

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**  
**INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**  
**DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**RICARDO HALLAK**

**Simulações numéricas de tempestades severas na RMSP**

**São Paulo**

**2007**

**RICARDO HALLAK**

**Simulações numéricas de tempestades severas na RMSP**

Tese de Doutorado apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia  
Orientador: Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho  
Co-orientador: Prof. Dr. Adilson Wagner Gandu

**São Paulo**

**2007**

*À minha família.*

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho, pelas intervenções científicas e pelo contínuo interesse, disponibilidade, incentivo, amizade e confiança em mim depositada na realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Adilson Wagner Gandu, pelas importantes discussões da dinâmica e da termodinâmica atmosféricas.

Aos meus pais, Alberto e Nazima Hallak, pela compreensão e suporte à minha formação acadêmica.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela concessão da bolsa de doutorado, pelo apoio financeiro para a realização desta pesquisa e pelo indispensável, rígido e coerente acompanhamento de meu desenvolvimento acadêmico.

À Universidade de Oklahoma (Norman - EUA), pela cessão do código do modelo numérico regional da atmosfera Advanced Regional Prediction System (ARPS) e ao amigo Dr. Reinaldo Haas, cujas dicas sobre o uso do ARPS foram importantes nas primeiras fases da pesquisa.

Ao Laboratório MASTER, à CETESB e à FCTH/USP pela cessão dos arquivos de dados utilizados neste trabalho.

À equipe de secretárias do DCA e às funcionárias da Biblioteca do IAG, sempre simpáticas, disponíveis e eficientes. À equipe amiga da Seção de Informática do DCA, cujo trabalho e conhecimento nos auxiliam a transformar idéias em realidade.

A todos os colegas da Pós-Graduação e da Graduação do Departamento de Ciências Atmosféricas, pela amizade, companheirismo acadêmico e agradável convívio social.

Aos amigos Dr. Jorge Alberto Martins, sua esposa Dra. Leila D. Martins e seu filho Tales, ao Prof. Dr. Edmilson Dias de Freitas e aos companheiros Wando Celso Maugeri Amorim e sua esposa Ana Lúcia Del Vecchio, pelas reuniões científico-culturais que tivemos durante todo nosso período de convivência acadêmica.

*“As tempestades são lindas e majestosas. Estética e ciência se fundem como tempestades para proporcionar inesgotável fascinação e prazer àqueles que as estudam.”*

Roland B. Stull

## RESUMO

HALLAK, RICARDO. **Simulações numéricas de tempestades severas na RMSP**. 2007. 219 f. Tese (Doutorado) – Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2007.

Tempestades severas ocorrem na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) principalmente nos meses quentes e úmidos do ano. Nesta tese, os mecanismos de disparo da convecção profunda são estudados por meio de análises observacionais e simulações numéricas com o Advanced Regional Prediction System (ARPS). A metodologia proposta compreende o uso da parametrização microfísica fria na simulação dos processos físicos que levam à formação de nuvens cumulonimbus, sem o uso da parametrização de cúmulos nas grades de altíssima resolução espacial. Nos eventos estudados, as primeiras células de precipitação observadas e simuladas surgiram em razão da interação entre o escoamento atmosférico na camada limite planetária e a topografia local. As células secundárias foram geralmente mais intensas, uma vez que elas surgiram após o aquecimento diabático adicional. O mecanismo de disparo das células secundárias foi a corrente ascendente induzida pela propagação horizontal das frentes de rajada em baixos níveis da atmosfera das correntes descendentes das células primárias. As frentes de rajada tiveram velocidade de propagação horizontal típica de  $6 \text{ m s}^{-1}$ . No evento de 02 de fevereiro de 2004, células convectivas profundas foram simuladas com alto grau de realismo no domínio da grade de 3 km de resolução espacial. Observou-se que, neste caso, a frente de brisa marítima pôde atuar como guia de ondas para a colisão entre duas frentes de rajada. A propagação da frente de brisa marítima para o interior do continente ocorreu em conjunção a um forte gradiente de vapor d'água nos níveis mais baixos da troposfera. As células convectivas profundas secundárias surgiram e se desenvolveram exatamente nesta zona de interface, a qual representa o contraste entre as diferentes massas de ar marítima e continental. No evento de 04 de fevereiro de 2004, na grade de 1 km de resolução, a análise objetiva com as medidas das estações de superfície na RMSP correspondente às 1800 UTC indicou a presença de uma ilha de calor urbana com até  $4 \text{ }^\circ\text{C}$  de aquecimento diferencial entre a Capital e vizinhanças. O principal efeito da assimilação destas medidas foi a redução do NCL em até 80 hPa, o que favoreceu o disparo da convecção naquela área.

Palavras-chave: Tempestades, Frentes de Rajada, Frentes de Brisa, Modelagem Numérica, Dinâmica e Termodinâmica da Atmosfera, Microfísica de Nuvens.

## ABSTRACT

HALLAK, RICARDO. **Numerical simulations of severe thunderstorms in the MASP.** 2007. 219 f. Thesis (Ph. D.) – Department of Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo. 2007.

Severe thunderstorms occur in the Metropolitan Area of São Paulo (MASP) mainly in the warm and wet months of the year. In this work, the triggering mechanisms of deep convection are studied through observed data and numerical simulations with the Advanced Regional Prediction System (ARPS). The proposed methodology focuses in the use of microphysics parameterization of cold clouds to simulate physical process linked to the life cycle of thunderstorms. The cumulus cloud parameterization isn't used in high resolution numerical grids. In the real case studies, both observed and simulated, early convective cells were born as a consequence of the interaction between the planetary boundary layer atmospheric flow and the local topography. The secondary convective cells were generally strongest, once they were born after additional surface diabatic heating. The triggering mechanism of these secondary cells was the updraft induced by gust fronts generated by downdrafts of primary cells. The gust fronts had a typical horizontal propagation velocity of  $6 \text{ m s}^{-1}$ . In the February 02 2004 event, deep convective cells were simulated with high degree of realism with a 3 km resolution grid. It was observed that, in this case, the sea breeze front could act as a wave guide to the collision between two different gust fronts. In addition, the sea breeze front propagated to the continental area together with a strong low level water vapor gradient. The secondary deep convective cells arose and developed exactly on this interface zone, which represents the contrast between the oceanic and continental air masses. The interface zone was marked by a water vapor mixing rate of  $14 \text{ g kg}^{-1}$ . In the February 04 2004 event, the objective analysis, made with some MAPS surface stations measurements at 1800 UTC in the 1 km resolution grid, indicates the presence of an urban heat island showing up to  $4 \text{ }^{\circ}\text{C}$  of differential heating between São Paulo city and its neighboring area. The main effect in assimilating these surface measurements was the lowering of the lift condensation level up to 80 hPa, which favored the triggering of convection in that area.

Key Words: Thunderstorms, Gust Fronts, Sea Breeze Fronts, Numerical Modeling, Atmospheric Dynamics, Atmospheric Thermodynamics, Cloud Microphysics.

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>IV</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>VI</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>VII</b>
<b>SUMÁRIO.....</b>	<b>VIII</b>
<b>LISTA DE SIGLAS.....</b>	<b>XII</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>XIV</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>XV</b>
<b>1 - Introdução .....</b>	<b>1</b>
1.1 As tempestades e a Região Metropolitana de São Paulo.....	1
1.2 A identificação de um conjunto de eventos severos na RMSP .....	5
1.3 Objetivos da tese.....	8
1.4 Estrutura da tese.....	9
<b>2 - Revisão bibliográfica .....</b>	<b>10</b>
2.1 As escalas espaço-temporais dos sistemas meteorológicos segundo Orlanski.....	10
2.2 Sistemas meteorológicos associados a tempestades severas na RMSP.....	10
2.3 Estudos observacionais e numéricos de tempestades no Brasil.....	12
2.4 Mecanismos de disparo de células convectivas severas .....	15
2.4.1 Classificação dos mecanismos de disparo de tempestades .....	16
2.4.2 A dinâmica interna das tempestades .....	18
2.5 Assimilação de dados na condição inicial de um modelo numérico .....	20
2.6 Previsão numérica determinística e por conjuntos .....	23
<b>3 - Dados e metodologia .....</b>	<b>26</b>
3.1 Dados .....	26
3.1.1 Medições das redes de superfície SYNOP, METAR e CETESB .....	26
3.1.2 Radiossondagens da atmosfera.....	27



3.1.3	Radar meteorológico de São Paulo .....	27
3.1.4	Imagens GOES-12 no canal infravermelho.....	28
3.1.5	Análises do modelo global GFS .....	30
3.2	O Sistema ARPS.....	30
3.2.1	Variáveis simuladas e pós-processadas .....	32
3.3	O ADAS (ARPS Data Assimilation System).....	33
3.4	A assimilação de variáveis meteorológicas .....	35
3.5	Os experimentos numéricos.....	35
3.5.1	Aninhamento e experimentos controle.....	36
3.6	Simulações e processamento paralelo .....	38
<b>4 -</b>	<b>Resultados.....</b>	<b>40</b>
4.1	Simulação numérica do ciclo de vida de uma célula convectiva profunda .....	40
4.2	O evento de 02 de fevereiro de 2004 .....	48
4.2.1	Análise sinótica do dia 02 de fevereiro de 2004 .....	48
4.2.1.1	Imagens do satélite GOES-12 .....	48
4.2.1.2	Análises do modelo de circulação global da atmosfera GFS.....	51
4.2.1.3	Radiossondagens realizadas no Aeroporto de Campo de Marte .....	54
4.2.1.4	Análise das imagens GOES-12 e taxa de precipitação do radar de São Paulo .....	57
4.2.2	Simulações numéricas do evento de 02 de fevereiro de 2004.....	58
4.2.2.1	Precipitação e vento na grade de 27 km.....	58
4.2.2.2	Resultados da grade de 9 km.....	60
4.2.2.3	Resultados da grade de 3 km.....	62
4.2.2.3.1	Testes de sensibilidade: parametrização de cúmulos Kain-Fritsch.....	63
4.2.2.3.2	Dinâmica do movimento interno de uma célula convectiva .....	63
4.2.2.3.3	Iniciação da convecção em 02 de fevereiro de 2004.....	73
4.2.2.3.4	Frentes de brisa e de rajadas nos campos simulados.....	74

4.2.2.4	Campos derivados das simulações numéricas.....	79
4.2.2.5	Propagação horizontal das células convectivas simuladas.....	85
4.2.2.6	Convecção profunda e frente de brisa.....	93
4.2.2.7	Perfil termodinâmico simulado .....	95
4.3	Evento de 04 de fevereiro de 2004 .....	97
4.3.1	Análise sinótica do dia 04 de fevereiro de 2004 .....	97
4.3.2	Análise da precipitação acumulada estimada pelo radar de São Paulo .....	103
4.3.3	Resultados das simulações numéricas .....	105
4.3.3.1	Resultados da grade de 27 km de resolução.....	106
4.3.3.2	Resultados das simulações com a grade de 9 km e assimilações ADAS... ..	107
4.3.3.3	Parametrização de cúmulos e assimilação de dados .....	111
4.3.3.4	Simulações na grade de 1 km.....	113
4.3.3.4.1	Resultados do experimento 1AD2.....	115
4.3.3.4.2	Análise 3D de células convectiva no experimento 1AD2.....	117
4.3.3.4.3	Movimento vertical no experimento 1AD2 .....	120
4.3.3.4.4	Experimento com medidas de superfície fictícias.....	122
<b>5 -</b>	<b>Conclusões e sugestões para trabalhos futuros.....</b>	<b>125</b>
5.1	Conclusões.....	125
5.1.1	O evento de 02 de fevereiro de 2004.....	125
5.1.2	O evento de 04 de fevereiro de 2004.....	128
5.2	Sugestões para trabalhos futuros .....	130
<b>6 -</b>	<b>Referências bibliográficas .....</b>	<b>132</b>
<b>APÊNDICE A: Equações primitivas e microfísica de LIN no ARPS .....</b>		<b>140</b>
A-1	Equações primitivas no ARPS .....	140
A-2	Microfísica de chuva quente no ARPS .....	147
A-3	Microfísica de nuvens frias no ARPS .....	153
<b>APÊNDICE B: Características de superfície do modelo ARPS .....</b>		<b>160</b>

B-1 Topografia .....	160
B-2 Tipo de vegetação.....	161
B-3 Tipo de solo .....	162
B-4 Índice de área foliar .....	164
B-5 Rugosidade .....	165
B-6 Fração de vegetação .....	166
B-7 NDVI.....	167
<b>APÊNDICE C: Testes de sensibilidade com o ARPS .....</b>	<b>169</b>
C-1 Parametrização de Kain-Fritsch na grade de 3km (02 de fevereiro de 2004) .....	169
C-2 Assimilação de dados na grade de 9 km (04 de fevereiro de 2004) .....	174
C-3 Parametrização de Kain-Fritsch na grade de 3 km (04 de fevereiro de 2004) .....	180
C-4 Assimilação de dados na grade de 3 km (04 de fevereiro de 2004) .....	186

