicity. In: **The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards**. Amer. Geopys. Union Geophysical Monograph vol.79, p. 573 – 582, 1993.

Davies-Jones, R; Burgess, D. and Foster, M.D. Test of helicity as a tornado forecast parameter. In: Preprints, 16th Conf. Severe Local Storms, Kananaskis Park, Canadá, Amer. Met. Soc., p. 588-592, 1990.

Emanuel, K. A. **Atmospheric Convection**. Oxford University Press, 580 p. 1994.

Fraederich, K.. On the parameterization of cumulus convection by lateral mixing and compensating subsidence, Part I. **J. Atmos. Sci.**, 30, 408 – 413, 1973.

Fritsch, J. M. Cumulus dynamics: Local compensating subsidence and its implications for cumulus parameterization. **Pure Appl. Geophys.** 13, 851 – 867, 1975.

Frank, W.M., e C. Cohen. Simulation of tropical convective systems. Part I: A cumulus Parameterization. **J. Atmos. Sci.**, 44, 3787-3799, 1987.

Fritsch, J. M., e C. F. Chappell. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective Parameterization. **J. Atmos. Sci.** 37, 1734 – 1762, 1980.

Garstang, M.; Massie JR., H. L.; Halverson, J.; Greco, S.; Scala, J. Amazon coastal squall lines, part I: Structure and kinematics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 112, pp. 608-622, 1994.

Gevaerd, R. And Freitas, S.R. Determinação operacional da umidade do solo para assimilação em modelos de previsão numérica do tempo. In: XI Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP, São Carlos. **Anais do Simpósio**. 2003.

Grell, G. A., Y. H. Kuo e R. Pasch. Semiprognostic tests of cúmulus parameterization schemes in the middle latitudes. **Mon. Wea. Rev.**, 119: 5 – 31, 1991.

Grell, G. A. Prognostic Evaluation of Assumptions used by Cúmulus Parameterization. **Mon. Wea. Rev.**, 121, 1993.

Grell, G. A., and Dezso Devenyi. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, vol. 29, no. 14, 2002.

Hudson, H.R. On the relationship between horizontal moisture convergence and convective cloud formation. **J. Appl. Meteorol.** 10, 755 – 762, 1971.

Kain, J. S. E J. M. Fritsch. A one-dimensional entraining / detraining plume model and its application in convective parameterization. **J. Atmos. Sci.** 47, 2784 – 2802, 1990.

Keyser D. e Anthes R. A. The applicability of a mixed-layer model of the planetary boundary layer to real-data forecasting. **Mon. Wea. Rev.** 105, 1351 – 1371, 1977.

Klemp, J.B. e Lilly, D. K. Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. **J. Atmos. Sci.** 35, 78 – 107, 1975.

Klemp, J.B. e Wilhelmson, R. B. The simulation of three dimensional convective storms dynamics. **J. Atmos. Sci.** 35, 1070 – 1096, 1978.

Kreitzberg, C. W. e D. J. Perkey. Release of potential instability: Part I. A sequential plume model within a hydrostatic primitive equation model. **J. Atmos. Sci.** 33, 456 – 475, 1976.

Kuo, H. L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **J. Atmos. Sci.** 22, 40 – 63, 1965.

Kuo, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **J. Atmos. Sci.** 31, 1232 – 1240, 1974.

Kuo, Y. H. e R. A. Anthes. Semiprognostic tests of Kuo-type cumulus parameterization schemes in an extratropical convective system. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1498 – 1509, 1984.

Lewis, J.M. Variational subsynoptic analysis with applications to severe local storms. **Mon. Weather Rev.** 103, 764 – 778, 1971.

Landim, P.M.B. **Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de Mapas. Rio Claro.** UNESP, 20 p, 2000.

Lord, S. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment. Part III: Semi – prognostic test of the Arakawa – Schubert parameterization. **J. Atmos. Sci.**, 39, 88 – 103, 1982.

Longo, M., Dias, M.A.F.S., Moreira, D.S., e Matsuo P.T. Análise das Características Termodinâmicas das Rajadas Associadas a Sistemas Convectivos de Meso-Escala em Rondônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n.1, 103 – 112, 2002.