## LISTA DE SIGLAS

**3D:** Tridimensional

**ADAS:** ARPS Data Assimilation System (Sistema de Assimilação de Dados do ARPS)

**ARPS:** Advanced Regional Prediction System (Sistema de Previsão Regional Avançado)

**BAT:** Bacia do Alto Tietê

**BRN:** Bulk Richardson Number (Número de Richardson Global)

**°C:** Graus Celsius

**CAPE:** Convective Available Potential Energy (Energia Potencial Convectiva Disponível)

**CAPPI:** Constant Altitude Plan Position Indicator (Indicador de Posição do Plano de Altitude Constante)

**Cb:** Cumulonimbus

**CETESB:** Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental

**CINI:** Convective Inhibition (Inibição de Convecção)

**CLP:** Camada limite planetária

**CPTEC:** Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

**DAEE:** Departamento de Águas e Energia Elétrica

**DCA:** Departamento de Ciências Atmosféricas

**EUA:** Estados Unidos da América

**FAPESP:** Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo

**Fig.:** Figura

**Figs.:** Figuras

**GFS:** The Global Forecast System (Sistema de Previsão Global)

**GOES:** Geostationary Operational Environmental Satellite (Satélite Ambiental Operacional Geostacionário)

**GPS:** Global Positioning System (Sistema de Posicionamento Global)

**GrADS:** The Grid Analysis and Display System (Sistema de Análise e Exibição em Grade)

**g:** gramas

**hPa:** Hectopascal

**HS:** Hemisfério Sul

**IAG:** Instituto Astronômico e Geofísico

**INPE:** Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

**J:** Joules

**K:** Kelvin

**kg:** Quilogramas

**LAPS:** Local Analysis and Prediction System (Sistema de Previsão e Análise Local)

**m:** Metros

**mgp:** Metros geopotenciais

**NCEP:** National Centers for Environmental Prediction (Centros Nacionais para Previsão Ambiental)

**NCL:** Nível de Condensação por Levantamento

**NNW:** Norte-noroeste

**NPE:** Nível de Perda de Empuxo

**NRG:** Número de Richardson Global

**Pa:** Pascal

**PCD:** Plataforma de Coleta de dados

**RMSP:** Região Metropolitana de São Paulo

**s:** Segundos

**SIHESP:** Sistema Integrado Hidrometeorológico do Estado de São Paulo

**SE:** Sudeste

**SSE:** Sul-sudeste

**T:** Temperatura do ar

**Td:** Temperatura do ponto de orvalho

**TOVS:** Tiros Operational Vertical Sounder (Sondador Vertical Operacional Tiros)

**USGS:** United States Geological Survey

**USP:** Universidade de São Paulo

**UTC:** Universal Time Coordinated (Tempo Coordenado Universal)

**VAS:** VISSR Atmospheric Sounder

**VISSR:** Visible and Infrared Spin Scan Radiometer

## LISTA DE TABELAS

<i>Tabela 1 - Variáveis atmosféricas explicitamente simuladas pelo ARPS.....</i>	<i>32</i>
<i>Tabela 2 - Variáveis derivadas no pós-processamento.....</i>	<i>33</i>
<i>Tabela 3 – Características gerais dos experimentos controle com o modelo ARPS.....</i>	<i>38</i>
<i>Tabela 4 - Características físicas e computacionais da simulação de célula profunda .....</i>	<i>42</i>
<i>Tabela 5 - Experimentos de sensibilidade à assimilação de dados na grade de 9 km.....</i>	<i>107</i>
<i>Tabela 6 - Experimentos de sensibilidade à parametrização de KF na grade de 3 km.....</i>	<i>111</i>
<i>Tabela 7 - Experimentos de sensibilidade à assimilação de dados na grade de 3 km.....</i>	<i>112</i>
<i>Tabela 8 - Experimentos de sensibilidade à assimilação de dados na grade de 1 km.....</i>	<i>113</i>
<i>Tabela A1 – Definição dos símbolos usados na parametrização microfísica de Lin.....</i>	<i>156</i>
<i>Tabela B1 - Tipo de vegetação para o modelo ARPS .....</i>	<i>162</i>
<i>Tabela B2 - Tipo de solo para o modelo ARPS.....</i>	<i>164</i>
<i>Tabela C1 Experimentos de sensibilidade com Kain-Fritsch na grade de 3 km.....</i>	<i>169</i>

## LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1.1: Mapa geopolítico da Região Metropolitana de São Paulo (área delimitada) e seus respectivos 39 municípios componentes. Em destaque, a cidade de São Paulo. Fonte: <http://www.emsampa.com.br>..... 3
- Fig. 1.2: Mapa do Estado de São Paulo e suas 21 bacias hidrográficas. A região metropolitana de São Paulo está inserida na Bacia do Alto Tietê, na faixa leste do Estado. Fonte: [http://mapas.znc.com.br/sos\\_bacias\\_sp/index.html](http://mapas.znc.com.br/sos_bacias_sp/index.html) ..... 4
- Fig. 1.3: Fotografias aéreas da tarde do dia 04 de fevereiro de 2004. (a) Córrego do Aricanduva (Zona Leste de São Paulo). (b) Transtornos sociais na Zona Leste de São Paulo. Fonte: edições online dos jornais *O Estado de São Paulo* e *Folha de São Paulo* de 04 de fevereiro de 2004. .... 4
- Fig. 1.4: Fotografias aéreas da tarde do dia 12 de fevereiro de 2004. (a) Zona Norte de São Paulo. (b) Pirituba (Zona Sul de São Paulo). Fonte: edições online dos jornais *O Estado de São Paulo* e *Folha de São Paulo* de 12 de fevereiro de 2004. .... 5
- Fig. 1.5: Foto do acervo da Polícia Militar do estado de São Paulo retratando inundação em rua da cidade de São Paulo no ano de 1929. Fonte: <http://www.emsampa.com.br>..... 5
- Fig. 1.6: Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho para (a) 01 de fevereiro de 2003 às 2209 UTC, (b) 02 de fevereiro de 2004 às 1939 UTC, (c) 04 de fevereiro de 2004 às 2045 UTC, (d) 12 de fevereiro de 2004 às 2010 UTC, (e) 27 de novembro de 2004 às 2309 UTC, (f) 25 de fevereiro de 2005 às 1909 UTC, (g) 04 de abril de 2005 às 0339 UTC e (h) 08 de abril de 2005 às 2209 UTC. Estão indicados os contornos geopolíticos. .... 7
- 
- Fig. 2.1: Organograma dos sistemas meteorológicos associados à convecção na BAT..... 12
- Fig. 2.2: Distribuição espacial de chuva acumulada estimada com o radar meteorológico de São Paulo, para 18 eventos de enchentes associados com brisa marítima e ilha de calor na Região Metropolitana de São Paulo. Escala de cores indica total de chuva (mm). Circunferência indica o raio de abrangência do radar meteorológico (de 240 km). Latitudes e longitudes estão também indicadas. De Pereira Filho et al. (2004). .... 14
- Fig. 2.3: Organograma dos mecanismos de disparo de tempestades severas convectivas. Adaptado de Johnson e Mapes (2001). .... 16
- Fig. 2.4: Ilustração de um ambiente dinâmico no plano horizontal a 0.5 km de altura de (a) duas frentes de rajada originadas de células convectivas precipitantes separadas por aproximadamente 40 km que se movem uma de encontro à outra. As frentes de rajada estão indicadas pelas linhas sólidas espessas com barbelas e as regiões de movimento vertical ascendente estão sombreadas. A área A é mostrada pelo retângulo e as setas menores indicam correntes de ar horizontais deixando a área A enquanto as frentes de rajada se aproximam uma da outra. (b) As frentes de rajada estão agora separadas por aproximadamente 10 km. As regiões de máxima convergência horizontal causadas pelo rápido escoamento do ar para fora da área A devido à continuidade de massa são indicadas. Adaptado de Droegemeier e Wilhelmson (1985a) ..... 17
- Fig. 2.5: Ilustração do estágio inicial da conversão de vorticidade horizontal ambiente contida num escoamento com cisalhamento de oeste, para vorticidade vertical num cumulonimbus. A vorticidade horizontal

ambiente é indicada pelas setas planas circulares alinhadas na direção norte-sul fora da nuvem. As setas tridimensionais pontilhadas representam as forçantes, que promovem novos movimentos verticais ascendentes e descendentes. As setas cilíndricas indicam os escoamentos de ar no interior da nuvem. As linhas pretas sólidas representam as linhas de vórtice com o sentido de rotação dado pelas setas circulares planas. A região verticalmente listrada no interior do Cb indica área de precipitação, onde também há movimento vertical descendente. No eixo vertical à esquerda está representado o perfil vertical do escoamento horizontal. Adaptado de Johnson e Mapes (2001)..... 19

Fig. 2.6: Similar à Fig. 2.5, mas para o estágio de divisão em função de efeitos não lineares. O símbolo frontal na superfície marca a fronteira do ar frio espalhando-se por debaixo da tempestade. As setas cilíndricas pontilhadas indicam a localização do fluxo do ar quando as correntes ascendentes ficam nos flancos da tempestade. Adaptado de Johnson e Mapes (2001). ..... 20

Fig. 3.1: Área de abrangência do radar meteorológico de São Paulo. Ao centro, o x marca a posição geográfica do radar. O círculo, com 240 km de raio, indica os limites da área de abrangência. A RMSP é mostrada ao oeste da posição do radar. Fonte da imagem de satélite: Google Earth. .... 28

Fig. 3.2: Imagens GOES-12 no canal infravermelho de alta resolução espacial mostrando (a) o estabelecimento de ilha de calor urbana da RMSP em 10 de outubro de 2006 às 1445 UTC e (b) o desenvolvimento conseqüente de uma célula convectiva na RMSP às 1909 UTC. Escala de cores indica temperatura. .... 29

Fig. 3.3: Mapa topográfico da área de estudo com os domínios das 4 grades das simulações. As resoluções horizontais estão indicadas. A escala de cores indica a altitude (m) da grade de 27 km. Contornos geopolíticos estão indicados..... 37

Fig. 3.4: Tempo de processamento (minutos) de uma simulação com o sistema ARPS integrada por 12 horas com 1, 2 e 4 processadores. .... 39

Fig. 4.1: Diagrama termodinâmico SkewT-LogP da sondagem de 20 de maio de 1977 [Oklahoma (EUA)]. Linha contínua preta à esquerda corresponde ao perfil de Td e, à direita, T. Linha tracejada verde corresponde à curva seguida por uma parcela de ar elevada a partir de seu nível de condensação por levantamento. O perfil vertical do vento é nulo. .... 41

Fig. 4.2: Cortes verticais dos campos de razão de mistura de água de nuvem ( $g.kg^{-1}$ ), cristais de gelo ( $g.kg^{-1}$ ) e resultante vetorial dos componentes zonal e vertical do vento ( $m.s^{-1}$ ) em (a)  $t = 11$  min; (b)  $t = 21$  min; (c)  $t = 29$  min; (d)  $t = 34$  min; (e)  $t = 44$  min; (f)  $t = 83$  min de simulação. Estão indicadas altitudes e longitudes. A magnitude de referência do vetor vento está indicada na parte inferior direita das figuras ( $m.s^{-1}$ ). As barras de cores indicam valores de razão de mistura ( $g.kg^{-1}$ ). Estão indicadas as altitudes das isotermas de  $0^{\circ}C$  (linha vermelha) e  $-40^{\circ}C$  (linha azul). .... 44

Fig. 4.3: Modelo conceitual do efeito do cisalhamento vertical de baixos níveis na regeneração de células convectivas. (a) Sem cisalhamento, as frentes de rajada movem-se para longe da tempestade. (b) Com cisalhamento, existe uma situação ótima para sistemas de longa duração. As linhas espessas dentadas representam frentes de rajada. As setas pequenas indicam sentido e magnitude relativa do vento ambiente. As



<i>setas coloridas duplas representam as correntes ascendentes e descendentes da célula convectiva. Adaptada de Rotunno et al. (1988).</i> .....	45
Fig. 4.4: (a) Razão de mistura de água de nuvem ( $\text{g kg}^{-1}$ ) e (b) razão de mistura de cristais de gelo ( $\text{g kg}^{-1}$ ) aos 30 minutos de simulação. Estão indicadas altitudes e longitudes. As barras de cores indicam valores de razão de mistura ( $\text{g.kg}^{-1}$ ). Estão indicadas as altitudes das isothermas de $0^\circ\text{C}$ (linha vermelha) e $-40^\circ\text{C}$ (linha azul). .....	45
Fig. 4.5: Razão de mistura de granizo ( $\text{g kg}^{-1}$ ) aos (a) 26 minutos [início da produção de granizo], (b) 30 minutos, (c) 35 minutos [momento em que o granizo atinge a superfície] e (d) 55 minutos de simulação [momento em que o granizo deixa de atingir a superfície]. Estão indicadas altitudes e longitudes. As barras de cores indicam valores de razão de mistura ( $\text{g.kg}^{-1}$ ). Estão indicadas as altitudes das isothermas de $0^\circ\text{C}$ (linha vermelha) e $-40^\circ\text{C}$ (linha azul). .....	46
Fig. 4.6: Razão de mistura de água de chuva ( $\text{g kg}^{-1}$ ) aos (a) 33 minutos de simulação e (b) 45 minutos de simulação, horário de máxima taxa de precipitação à superfície. Estão indicadas altitudes e longitudes. As barras de cores indicam valores de razão de mistura ( $\text{g.kg}^{-1}$ ). Estão indicadas as altitudes das isothermas de $0^\circ\text{C}$ (linha vermelha) e $-40^\circ\text{C}$ (linha azul). .....	46
Fig. 4.7: Imagens de baixa resolução espacial do satélite GOES-12 no canal infravermelho em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 0009 UTC, (b) 1809 UTC, (c) 1939 UTC e (d) 2139 UTC. Fonte: Cptec/Inpe. ....	49
Fig. 4.8: Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho em alta resolução espacial ( $4\text{ km} \times 4\text{ km}$ ) em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1539 UTC, (b) 1709 UTC, (c) 1909 UTC, (d) 1939 UTC, (e) 2009 UTC e (f) 2039 UTC. Os círculos vermelhos destacam a região de formação de ilha de calor na RMSP. Estão indicados contornos geopolíticos dos Estados. Cores escuras estão associadas a temperaturas mais altas. Cores claras estão associadas a topos de nuvens altas. Fonte: Laboratório Master/DCA/IAG/USP. ....	50
Fig. 4.9: Campos de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) das análises do modelo GFS em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas é de 1 hPa. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Gradientes de pressão mais intensos a oeste se devem à presença da Cordilheira dos Andes. Cores quentes indicam valores mais altos. ....	51
Fig. 4.10: Campos de movimento vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) [sombreado] e altura geopotencial (m) [contornos] das análises do modelo GFS no nível isobárico de 700 hPa em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 20 m. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de movimento vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos .....	52
Fig. 4.11: Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e divergência do fluxo de umidade ( $10^{-7}\text{ g kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$ ) no nível de 1000 hPa às (a) 1200 UTC e (c) 1800 UTC. Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e divergência de massa ( $10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ) no nível de 200 hPa às (b) 1200 UTC e (d) 1800 UTC. Análises GFS para 02 de fevereiro de 2004. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de divergência do fluxo de umidade ( $10^{-7}\text{ g kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$ ) em (a) e (c) e divergência de massa ( $10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ) em (b) e (d). Os vetores padrão estão indicados no canto inferior esquerdo das figuras. ....	53
Fig. 4.12: Campos de CAPE ( $\text{J kg}^{-1}$ ) das análises do modelo GFS em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC no nível de 1000 hPa. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados ( $\text{J kg}^{-1}$ ). .....	54

- Fig. 4.13: Evolução temporal do perfil vertical da temperatura potencial equivalente (K) obtida com as radiossondagens do Aeroporto de Campo de Marte para o período de 1200 UTC de 26 de janeiro de 2004 a 1200 UTC de 05 de fevereiro de 2004. A resolução temporal entre as sondagens é de 12 horas. A barra de cores indica a escala dos valores sombreados (K). As setas azul e verde indicam o horário das 0000 UTC do dia 02 e do dia 04 de fevereiro de 2004, respectivamente. .... 55
- Fig. 4.14: Diagrama termodinâmico SkewT-LogP da sondagem realizada no aeródromo de Campo de Marte (na cidade de São Paulo) às 1200 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Curva tracejada preta:  $T_d$  (°C); curva contínua preta:  $T$  (°C); curva contínua azul clara corresponde à ascensão de uma parcela de ar levantada a partir do primeiro nível da sondagem. Bandeirolas azuis escuras: 1/2 barbela,  $2.5 \text{ m s}^{-1}$ ; barbela inteira,  $5 \text{ m s}^{-1}$ . Em destaque, a posição geográfica do aeródromo no Centro da capital de São Paulo. .... 56
- Fig. 4.15: Diagrama termodinâmico SkewT-LogP da sondagem realizada no aeródromo de Campo de Marte (na cidade de São Paulo) às (a) 0000 UTC de 02 de fevereiro de 2004 e (b) 0000 UTC de 03 de fevereiro de 2004. Curva tracejada preta:  $T_d$  (°C); curva contínua preta:  $T$  (°C); curva contínua azul clara corresponde à ascensão de uma parcela de ar levantada a partir do primeiro nível da sondagem. Bandeirolas azuis escuras: 1/2 barbela,  $2.5 \text{ m s}^{-1}$ ; barbela inteira,  $5 \text{ m s}^{-1}$ . .... 57
- Fig. 4.16: Composição dos campos de temperatura de brilho (tons de cinza) da imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho das 1945 UTC e CAPPI de 3 km (colorido) do radar de São Paulo às 1946 UTC convertido em taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ) para 02 de fevereiro de 2004. A circunferência indica a área de abrangência do radar meteorológico. A barra de cores indica a escala dos valores sombreados de taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ). O círculo interno indica a área de abrangência do radar. .... 58
- Fig. 4.17: Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) da parametrização de cúmulos da simulação 27CTL para (a) 1730 UTC, (b) 1800 UTC, (c) 1830 UTC, (d) 1900 UTC, (e) 1930 UTC e (f) 2000 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Os vetores estão plotados a cada 3 pontos de grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Vetores padrão estão indicados no canto inferior direito das figuras. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ). .... 59
- Fig. 4.18: Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) da parametrização de cúmulos da simulação 27CTL para (a) 1200 UTC, (b) 1500 UTC, (c) 1700 UTC, (d) 1800 UTC, (e) 1900 UTC, (f) 1930 UTC, (g) 2000 UTC e (h) 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Os vetores estão plotados a cada 3 pontos de grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Vetores padrão estão indicados no canto inferior direito das figuras. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ). .... 61
- Fig. 4.19: Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) proveniente da parametrização de microfísica de Lin no experimento 3CTL (experimento controle) às 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004 (a) e do radar meteorológico de São Paulo às 2000 UTC (b), 2030 UTC (c) e 2100 UTC (d) do mesmo dia. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. Barras de cores indicam valores sombreados de precipitação acumulada em 1 hora (mm) e estão fixas entre 0 e  $50 \text{ mm h}^{-1}$ . .... 64
- Fig. 4.20: Campo de nebulosidade horizontal obtido pela adição das razões de mistura de água de nuvem ( $q_c$ ), cristais de gelo ( $q_i$ ), neve ( $q_s$ ) e granizo/graupel ( $q_h$ ) verticalmente integrados (em  $\text{g kg}^{-1}$ ). A linha em vermelho indica a posição do corte vertical de  $q_c+q_i$  em  $23.50^\circ\text{S}$  apresentado na Fig. 4.21. Simulação ARPS para 02 de fevereiro de 2004 às 2030 UTC para o experimento controle. Estão indicados latitudes, longitudes e

<i>contornos geopolíticos da RMSP. O Município de São Paulo está no centro da figura. Barra de cores indica valores sombreados (<math>g\ kg^{-1}</math>). .....</i>	<i>65</i>
<i>Fig. 4.21: Corte vertical dos campos de <math>q_c + q_i</math> (<math>g\ kg^{-1}</math>) da célula convectiva (Fig. 4.28), sombreados conforme a barra de cores à direita. São mostradas as isotermas de <math>0\ ^\circ C</math> (vermelha) e <math>-40\ ^\circ C</math> (azul claro). Isolinhas correspondem à componente vertical do vento (<math>m\ s^{-1}</math>). Linhas contínuas: <math>w &gt; 0</math> (movimento ascendente); linhas tracejadas: <math>w &lt; 0</math> (movimento descendente). Simulação ARPS para 02 de fevereiro de 2004 às 2030 UTC para o experimento controle. ....</i>	<i>66</i>
<i>Fig. 4.22: Cortes verticais em <math>23.56\ ^\circ S</math> dos campos de <math>q_c</math> e <math>q_i</math>, sombreados conforme a barra de cores à direita do painel (<math>g\ kg^{-1}</math>), na simulação ARPS para 02 de fevereiro de 2004 às (a) 2000 UTC, (b) 2030 UTC, (c) 2100 UTC e (d) 2130 UTC no experimento controle. São mostradas as linhas de temperatura do ar constantes e iguais a <math>0\ ^\circ C</math> (vermelhas) e <math>-40\ ^\circ C</math> (azuis claras). Isolinhas correspondem à componente vertical do vento (<math>m\ s^{-1}</math>). Linhas contínuas: <math>w &gt; 0</math> (movimento ascendente); linhas tracejadas: <math>w &lt; 0</math> (movimento descendente). .....</i>	<i>68</i>
<i>Fig. 4.23: Cortes verticais na baixa atmosfera em <math>23.56\ ^\circ S</math> dos campos de divergência horizontal do fluxo de umidade (valores sombreados conforme a barra de cores à direita das figuras) e vetores das componentes <math>u</math> e <math>w</math> do vento para (a) 1900 UTC, (b) 1930 UTC, (c) 2000 UTC e (d) 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004 no experimento controle. Vetores padrão (<math>m\ s^{-1}</math>) estão no canto inferior esquerdo das figuras. ....</i>	<i>69</i>
<i>Fig. 4.24: Cortes verticais em <math>23.56\ ^\circ S</math> dos campos de razão de mistura de vapor d'água (valores sombreados conforme a barra de cores à direita das figuras) e vetores das componentes <math>u</math> e <math>w</math> do vento para (a) 1900 UTC, (b) 1930 UTC, (c) 2000 UTC e (d) 2130 UTC de 02 de fevereiro de 2004 no experimento controle. A magnitude do vetor padrão está indicada no canto inferior esquerdo das figuras. ....</i>	<i>71</i>
<i>Fig. 4.25: Cortes verticais na CLP em <math>23.56\ ^\circ S</math> dos campos de perturbação da temperatura potencial (valores sombreados conforme a barra de cores à direita das figuras) e vetores das componentes <math>u</math> e <math>w</math> do vento para (a) 1900 UTC, (b) 1930 UTC, (c) 2000 UTC, (d) 2030 UTC, (e) 2100 UTC e (f) 2130 UTC de 02 de fevereiro de 2004 no experimento controle. A magnitude do vetor padrão está indicada no canto inferior esquerdo das figuras. ....</i>	<i>72</i>
<i>Fig. 4.26: Campos de razão de mistura de água líquida e sólida sobrepostos ao campo de topografia vistas do topo para a simulação 3CTL em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1700 UTC e (b) 2015 UTC. Nos campos de topografia, as cores esverdeadas representam a Serra do Mar. As cores avermelhadas estão associadas a regiões do mapa com elevações superiores às áreas de tons marrons. Estão indicados latitudes e longitudes dos extremos e contornos geopolíticos da RMSP. ....</i>	<i>74</i>
<i>Fig. 4.27: Campo vetorial do vento horizontal (<math>m\ s^{-1}</math>) e temperatura potencial (K) [sombreado] a 10 m acima do nível do solo em 02 de fevereiro de 2004 às 1700 UTC (a), 1800 UTC (b), 1900 UTC (c), 1930 UTC (d), 2000 UTC (e) e 2030 UTC (f). Os vetores estão plotados a cada dois pontos de grade. O intervalo de variação da temperatura potencial é de 1 K. As letras garrafais A, B e C nos painéis d e f marcam as posições das células convectivas e são referidas no texto. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....</i>	<i>75</i>
<i>Fig. 4.28: Campo vetorial do vento horizontal (<math>m\ s^{-1}</math>) a 10 m acima da superfície e campo de topografia (m) para o experimento controle às (a) 1800 UTC, (b) 1830 UTC, (c) 1900 UTC e (d) 1930 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Vetor padrão apresentado na parte inferior esquerda do painel. Os vetores estão plotados a cada 2</i>	