Maddox, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 61, 1374 – 1387, 1980.

Mahrer, Y. e Pielke, R.A. A numerical study of the airflow over irregular terrain. **Beitrage zur Physik der Atmosphere** 50: 98–113, 1977.

Malkus, J. e Rielh, H. On the dynamics and energy transformations in steady state hurricanes. **Tellus**, n. 17, 65p. 1960.

Manabe, S., J. Smagorinsky e R. F. Strickler. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. **Mon. Wea. Rev.**, 93, 769 – 798, 1965.

Mellor, G. L. e Yamada T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **J. atmos. Sci.** 31, 1791 – 1806, 1974.

Mellor, G. L. e Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems . **Rev. Geophys Space Phys.** 20, 851 - 875, 1982.

Menezes, W. F. **Tempestades Severas: um modelo para latitudes subtropicais**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, 1998.

Mesinger, F. e Arakawa, A. Numerical methods used in Atmospheric models, **GARP publ. Series**, n. 17, 65p. 1976.

Molinari, J. A method for calculating the effects of deep cúmulus convection in numerical models. **Mon. Weather. Rev** 11, 1527 – 1534, 1982.

Molinari, J. e Corsetti, T. Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cúmulus parametrization: Results of one- and three-dimensional integrations. **Mon. Wea. Rev.** 113, 485 – 501, 1985.

Nascimento E.L. Previsão de Tempestades Severas Utilizando-se Parâmetros Convectivos e Modelos de Mesoescala: Uma estratégia Operacional Adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n. 1, 113 – 122, 2005.

Nechet D. Ocorrência de tornados no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia** v.26, n. 2, 29 – 39, 2002.

Orlanski, L. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. **J. Comput. Phys.** 21, 251 – 269, 1976.

Pielke, R. A. A three-dimensional Numerical Model of Sea Breezes Over South Florida. **Mon. Wea. Rev.** 102. 115 – 139, 1974.

Pielke, R. A. e Maher, Y. Verification analysis of the University of Virginia three-dimensional model prediction over South Florida for 1 July 1973. **Mon. Wea. Rev.** 106, 1568 – 1589, 1978.

Rocha, R. P. **Impacto de Parametrizações de Convecção em Ciclogênese sobre o Oceano**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – INPE, 2000.

Saraiva J.M.B, Campos C.R.J. e Saldanha R. Previsão e monitoramento do tempo para a área de cobertura da CEEE utilizando o modelo RAMS. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, vol. 27, 2003.

Sasaki, Y. e Lewis, J.M. Numerical variational objective analysis of the planetary boundary layer in conjunction with squall line formation. **J. Meteorol. Soc. Jpn.** 48, 381 – 271, 1970.

Schubert, W. H. Cúmulus Parameterization theory in terms of feedback and control. **Atmos. Sci. Pap.** No. 226, Colorado State University, 19 pp, 1974.

Souza, E. P. **Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica.** Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de São Paulo, 1999.

Squires, P. e Turner J.S. Na entrainig jet model for cúmulus-nimbus updraughts. **Tellus** v. 14, n. 4, 1962.

Teixeira M.S. e Satyamurt, P. Episódios de Chuvas Intensas na Região Sul do Brasil. Parte I: Configurações Sinópticas Associadas. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza. **Anais do XIII congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004.

Tremback, C. J. **Numerical Simulation of a Mesoscale Convective Complex: Model development and numeriacle results.** Ph. D. Dissertation, Atmos. Sci. Paper n.465, Colorado State University, 247 pp, 1990.

Tripoli, G. J., Cotton, W. R. The Colorado University Three-Dimensional cloud / Mesoscale Model Part I: General Theoretical Framework and Sensitivity Experiments. **J. de Rech. Atmos.**, 16, 185 – 220, 1982.

Turner J. S. The motion of buoyant elements in turbulent surroundings. **J. Fluid Mech.** 16, 1 – 6, 1963.

Yanai, M.; Esbensen, S. e Chu, J. H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large scale heat and moisture budgets. **J. Atmos. Sci.** 30, 611 – 627, 1973.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)