<i>pontos de grade. A curva em azul índigo representa a linha imaginária da frente de brisa no mesmo horário. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.....</i>	<i>76</i>
<i>Fig. 4.29: Corte vertical em 23.56 °S da perturbação da razão de mistura do vapor d'água e da componente meridional do vento nos primeiros 2.000 m da atmosfera em (a) 1900 UTC e (b) 1930 UTC de 02 de fevereiro de 2004. As barras de cores indicam os valores (<math>g\ kg^{-1}</math>) para os campos sombreados. O intervalo das isolinhas é de <math>1\ m\ s^{-1}</math>.</i>	<i>79</i>
<i>Fig. 4.30: Gradiente do vapor d'água (<math>10^{-7}\ g\ kg^{-1}\ m^{-1}</math>) a 10 m acima do nível da superfície sombreados segundo as barras de cores à direita das figuras, no experimento controle de 3 km de resolução em 02 de fevereiro de 2004 às (a) 1700 UTC, (b) 1830 UTC, (c) 1900 UTC, (d) 1930 UTC, (e) 2000 UTC e (f) 2100 UTC. O círculo vermelho nas figuras (b) e (d) destacam pontos de colisão entre diferentes frentes. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....</i>	<i>80</i>
<i>Fig. 4.31: Magnitude da vorticidade relativa horizontal ciclônica (<math>10^{-5}\ s^{-1}</math>) a 290 m acima do nível da superfície sombreados segundo as barras de cores à direita das figuras, no experimento controle de 3 km de resolução em 02 de fevereiro de 2004 às (a) 1700 UTC, (b) 1830 UTC, (c) 1900 UTC, (d) 1930 UTC, (e) 2000 UTC e (f) 2100 UTC. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....</i>	<i>81</i>
<i>Fig. 4.32: Componente vertical da vorticidade relativa ciclônica (<math>10^{-3}\ s^{-1}</math>) a 1800 m acima do nível da superfície[contornos], e nebulosidade (<math>g\ kg^{-1}</math>) sombreada segundo as barras de cores, no experimento controle de 3 km de resolução em 02 de fevereiro de 2004 às (a) 1700 UTC, (b) 1830 UTC, (c) 1900 UTC, (d) 1930 UTC, (e) 2000 UTC, (f) 2030 UTC, (g) 2100 UTC e (h) 2130 UTC. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....</i>	<i>82</i>
<i>Fig. 4.33: Campos 3D de componente vertical de vorticidade relativa extraídas do experimento controle 3CTL em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1730 UTC, (b) 1840 UTC, (c) 1730 UTC, (d) 1840 UTC, (e) 2015 UTC e (f) mesmo horário que em (e), com outro ângulo de visão. Isosuperfícies azuis correspondem a estruturas com valores de vorticidade inferiores a <math>-3\ 10^{-3}\ s^{-1}</math> e isosuperfícies vermelhas, a valores superiores a <math>+3\ 10^{-3}\ s^{-1}</math>.</i>	<i>84</i>
<i>Fig. 4.34: Componente vertical do vento (<math>m\ s^{-1}</math>) a 1056 m do experimento 3CTL para 1928 UTC de 02 de fevereiro de 2004. A linha vermelha e as letras A a F se referem à abscissa dos cortes verticais apresentados na Fig. 4.35. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....</i>	<i>86</i>
<i>Fig. 4.35: Componente vertical do vento (<math>m\ s^{-1}</math>) a 1056 m em (a), (c), (e), (g) (i) e (k) e correspondente corte vertical na linha vermelha em (c), (d),(f), (h), (j) e (l), respectivamente às 1910 UTC, 1940 UTC, 1950 UTC, 2000 UTC, 2007 UTC e 2020 UTC, de 02 de fevereiro de 2004 no experimento 3CTL. Estão indicadas as barras de cores correspondentes aos campos sombreados, latitudes, longitudes, contornos geopolíticos dos municípios da RMSP e altitudes. ....</i>	<i>87</i>
<i>Fig. 4.36: Componente vertical do vento (<math>m\ s^{-1}</math>) no nível aproximado de 897 m no experimento 3CTL para (a) 2040 UTC e (b) 2050 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Estão indicadas as barras de cores correspondentes aos campos sombreados, latitudes, longitudes e contornos geopolíticos dos municípios da RMSP. ....</i>	<i>89</i>
<i>Fig. 4.37: Campo 3D do movimento vertical <math>w</math> (<math>m\ s^{-1}</math>) da simulação controle 3CTL para 02 de fevereiro de 2004 às (a) 1920 UTC e (b) 2000 UTC. Isosuperfícies de <math>w &gt; 1\ m\ s^{-1}</math>. Estão indicados a latitude, longitude, contornos geopolíticos dos municípios da RMSP, data e horário do campo e a altitude da caixa em km. O norte está indicado pela seta rotulada N. ....</i>	<i>90</i>

- Fig. 4.38: Componente vertical do vento ( $m s^{-1}$ ) no nível aproximado de 1056 m no experimento 3CTL para (a) 1849 UTC e (b) 2022 UTC de 02 de fevereiro de 2004. A linha vermelha representa a linha do corte latitudinal das figuras referidas no texto. Estão indicadas as barras de cores correspondentes aos campos sombreados, latitudes, longitudes e contornos geopolíticos dos municípios da RMSP. .... 91
- Fig. 4.39: Corte latitudinal (longitude  $\approx 46.8^\circ W$ ) do movimento vertical ( $m s^{-1}$ ) nos níveis de 390 m (curva vermelha) e 4740 m (curva azul) acima da superfície. Experimento controle (3CTL) em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1700 UTC, (b) 1708 UTC, (c) 1714 (UTC), (d) 1726 UTC, (e) 1754 UTC, (f) 1829 UTC, (g) 1917 UTC e (h) 1949 UTC. As setas indicam a crista da onda associada à frente de rajada referida no texto. .... 92
- Fig. 4.40: Corte latitudinal (longitude  $\approx -46.8^\circ$ ) do movimento vertical ( $m s^{-1}$ ) no nível de 390 m acima do solo. Experimento controle (3CTL) em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1803 UTC, (b) 1906 UTC. As setas indicam a crista da onda associada à frente de rajada referida no texto. .... 93
- Fig. 4.41: Isosuperfícies 3D da razão de mistura do vapor d'água ( $14 g kg^{-1}$ , isosuperfície amarela) e das razões de mistura de água de nuvem, cristais de gelo e neve acima de  $1 g kg^{-1}$  (isosuperfície branca) representando nuvens. O campo de fundo nestas figuras refere-se à topografia (azul: oceano). O mapa da RMSP está indicado por linhas pretas. No centro do mapa encontra-se a Capital. O norte está indicado por uma seta e pela letra N. A aresta superior do cubo possui altura máxima de 20 km. Os horários no alto das figuras estão em UTC. .... 94
- Fig. 4.42: Diagrama termodinâmico SkewT-LogP do perfil vertical termodinâmico extraído do experimento 3CTL às (a) 1700 UTC, (b) 1930 UTC, (c) 2000 UTC e (d) 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Curva tracejada preta:  $T_d$  ( $^\circ C$ ); curva contínua preta:  $T$  ( $^\circ C$ ); curva contínua azul clara corresponde à ascensão de uma parcela de ar levantada a partir do primeiro nível da sondagem. Bandeirolas azuis escuras: 1/2 barbela,  $2.5 m.s^{-1}$ ; barbela inteira,  $5 m.s^{-1}$ . O mapa da RMSP no canto inferior esquerdo em (a) indica o ponto geográfico de extração do perfil vertical termodinâmico. Os índices de instabilidade K, Totals e de levantamento, CAPE, CINI,  $\theta_e$ , T e  $T_D$  em superfície e água precipitável estão indicados no canto superior esquerdo das figuras. A hodógrafa está indicada no canto superior direito das figuras. .... 96
- Fig. 4.43: Imagens do canal infravermelho do satélite GOES-12 em 04 de fevereiro de 2004 às 1809 UTC (a) e 2109 UTC (b). Estão indicados contornos geopolíticos. Fonte: Cptec/Inpe. .... 97
- Fig. 4.44: Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho em alta resolução espacial (4 km) em 04 de fevereiro de 2004 para (a) 1139 UTC, (b) 1339 UTC, (c) 1445 UTC, (d) 1745 UTC, (e) 2045 UTC e (f) 2345 UTC. Estão indicados contornos geopolíticos. Fonte: Laboratório Master/DCA/IAG/USP. .... 98
- Fig. 4.44: Continuação. .... 99
- Fig. 4.45: Similar à Fig. 4.42, exceto para (a) 1200 UTC de 04 de fevereiro de 2004 e (b) 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2005. .... 99
- Fig. 4.46: Campos de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) das análises do modelo GFS em 04 de fevereiro de 2004 para (a) 0000 UTC e (b) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas é de 1 hPa. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Gradientes de pressão mais intensos a oeste se devem à presença da Cordilheira dos Andes. Cores quentes indicam valores mais altos. .... 100
- Fig. 4.47: Campos de vento ( $m s^{-1}$ ) e divergência do fluxo de umidade ( $10^{-7} g kg^{-1} s^{-1}$ ) das análises do modelo GFS em 04 de fevereiro de 2004 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC em 1000 hPa. Campos de vento ( $m s^{-1}$ ) e divergência de massa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) das análises do modelo GFS em 04 de fevereiro de 2004 para (c) 1200 UTC e (d)

1800 UTC em 200 hPa. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de divergência do fluxo de umidade ( $10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) em (a) e (c) e divergência de massa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em (b) e (d). Os vetores padrão estão indicados no canto inferior esquerdo das figuras. ....	101
Fig. 4.48: Campos de CAPE ( $\text{J kg}^{-1}$ ) das análises do modelo GFS em 04 de fevereiro de 2004 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC no nível de 1000 hPa. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados ( $\text{J kg}^{-1}$ ). ....	102
Fig. 4.49: Campos de movimento vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) [sombreado] e altura geopotencial (mgp) [contornos] das análises do modelo GFS no nível isobárico de 700 hPa em 04 de fevereiro de 2004 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 20 mgp. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). ....	102
Fig. 4.50: Campos de vento horizontal ( $\text{m s}^{-1}$ ) e altura geopotencial (mgp) [contornos] das análises do modelo GFS no nível isobárico de 600 hPa em 04 de fevereiro de 2004 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC e (c) 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 5 mgp. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. ....	103
Fig. 4.51: Estimativas de precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) obtidas do CAPPI de 3 km do radar meteorológico de São Paulo para 04 de fevereiro de 2004 sombreados segundo as barras de cores às (a) 1600 UTC, (b) 1700 UTC, (c) 1800 UTC, (d) 1830 UTC, (e) 1900 UTC, (f) 1930 UTC, (g) 2000 UTC e (h) 2030 UTC. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....	104
Fig. 4.52: Precipitação acumulada à superfície gerada pela parametrização de Kain-Fritsch (barra de cores indica $\text{mm h}^{-1}$ ) e ventos ( $\text{m s}^{-1}$ ) no primeiro nível do modelo (40 m acima da superfície) na grade de 27 km de resolução em 04 de fevereiro de 2004 às (a) 1500 UTC, (b) 1800 UTC, (c) 1900 UTC e (d) 2000 UTC. Os vetores estão plotados a cada 3 pontos de grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Vetores padrão estão indicados no canto inferior direito das figuras. ....	106
Fig. 4.53: Localização geográfica das estações da rede de superfície SYNOP, METAR e CETESB, das quais alguma medida foi assimilada nas simulações do caso de 04 de fevereiro de 2004. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....	108
Fig. 4.54: Diferença entre as condições iniciais obtidas com assimilação de dados de superfície (ADAS) e sem assimilação de dados de superfície (AVN) no primeiro nível da grade do modelo para o campo de temperatura potencial (K) às (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC, e para o campo de razão de mistura de vapor d'água ( $\text{g kg}^{-1}$ ) às (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC em 04 de fevereiro de 2004 na grade de 9 km. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam os valores sombreados nas figuras. ...	109
Fig. 4.55: Campos de CAPE de superfície ( $\text{J kg}^{-1}$ ) às 1830 UTC de 04 de fevereiro de 2004 para os experimentos (a) 9CTL e (b) 9AD2 (Tabela 5). Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam os valores sombreados nas figuras. ....	110
Fig. 4.56: Sinmilar à Fig. 4.55, exceto para Número de Richardson Global [(Adim.)] às 1930 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	110
Fig. 4.57: Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) em 04 de fevereiro de 2004 às 1830 UTC para as simulações na grade de 1 km em (a) 1CTL e (b) 1AD1. (c) Topografia e campo de ventos no experimento 1CTL e (d)	

*Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) medida pelo radar meteorológico de São Paulo para o mesmo horário. As escalas das barras de cores em (a), (b) e (d) estão fixas entre 0.5 e 90  $\text{mm h}^{-1}$ . Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. Em (c), os vetores foram plotados a cada 4 pontos de grade...* 114

*Fig. 4.58: Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) na parametrização de Lin no experimento IAD2 (1 km de resolução) com assimilação incremental de dados de superfície às (a) 1700 UTC, (b) 1730 UTC, (c) 1800 UTC, (d) 1830 UTC, (e) 1900 UTC, (f) 1930 UTC, (g) 2000 UTC e (h) 2030 UTC de 04 de fevereiro de 2004. As escalas das barras de cores estão fixas entre 0.5 e 90  $\text{mm h}^{-1}$ . Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.....* 115

*Fig. 4.59: Visão tridimensional das isosuperfícies de razão de mistura de água de nuvem e de cristais de gelo de  $1 \text{ g kg}^{-1}$  (isosuperfícies brancas) representando nuvens. O campo de fundo nestas figuras refere-se à topografia (azul: oceano). O mapa da RMSP está indicado por contornos pretos. No centro do mapa encontra-se a Capital. O norte está indicado por uma seta e pela letra N. A aresta superior do cubo possui altura aproximada de 20 km. Datas e horários estão indicados no alto das figuras. Horas em UTC. ....* 117

*Fig. 4.60: Campo de temperatura potencial (K) da diferença entre condições iniciais com assimilação de medidas de superfície (ADAS) e sem (ARPS) às 1800 UTC de 04 de fevereiro de 2004, sombreado segundo a barra de cores. Resolução de 1 km. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. 119*

*Fig. 4.61: Campos de diferença na pressão do nível de condensação por levantamento PNCL (hPa) entre os experimentos IAD2 e ICTL em 04 de fevereiro de 2004 às (a) 1830 UTC e (b) 1900 UTC, sombreados segundo a barra de cores. Intervalo de 20 hPa. Resolução de 1 km. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.....* 120

*Fig. 4.62: Isosuperfícies 3D de razão de mistura de água de nuvem e de cristais de gelo de  $1 \text{ g kg}^{-1}$  (isosuperfícies brancas), que aproximadamente representa nuvens, e isosuperfície de razão de mistura de vapor d'água ( $15 \text{ g kg}^{-1}$ ). O campo de fundo nestas figuras refere-se à topografia (azul: oceano). O mapa da RMSP está indicado por contornos pretos. No centro do mapa encontra-se a Capital. O norte está indicado por uma seta e pela letra N. Datas e horários estão indicados no alto das figuras. Horas em UTC. ....* 120

*Fig. 4.63: Visão tridimensional dos campos de movimento vertical a 330 m, 1.800 m e 8.916 m da superfície às 1900 UTC de 04 de fevereiro de 2004 para o experimento IAD2. Estão indicados os contornos geopolíticos da RMSP. ....* 121

*Fig. 4.64: Temperatura potencial na análise objetiva ADAS com assimilação de dados fictícios de superfície às 1800 UTC de 04 de fevereiro de 2004, sombreada conforme as barras de cores. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.....* 122

*Fig. 4.65: Precipitação acumulada em 15 minutos (mm) na parametrização de Lin no experimento IFIC às (a)1815 UTC, (b) 1830 UTC, (c) 1845 UTC, (d) 1900 UTC, (e) 1915 UTC e (f) 1930 UTC de 04 de fevereiro de 2004, sombreada conforme as barras de cores. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....* 123

*Fig. 4.66: Corte vertical do componente vertical do vento em  $23.47^\circ\text{S}$  às 1815 UTC de 04 de fevereiro de 2004 na simulação IFIC, sombreada conforme a barra de cores. A seção de corte correspondente está mostrada na Fig. 4.65a. 124*

*Fig. A. 1: Fluxograma da parametrização de nuvens quentes do ARPS. Adaptado de Xue et al. (1995).. 147*

Fig. A. 2:	<i>Função distribuição de tamanhos de partículas de água e gelo segundo a função gama generalizada. A curva azul escura representa a distribuição exponencial adotada no ARPS. Fonte: Cortesia de Dr. Jorge Alberto Martins.....</i>	149
Fig. A. 3:	<i>Fluxograma da parametrização de nuvens frias do ARPS (Lin et al., 1993). Adaptado de Xue et al. (1995). .....</i>	153
Fig. A. 4:	<i>Processos da microfísica de nuvens considerados no esquema de parametrização de microfísica fria (Lin et al., 1983). Adaptado de Xue et al. (1995). .....</i>	155
Fig. A. 5:	<i>Seqüência de eventos hipotética para exemplificar os procedimentos numéricos da parametrização de Lin. Símbolos indicam os processos listados na Tabela A1. ....</i>	157
Fig. B. 1:	<i>Topografia (m) da superfície dos domínios de integração numérica do modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal.....</i>	160
Fig. B. 2:	<i>Tipo de vegetação da superfície dos domínios de integração numérica dentre as 14 opções disponíveis no modelo ARPS (Tabela A1) para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal. ....</i>	161
Fig. B. 3:	<i>Tipo de solo dos domínios de integração numérica dentre as 13 opções disponíveis no modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal. ....</i>	163
Fig. B. 4:	<i>Índice de área foliar dos domínios de integração numérica do modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal. ....</i>	165
Fig. B. 5:	<i>Rugosidade (m) da superfície dos domínios de integração numérica do modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal.....</i>	166
Fig. B. 6:	<i>Fração de vegetação (frações decimais) dos domínios de integração numérica do modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal.....</i>	167
Fig. B. 7:	<i>NDVI dos domínios de integração numérica do modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal. ....</i>	168
Fig. C.1:	<i>Precipitação acumulada (<math>\text{mm h}^{-1}</math>) às 1900 UTC de 02 de fevereiro de 2004 estimada com (a) radar meteorológico e as provenientes das parametrizações de (b) Kain-Fritsch no experimento 3K-F, (c) Kain-Fritsch no experimento 3KFL e (d) microfísica de nuvens de Lin no experimento 3KFL, sombreados conforme indicam as barras de cores. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....</i>	170
Fig. C.2:	<i>Similar à Fig. C.1, exceto para 1930 UTC de 02 de fevereiro de 2004. ....</i>	171
Fig. C.3:	<i>Similar à Fig. C.1, exceto para 2000 UTC de 02 de fevereiro de 2004. ....</i>	172
Fig. C.4:	<i>Similar à Fig. C.1, exceto para 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004. ....</i>	173
Fig. C.5:	<i>Precipitação acumulada (<math>\text{mm h}^{-1}</math>) e vento horizontal (<math>\text{m s}^{-1}</math>) às 1700 UTC de 04 de fevereiro de 2004 para as simulações na grade de 9 km (a) 9GFS, (b) 9AD1, (c) 9AD2 e (d) Precipitação acumulada (<math>\text{mm h}^{-1}</math>) medida pelo radar meteorológico de São Paulo para o mesmo horário. Os vetores estão plotados a cada 2 pontos de grade. As escalas das barras de cores das simulações estão fixas entre 0.5 e 12 <math>\text{mm h}^{-1}</math>; as do radar, entre 0.5 e 90 <math>\text{mm h}^{-1}</math>. Estão indicados latitudes, longitudes, contornos geopolíticos da RMSP e o vetor padrão. .</i>	175



Fig. C.6:	Similar à Fig. C.5, exceto para 1900 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	176
Fig. C.7:	Similar à Fig. C.5, exceto para 1930 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	177
Fig. C.8:	Similar à Fig. C.5, exceto para 2000 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	178
Fig. C.9:	Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) e vento horizontal ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 04 de fevereiro de 2004 para a simulação 9AD2 às (a) 2030 UTC e (c) 2100 UTC; precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) medida pelo radar meteorológico de São Paulo às (b) 2030 UTC e (d) 2100 UTC. Os vetores estão plotados a cada 2 pontos de grade. As escalas das barras de cores das simulações estão fixas entre 0.5 e 12 $\text{mm h}^{-1}$ ; as do radar, entre 0.5 e 90 $\text{mm h}^{-1}$ . Estão indicados latitudes, longitudes, contornos geopolíticos da RMSP e o vetor padrão. ....	179
Fig. C.10:	Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) às 1800 UTC de 04 de fevereiro de 2004 para as simulações na grade de 3 km (a) 3CCT, (b) 3CUM, (c) 3LIN e (d) precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) medida pelo radar meteorológico de São Paulo para o mesmo horário. As escalas das barras de cores estão fixas entre 0.5 e 90 $\text{mm h}^{-1}$ . Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....	180
Fig. C.11:	Similar à Fig. C.10, exceto para 1830 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	181
Fig. C.12:	Similar à Fig. C.10, exceto para 1900 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	182
Fig. C.13:	Similar à Fig. C.10, exceto para 1930 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	183
Fig. C.14:	Similar à Fig. C.10, exceto para 2000 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	184
Fig. C.15:	Similar à Fig. C.10, exceto para 2000 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	185
Fig. C.16:	Diferença entre as condições iniciais na grade de 3 km de resolução espacial obtidas com assimilação de dados de superfície (ADAS) e sem assimilação de dados de superfície (somente GFS, antigo AVN) no primeiro nível da grade do modelo às 1200 UTC de 04 de fevereiro de 2004. Temperatura potencial (K) quando (a) o campo de chute inicial [grade de 9 km] não assimilou previamente dados de superfície e (b) caso positivo. Razão de mistura de vapor d'água ( $\text{g kg}^{-1}$ ) quando (c) o campo de chute inicial [grade de 9 km] não assimilou previamente dados de superfície e (d) caso positivo. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....	187
Fig. C.17:	Diferença entre as condições iniciais obtidas com assimilação de dados de superfície (ADAS) e sem assimilação de dados de superfície (GFS) no primeiro nível da grade do modelo para (a) campo de temperatura potencial (K) e (b) campo de razão de mistura de vapor d'água ( $\text{g kg}^{-1}$ ) às 1800 UTC de 04 de fevereiro de 2004 na grade de 3 km de resolução espacial. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....	188
Fig. C.18:	Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) às 1800 UTC de 04 de fevereiro de 2004 para as simulações na grade de 3 km (a) 3CTL, (b) 3AD1, (c) 3AD2 e (d) Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) medida pelo radar meteorológico de São Paulo para o mesmo horário. As escalas das barras de cores estão fixas entre 0.5 e 90 $\text{mm h}^{-1}$ . Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. ....	189
Fig. C.19:	Similar à Fig. C.18, exceto para 1830 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	190
Fig. C.20:	Similar à Fig. C.18, exceto para 1900 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	191
Fig. C.21:	Similar à Fig. C.18, exceto para 1930 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	192
Fig. C.22:	Similar à Fig. C.18, exceto para 2000 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	193
Fig. C.23:	Similar à Fig. C.18, exceto para 2030 UTC de 04 de fevereiro de 2004. ....	194

# 1 - Introdução

## 1.1 As tempestades e a Região Metropolitana de São Paulo

As tempestades ocorrem na natureza como consequência de um desequilíbrio energético do fluido atmosférico terrestre, cujo estado básico natural de referência local é o de mínima energia potencial convectiva disponível. Os fenômenos meteorológicos de alta frequência de ocorrência no planeta, tais como as tempestades, estão vinculadas aos processos dinâmicos, termodinâmicos e radiativos diabáticos multiescalares que continuamente produzem os estados atmosféricos de alta instabilidade muitas vezes observados pelas redes de medições meteorológicas espalhadas pelo globo. Durante esses processos físicos, a energia acumulada atinge um patamar a partir do qual são desencadeados novos processos dinâmicos e termodinâmicos que, no caso das tempestades em particular, percorrem um ciclo bem definido de eventos (Bluestein, 1993). O ciclo de eventos somente finda quando a maior parte da energia, independentemente da causa pela qual se deu sua acumulação, é de alguma forma dissipada ou há interrupção do fluxo de calor e umidade direcionados aos sistemas convectivos, os principais combustíveis das tempestades.

Os mecanismos físicos responsáveis pelo retorno ao equilíbrio energético do ambiente que envolve uma célula convectiva ocorrem, em última análise, numa escala espacial local. Embora estes sistemas locais possam ser tratados isoladamente, na maior parte das vezes eles decorrem de processos e movimentos atmosféricos de escalas superiores (Anthes, 1976). Os processos termodinâmicos, turbulentos e microfísicos que atuam no interior de uma nuvem convectiva que dá origem a uma tempestade exercem papel fundamental nas relações de causa e efeito no comportamento físico das substâncias que compõem a nuvem (basicamente o vapor e partículas líquidas e sólidas de água com seus respectivos núcleos de condensação) bem como nas subseqüentes alterações dinâmicas dos campos horizontais e verticais de momento (Cotton e Anthes, 1989). Por envolver alto grau de complexidade, estas inter-relações fazem da previsão de ocorrência de tempestades uma tarefa extremamente difícil.

Em linhas gerais, as tempestades se formam onde ar frio e seco se sobrepõe a ar quente e úmido enquanto a flutuação positiva ou algum mecanismo dinâmico eleva o ar próximo à superfície para níveis mais altos da troposfera por meio de correntes ascendentes que dão origem às tempestades (Cotton e Anthes, 1989). Uma das dificuldades no estudo das tempestades tem sido a identificação dos mecanismos de disparo da convecção inicial, em

vista da complexidade e da grande variedade desses mecanismos (Crook, 1996; Johnson e Mapes, 2001). Após a identificação do mecanismo de disparo, e uma vez que as tempestades estejam formadas, é necessário prever seu movimento e posterior decaimento. Estes são os assuntos da previsão do tempo de curto e curtíssimo prazo associados às tempestades.

As pesquisas pioneiras sobre tempestades nos Estados Unidos foram conduzidas na Flórida e Ohio no fim da década de 1940 sob a direção de Horace Byers e Roscoe Braham (Bluestein, 1993). O programa de pesquisa, denominado “Thunderstorm Project”, fez uso de radares meteorológicos e medidas obtidas por aviões instrumentados e à superfície. Desde então, a previsão do tempo se desenvolveu basicamente por intermédio de estudos dinâmicos e físicos das estruturas dos fenômenos meteorológicos e por meio computacional. Paralelamente, as inovações tecnológicas em sensoriamento remoto e telemétrico merecem destaque.

A identificação, análise e simulação dos fenômenos associados à previsão de tempo severo de curto prazo dependem de processos físicos que justificam os esforços e investimentos dispensados na busca de técnicas e soluções que possibilitem atingir o mais alto grau de resolução espacial possível. São estes sistemas atmosféricos, de escala espaço-temporal reduzida, os objetos de estudo da presente pesquisa.

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), mostrada na Fig. 1.1, é densamente populada e de grande importância sócio-econômica para o Brasil. Ela se encontra na bacia do Alto Tietê (BAT) (Fig. 1.2), e sofre com eventos meteorológicos associados com precipitação intensa e vendavais. Os sistemas mais explosivos freqüentemente causam perdas humanas e materiais (Pereira Filho et al., 2002). Associados a eles, há ainda deslizamentos de encostas, quedas de árvores e estruturas metálicas, destelhamentos de casas e edifícios entre outros (Pereira Filho et al., 2002). Os relâmpagos também causam mortes e danificam sistemas eletro-eletrônicos (Pereira Filho et al., 2002). Do ponto de vista econômico, as enchentes paralisam as atividades produtivas, engarrafam o trânsito, fecham o comércio, aeroportos e estradas e causam perdas nos agronegócios por granizo (Pereira Filho, 2000; Pereira Filho et al., 2002). As Fig. 1.3 e 1.4 trazem exemplos das conseqüências negativas associadas às tempestades de verão na RMSP em fevereiro de 2004. No entanto, a foto de 1929 (Fig. 1.5) mostra uma enchente na capital paulista devida a intensas chuvas num ambiente menos urbano que o atual.



**Fig. 1.1:** Mapa geopolítico da Região Metropolitana de São Paulo (área delimitada) e seus respectivos 39 municípios componentes. Em destaque, a cidade de São Paulo. Fonte: <http://www.emsampa.com.br>.

A RMSP está na faixa leste do Estado de São Paulo e é constituída de 39 municípios altamente urbanizados e industrializados, entre os quais se inclui a cidade de São Paulo. A estimativa em tempo real da população metropolitana de São Paulo (EMPLASA - Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano SA), inidcava 19.428.717 habitantes em 19 de abril de 2007. Segundo levantamento efetuado por Miranda (2001), constatou-se que “pelo censo econômico realizado no ano de 2000, a RMSP possuía 58.752 indústrias e 6.894.774 veículos, distribuídos irregularmente numa área total de aproximadamente 8.000 km<sup>2</sup>. A área urbana da RMSP (com cerca de 5.000 km<sup>2</sup>) situa-se no Planalto Paulista, com altitudes entre 715 e 900 m”.

Miranda (2001) destaca ainda que “a região urbana é contornada por formações topográficas que possuem máxima elevação em torno de 1.100 m de altura, como as Serras do Mar, da Mantiqueira e de Paranapiacaba. Do ponto de vista hidrológico, a RMSP está inserida na Bacia do Alto Tietê, que drena a RMSP no sentido leste-oeste. Os afluentes do rio Tietê incluem os rios Pinheiros e Tamanduateí”.



**Fig. 1.2:** Mapa do Estado de São Paulo e suas 21 bacias hidrográficas. A região metropolitana de São Paulo está inserida na Bacia do Alto Tietê, na faixa leste do Estado. Fonte: [http://mapas.znc.com.br/sos\\_bacias\\_sp/index.html](http://mapas.znc.com.br/sos_bacias_sp/index.html).



(a)



(b)

**Fig. 1.3:** Fotografias aéreas da tarde do dia 04 de fevereiro de 2004. (a) Córrego do Aricanduva (Zona Leste de São Paulo). (b) Transtornos sociais na Zona Leste de São Paulo. Fonte: edições online dos jornais O Estado de São Paulo e Folha de São Paulo de 04 de fevereiro de 2004.



(a)



(b)

**Fig. 1.4:** Fotografias aéreas da tarde do dia 12 de fevereiro de 2004. (a) Zona Norte de São Paulo. (b) Pirituba (Zona Sul de São Paulo). Fonte: edições online dos jornais O Estado de São Paulo e Folha de São Paulo de 12 de fevereiro de 2004.



**Fig. 1.5:** Foto do acervo da Polícia Militar do estado de São Paulo retratando inundação em rua da cidade de São Paulo no ano de 1929. Fonte: <http://www.emsampa.com.br>.

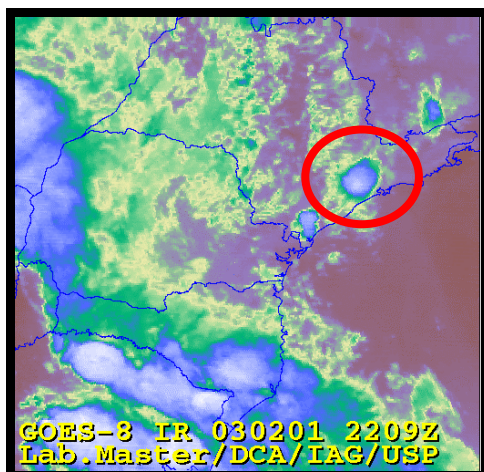
## 1.2 A identificação de um conjunto de eventos severos na RMSP

Os sistemas de maior impacto na BAT são os convectivos profundos de gênese diversa, como os associados aos sistemas frontais e pré-frontais, aos complexos convectivos de mesoescala, às linhas de instabilidade de rápida propagação, à penetração de brisa marítima, aos sistemas orográficos sobre as Serras da Mantiqueira e do Mar e às interações do fluxo atmosférico em escala local com a topografia e a ilha de calor urbana na RMSP (Pereira Filho, 2000). A Fig. 1.6 mostra oito diferentes eventos severos ocorridos na RMSP entre janeiro de 2003 e abril de 2005. Estes eventos estavam associados à ocorrência de trovoadas e causaram enchentes, mas não foram os únicos eventos severos observados no período analisado.

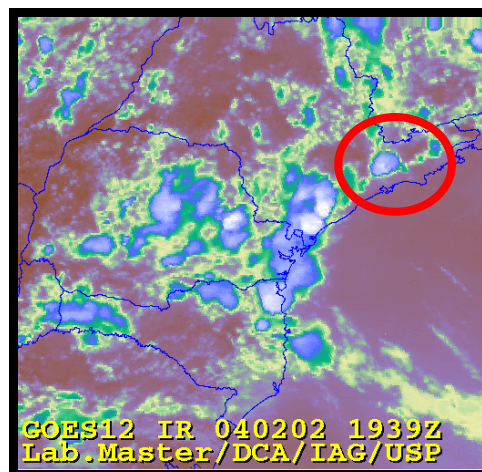
As imagens da Fig. 1.6 se referem ao horário aproximado de máximo desenvolvimento convectivo dos sistemas. Verifica-se que os eventos de intensa precipitação estão associados a sistemas convectivos morfologicamente semelhantes, observados sobre a RMSP no horário próximo à máxima atividade. São sistemas quase circulares nas imagens do canal infravermelho (IR) do GOES-12, o que sugere fortes correntes verticais ascendentes num ambiente instável donde se origina o ciclo de vida característico das células convectivas profundas. Nuvens cirros frias sugerem topos de nuvens cumulonimbus muito altos associadas à divergência horizontal de massa na tropopausa, uma região do perfil vertical atmosférico de transição entre massas de ar basicamente instáveis (troposfera) e muito estáveis (estratosfera). Os eventos de 01 de fevereiro de 2003 (Fig. 1.6a) e 12 de fevereiro de 2004 (Fig. 1.6d) produziram granizo em grande quantidade na RMSP. Os demais casos causaram enchentes na RMSP.

Observa-se ainda nas imagens GOES-12 que tais eventos, os quais estão diretamente relacionados a sistemas meteorológicos situados sobre a mancha urbana da RMSP, ocorreram preferencialmente na estação de verão da Região Sudeste, entre meados do período da tarde e início de noite (Figs. 1.6a, b, c, d e f). No entanto, registraram-se sistemas convectivos semelhantes nos meses de novembro (Fig. 1.6e) e abril (Figs. 1.6g e 1.6h) em horários noturnos ou madrugada (como no caso de 04 de abril de 2005, Fig. 1.6g). Esses sistemas podem ser constituídos por uma única célula convectiva de grandes dimensões espaciais (supercélula) ou por várias células convectivas ordinárias concomitantes (sistemas convectivos multicelulares). Estes eventos são dinamicamente distintos. Por exemplo, eventos severos como microexplosões ou tornados estão, em geral, associados às supercélulas (Fujita, 1981).

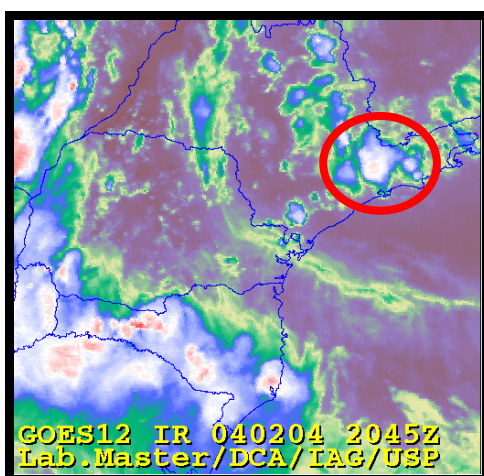
As análises preliminares das imagens GOES-12 da Fig. 1.6 indicam que tais eventos podem estar diretamente relacionados ao estabelecimento da ilha de calor urbana na RMSP, conforme indicado por Pereira Filho (2000), Pereira Filho et al. (2002) e Freitas et al. (2007). Assim, os mecanismos de disparo destes sistemas convectivos estariam relacionados à interação entre os efeitos de ilha de calor urbana, como fator pré-condicionante da atmosfera para a convecção profunda, e a penetração da frente de brisa marítima, como mecanismo dinâmico de levantamento das parcelas de ar próximas à superfície. Ressaltam-se também o papel da interação das circulações locais (e.g., brisa marítima na RMSP) com a topografia regional e local e as frentes de rajada oriundas de células convectivas primárias como fatores indutores da convecção (Droegemeier e Wilhelmson, 1985a e 1985b).



(a)



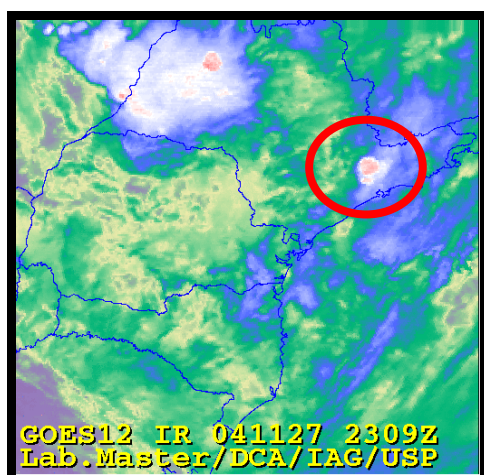
(b)



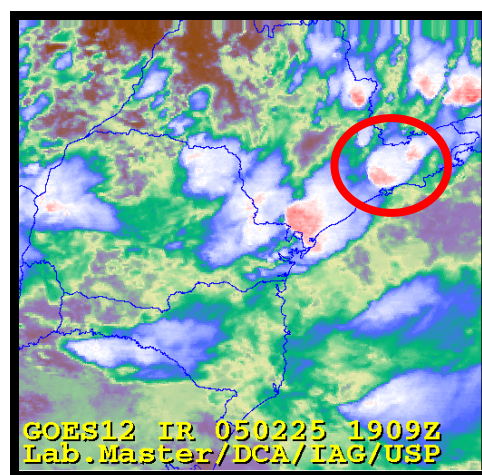
(c)



(d)



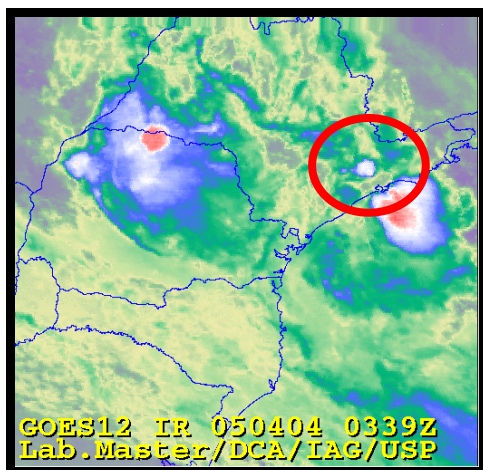
(e)



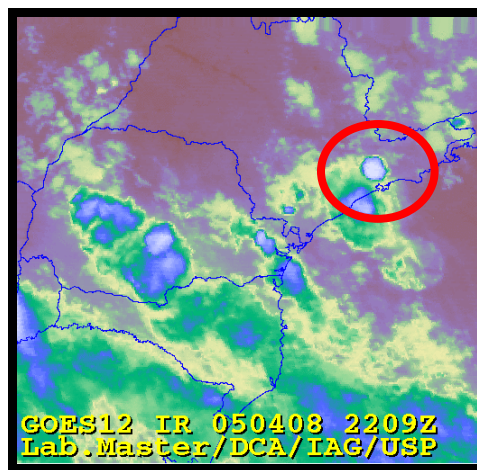
(f)

**Fig. 1.6:** Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho para (a) 01 de fevereiro de 2003 às 2209 UTC, (b) 02 de fevereiro de 2004 às 1939 UTC, (c) 04 de fevereiro de 2004 às 2045 UTC, (d) 12 de fevereiro de 2004 às 2010 UTC, (e) 27 de novembro de 2004 às 2309 UTC, (f) 25 de fevereiro de 2005 às 1909 UTC, (g) 04 de abril de 2005 às 0339 UTC e (h) 08 de abril de 2005 às 2209 UTC. Estão indicados os contornos geopolíticos.





(g)



(h)

**Fig. 1.6:** Continuação.

Simulações numéricas adequadas dos sistemas apresentados na Fig. 1.6 podem ser utilizadas como ferramentas diagnósticas para uma análise profunda dos sistemas convectivos, bem como simulações controle a partir das quais podem ser estudados os tipos de interações físicas dominantes no desenvolvimento dos sistemas.

### 1.3 Objetivos da tese

Os modelos numéricos da atmosfera podem ser usados para avaliar o comportamento físico do fluido atmosférico em escalas espaço-temporais pré-determinadas. Deste modo, modelos numéricos podem suprir um conjunto tridimensional (3D) de dados consistente e conveniente para o desenvolvimento de análises diagnósticas e prognósticas da evolução da atmosfera.

O objetivo geral deste trabalho é determinar os mecanismos de disparo dos sistemas meteorológicos associados à convecção profunda observados na RMSP por meio de análises diagnósticas e modelagem numérica da atmosfera em alta resolução espaço-temporal. Os objetivos específicos são:

I - Avaliar o modelo de mesoescala ARPS (Advanced Regional Prediction System) na simulação de sistemas convectivos profundos de pequena escala (seção 1.2);

II - Demonstrar a viabilidade da simulação explícita da convecção profunda num ambiente atmosférico realístico;

III - Investigar o impacto do uso do ADAS (Arps Data Assimilation System) com o conjunto de medidas disponíveis para a RMSP na simulação de alguns dos eventos selecionados na seção 1.2.

#### **1.4 Estrutura da tese**

Na seção 2, apresentam-se a origem e tipos de sistemas meteorológicos associados a tempestades severas na RMSP, estudos observacionais e numéricos de tempestades no Brasil, mecanismos de disparo de células convectivas profundas e o problema da assimilação de dados em modelos numéricos da atmosfera. Na seção 3, são descritos os dados, as características do modelo ARPS, a assimilação de dados ADAS e definições de grades e experimentos numéricos. Na seção 4, apresentam-se os resultados das análises diagnósticas e das simulações numéricas para determinar os mecanismos de disparo das células convectivas profundas na RMSP. As conclusões, os comentários finais e as sugestões são apresentados na seção 5. A seção 6 traz as referências bibliográficas citadas no texto. Os apêndices trazem informações complementares ao texto principal.

## **2 - Revisão bibliográfica**

### **2.1 As escalas espaço-temporais dos sistemas meteorológicos segundo Orlanski**

As escalas dos movimentos atmosféricos discutidos neste trabalho seguem a classificação de Orlanski (1975).

Sistemas convectivos com dimensões horizontais entre 20 e 200 km e poucas horas até menos de um dia de duração (meso- $\beta$ ), tais como as linhas de instabilidade, são comuns em São Paulo (Sales, 2000), assim como fenômenos entre 2 e 20 km e poucas horas de duração (meso- $\gamma$ ) e os com dimensões de 200 m a 2 km e com duração de minutos (micro- $\alpha$ ), como são os casos de microexplosões e tornados (Fujita, 1981). Sistemas de escalas menores podem estar associados à meso- $\alpha$  e escala sinótica (e.g., frentes frias, ciclones extratropicais e ondas baroclínicas). Há uma inter-relação entre os sistemas de diferentes escalas (Bluestein, 1993).

### **2.2 Sistemas meteorológicos associados a tempestades severas na RMSP**

O Estado de São Paulo está localizado na faixa extratropical e onde ocorrem sistemas meteorológicos de origem tropical provenientes das regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil, assim como os baroclínicos provenientes das Regiões Sul e Sudeste do País. Particularmente, na RMSP passam frentes frias e sistemas de mesoescala (Silva Dias, 1987 e 1988; Pereira Filho et al., 1991), vírgulas invertidas (Bonatti e Rao, 1987; D'All Antonia, 1990; Hallak e Silva Dias, 1994, 1999, 2000a e 2000b), complexos convectivos de mesoescala (Guedes e Silva Dias, 1984; Velasco e Fritsh, 1987), os orográficos na faixa litorânea (Gandu e Silva Dias, 1984), linhas de instabilidade (Scolar, 1983; Silva Dias e Lima, 1980; Sales e Pereira Filho, 2005), vórtices ciclônicos (Satyamurty et al., 1990; Gan e Rao, 1991) e rajadas de vento de alta intensidade, como as microexplosões ou tornados (Silva Dias e Grammelsbacher, 1991; Massambani et al., 1992; Menezes e Silva Dias, 1998; Amorim et al., 2005).

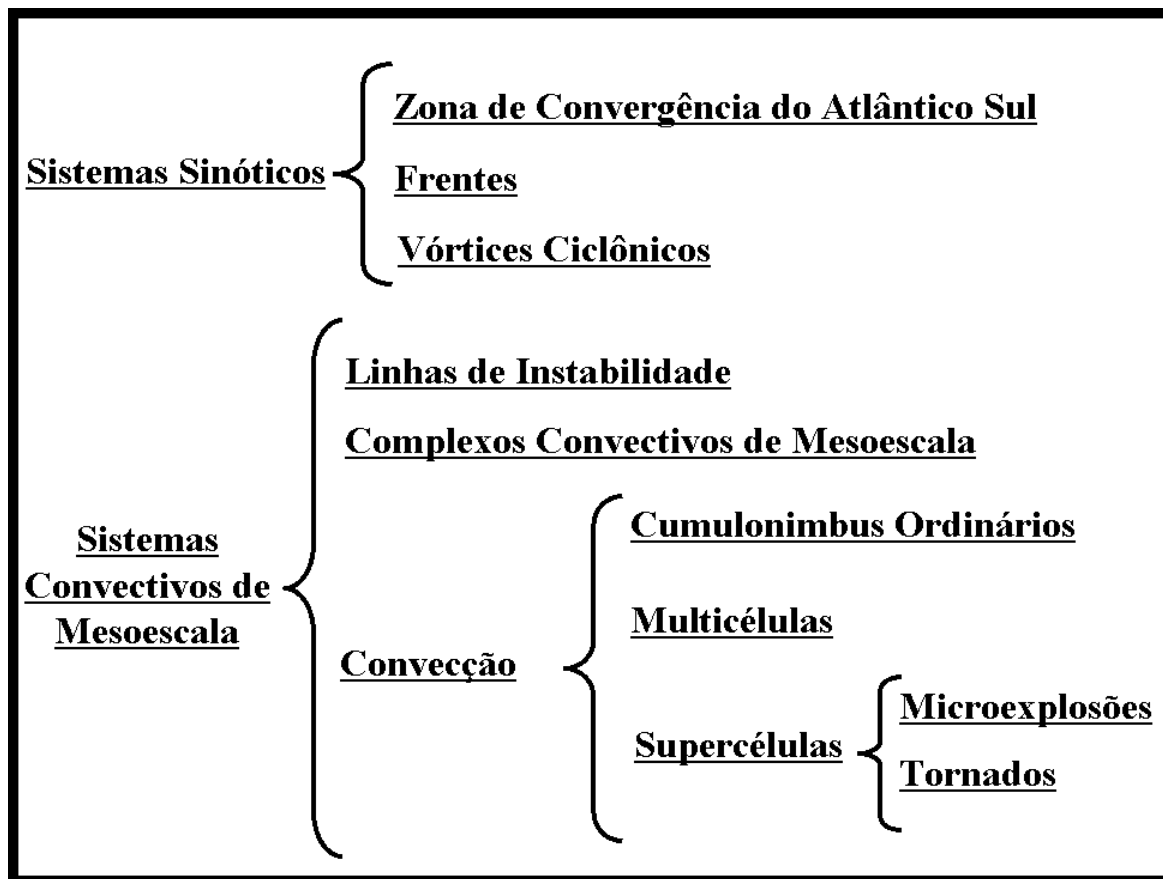
Ocorrem ainda na RMSP sistemas associados às frentes de brisa marítima (Pereira Filho, 2000) acopladas às circulações vale-montanha da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira (Oliveira e Silva Dias, 1982), ao aquecimento diferencial da superfície devido à ilha de calor urbana (Pereira Filho, 2000; Freitas et al., 2007; Pereira Filho et al., 2002) e ao represamento de frentes frias rasas (Machado e Silva Dias, 1990; Silveira e Silva Dias, 1990; Oliveira, 1992; Pereira Filho et al., 2002). Segundo Pereira Filho et al. (2002), 65% dos casos de

enchente ocorridos na RMSP entre março de 1999 e março de 2002 estavam associados à penetração de brisa marítima no período da tarde e com temperatura do ar superior a 30 °C.

Na escala de tempestade, registram-se sistemas convectivos ordinários e supercélulas, que surgem devido ao aquecimento diurno da superfície terrestre. Vicente et al. (2002) constataram que 36% dos casos de tempestades severas na faixa leste do Estado de São Paulo durante os períodos chuvosos de 1990 a 1995 atingiram seu máximo na RMSP no período da tarde, em consequência da presença da ilha de calor urbana. A enchente do túnel do Anhangabaú na RMSP em 1 de março de 1999 estava associada à tempestade gerada pela interação dos efeitos da ilha de calor urbana, penetração da brisa marítima e células convectivas com topos acima de 12 km durante a máxima atividade (Pereira Filho et al., 2002). A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) no verão é importante para os recursos hídricos em São Paulo. Silveira e Silva Dias (1990) discutem as influências da dinâmica de grande escala, das circulações locais e das interações dos fluxos atmosféricos com a topografia na formação de convecção de um evento de ZCAS em SP.

O organograma da Fig. 2.1 mostra os sistemas meteorológicos que ocorrem na RMSP. Os sistemas de alta pressão do Atlântico Sul e os vórtices ciclônicos extratropicais determinam uma variedade de fenômenos meteorológicos sobre o Estado de São Paulo, tais como sistemas frontais que iniciam e intensificam a convecção no leste de São Paulo e produzem muita precipitação.

Os sistemas convectivos de mesoescala na RMSP são diversos, alguns de forte intensidade. Dentre os mais intensos, destacam-se as linhas de instabilidade (costeiras ou pré-frontais) e os complexos convectivos de mesoescala como exemplos de tempestades organizadas com padrão morfológico. Os sistemas multicelulares dispersos e as supercélulas também se destacam pela produção de precipitação intensa.



**Fig. 2.1:** Organograma dos sistemas meteorológicos associados à convecção na BAT.

### 2.3 Estudos observacionais e numéricos de tempestades no Brasil

O estudo de tempestades tem aumentado nas últimas décadas por meio de análises de medições, observações e modelos numéricos que permitiram uma maior compreensão fenomenológica. Estes avanços proporcionaram uma melhoria nas previsões de tempo (Kalnay, 2004). Os estudos numéricos e observacionais em mesoescala auxiliam a compreensão de diferentes fenômenos meteorológicos desta escala e permitem o desenvolvimento de modelos conceituais úteis na previsão de tempo operacional (Browning, 1986; 1988). Os modelos conceituais englobam uma compreensão da estrutura destes fenômenos e a determinação de seus mecanismos físicos e de seu ciclo de vida (Browning, 1986; 1988).

A seguir, apresenta-se uma revisão de algumas pesquisas realizadas no âmbito de sistemas precipitantes.

Machado e Silva Dias (1982) estudaram um vórtice ciclônico que produziu convecção profunda devido ao levantamento de ar quente e úmido da camada limite planetária numa

atmosfera fria em altitude. Destacam-se nesse estudo os centros de convergência de umidade em baixos níveis e de escala reduzida como indicadores da formação e localização das tempestades severas na RMSP.

Gandu e Silva Dias (1984), baseados em análises de imagens de radar, verificaram que o cisalhamento anticiclônico (advecção quente) era favorável à ocorrência de tempestades.

Silva Dias e Grammelsbacher (1991) estudaram um caso de possível ocorrência de tornados nas vizinhanças da RMSP no dia 26 de abril de 1991 com base em dados medidos e observados das redes de superfície e altitude. Os dados do radar meteorológico de São Paulo indicaram a presença de duas supercélulas convectivas com deslocamento de norte para sul na direção da RMSP, num intervalo de tempo de poucas horas, as quais podem ter dado origem às rajadas de vento relatadas naquele dia. Associadas a uma situação de escala sinótica pré-frontal, estas supercélulas, com taxa de precipitação de  $50 \text{ mm h}^{-1}$ , tinham forma de gancho, característico de células tornádicas (Rotunno, 1986).

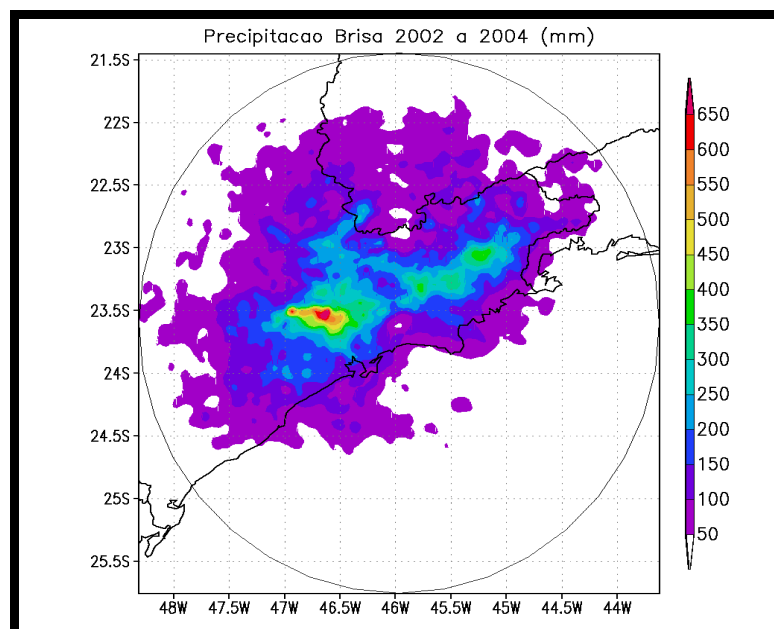
Hallak e Silva Dias (1994, 1999, 2000a e 2000b) analisaram um vórtice ciclônico continental embebido em massa de ar polar, que evoluiu para uma nuvem do tipo vírgula invertida, por meio de simulações numéricas. Foram simuladas estruturas meso- $\beta$  embebidas no sistema do tipo vírgula invertida associada ao vórtice de ar polar de baixos níveis de escala meso- $\alpha$ . Análises isentrópicas indicaram uma esteira transportadora quente e úmida, com características de jatos de baixos níveis, com origem no sudoeste da região Amazônica, que deu suporte ao desenvolvimento da nuvem vírgula.. A análise de vorticidade potencial isentrópica indicou a propagação de vorticidade ciclônica para níveis troposféricos mais baixos intensificando o vórtice ciclônico polar.

Menezes (1997) e Menezes e Silva Dias (1998) estudaram dois eventos de tempestades severas no Estado de São Paulo com um modelo atmosférico regional. Eles destacaram o papel da vorticidade relativa vertical. O balanço de vorticidade indicou o domínio do termo de inclinação na dinâmica das tempestades estudadas.

Sales e Pereira Filho (2005) estudaram uma linha de instabilidade simétrica de longa duração numa situação de escala sinótica pré-frontal. O sistema convectivo se deslocou para leste num movimento perpendicular à direção de penetração da banda frontal e atingiu a RMSP. Medidas do radar meteorológico de São Paulo (DAEE) e da Estação Meteorológica do IAG/USP indicaram precipitação intensa na zona convectiva do sistema e de leve a moderada

em sua zona estratiforme. Identificou-se uma zona de transição entre ambas, caracterizada por baixas taxas de precipitação (Houze, 1993). As análises e simulações numéricas indicaram a coexistência de células convectivas em todos os diferentes estágios de ciclo de vida. O levantamento das parcelas de ar, que deram origem a novas células convectivas, foi produzido pela interação entre uma piscina de ar frio à superfície associada a uma frente de rajada na dianteira do sistema convectivo e o fluxo atmosférico local relativamente mais aquecido. A piscina de ar frio foi alimentada principalmente por um jato de baixos níveis com movimento descendente na retaguarda da parte convectiva do sistema e pela evaporação da precipitação. Ainda, o componente horizontal da vorticidade relativa em níveis médios e baixos, em interação com o perfil vertical do vento nas proximidades da RMSP, foi responsável pela manutenção do movimento vertical ascendente profundo das parcelas de ar na parte convectiva do sistema em seu estágio maduro.

Pereira Filho et al. (2004) selecionaram 18 casos de enchentes ocorridos entre o fim do verão de 2002 e início do outono de 2004 associados à interação entre brisa marítima e ilha de calor urbana da RMSP. O objetivo do trabalho foi analisar eventos de enchentes por meio de análises de dados de mesoescala com maior ênfase aos eventos associados àquele tipo de interação.



**Fig. 2.2:** Distribuição espacial de chuva acumulada estimada com o radar meteorológico de São Paulo, para 18 eventos de enchentes associados com brisa marítima e ilha de calor na Região Metropolitana de São Paulo. Escala de cores indica total de chuva (mm). Circunferência indica o raio de abrangência do radar meteorológico (de 240 km). Latitudes e longitudes estão também indicadas. De Pereira Filho et al. (2004).

A Fig. 2.2 mostra a distribuição espacial de chuva acumulada nos 18 eventos de enchentes, estimada para os eventos de enchente associados somente com brisa marítima e ilha de calor, onde se destaca um núcleo de maior acumulação coincidente com a área da RMSP (Fig. 1.1). Há também um alinhamento dos núcleos de alta acumulação paralelo à costa da Serra do Mar, uma outra característica dos eventos de chuva associados com brisa marítima. As acumulações de chuva decrescem rapidamente para além de 120 km do radar meteorológico em virtude do efeito da distância ao radar (Pereira Filho e Nakayama, 2001).

Nota-se ainda na Fig. 2.2 que as chuvas mais intensas ocorreram sobre o continente, um padrão típico de verão. Pereira Filho et al. (2004) destacam que, supondo-se que a umidade não deva variar muito ao longo da frente de brisa em toda extensão da costa, o núcleo de maior precipitação é devido ao maior empuxo vertical e concomitante convergência próxima à superfície produzida pela ilha de calor. Assim, o aquecimento devido à ilha de calor induz maior precipitação sobre a RMSP. A baixa capacidade de infiltração da RMSP resulta em enchentes e inundações. A configuração circular no mapa de frequência das chuvas menos intensas indica o efeito de preenchimento do feixe do radar para os sistemas precipitantes mais distantes do radar meteorológico na fase de decaimento.

Barros et al. (2004) analisaram sob o ponto de vista hidrológico a chuva ocorrida na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) no dia 04 de fevereiro de 2004, considerando, principalmente, os impactos gerados no sistema de drenagem das cidades da RMSP. A precipitação do dia 04 de fevereiro foi muito intensa e provocou diversos pontos de alagamento na RMSP e inundações nas bacias dos rios Aricanduva e Tamanduatei, afluentes do rio Alto Tietê, uma das mais críticas regiões da cidade. Barros et al. (2004) fizeram uma análise do sistema de drenagem nas áreas mais atingidas. Os postos pluviométricos da rede do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) localizados na Bacia do Rio Aricanduva (Zona Leste da RMSP) registraram precipitação acumulada entre 50 mm e 80 mm em 90 minutos. Os cálculos dos períodos de retorno para a RMSP indicaram períodos de retorno entre 15 e 45 anos, muito acima dos valores utilizados nos projetos dos sistemas de drenagem (Barros et al., 2004).

#### **2.4 Mecanismos de disparo de células convectivas severas**

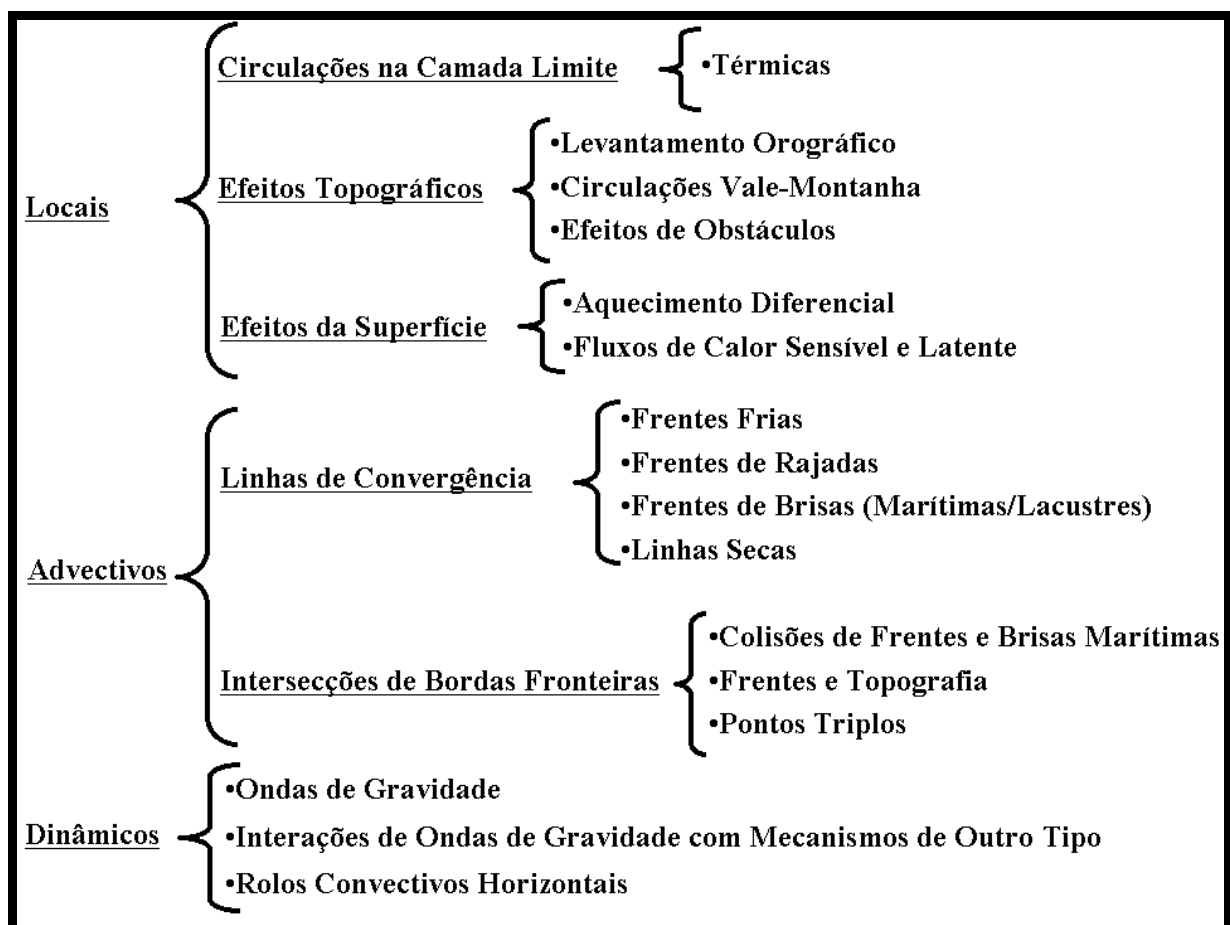
Weckwerth e Parsons (2006) apresentam uma atualizada revisão de mecanismos de disparo de convecção e chamam a atenção para o problema da ausência de medições de umidade



acuradas, tridimensionais e em alta resolução para aplicações em previsão e estudos de iniciação de convecção.

#### 2.4.1 Classificação dos mecanismos de disparo de tempestades

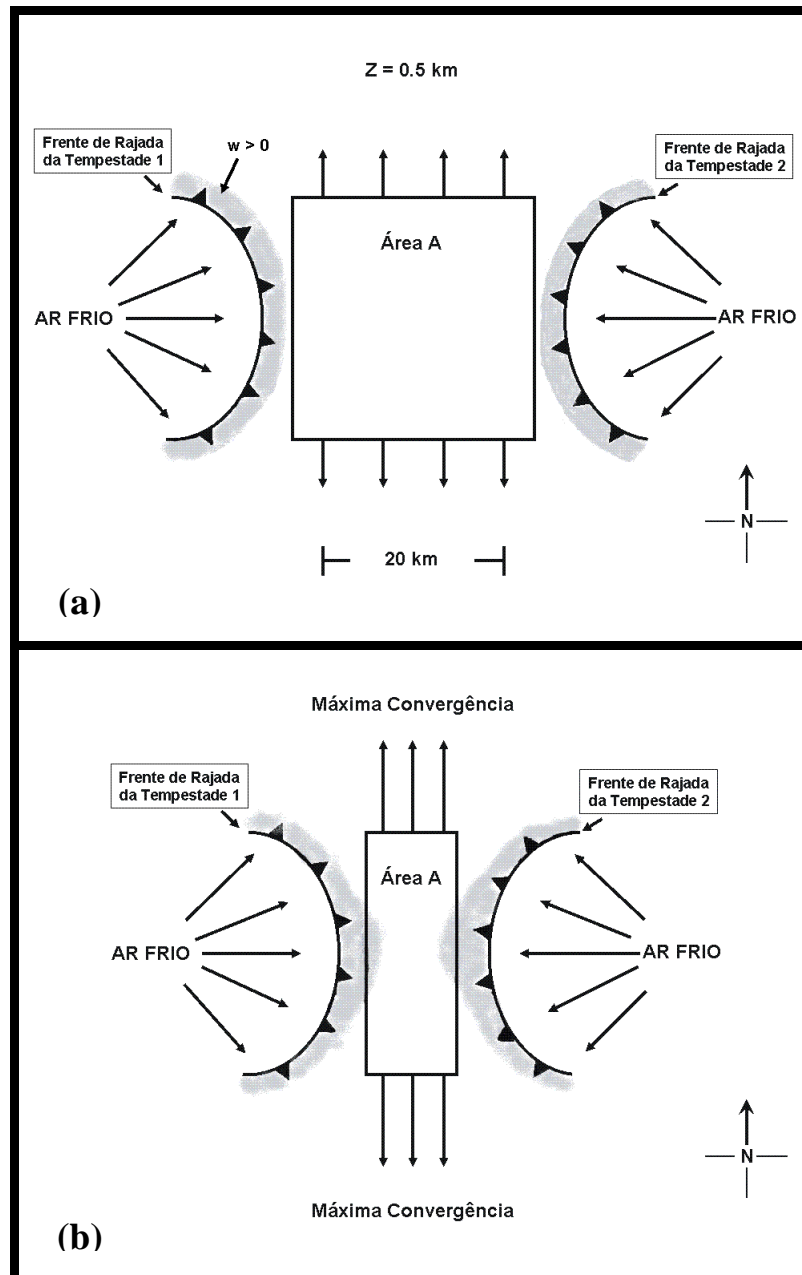
O organograma da Fig. 2.3 mostra a relação dos mecanismos de disparo de convecção profunda segundo Johnson e Mapes (2001). Estes mecanismos estão divididos em três categorias: locais, advectivos e dinâmicos. Dentre estes mecanismos encontram-se a maioria dos sistemas atmosféricos e processos físicos que atuam no Estado de São Paulo e, particularmente, nas BAT e RMSF para os casos de interesse desta pesquisa.



**Fig. 2.3:** Organograma dos mecanismos de disparo de tempestades severas convectivas. Adaptado de Johnson e Mapes (2001).

Johnson e Mapes (2001) discutem cada um dos mecanismos listados na Fig. 2.3 baseados num grande número de referências. De especial interesse para o presente trabalho são os mecanismos advectivos, como as linhas de convergência de mesoescala, e os dinâmicos,

como os rolos convectivos horizontais (Wilson et al., 1992; Xue e Martin, 2006). Dentre os advectivos, destacam-se as frentes de brisa (Pereira Filho, 2000) e rajadas (Wakimoto, 1981).



**Fig. 2.4:** Ilustração de um ambiente dinâmico no plano horizontal a 0.5 km de altura de (a) duas frentes de rajada originadas de células convectivas precipitantes separadas por aproximadamente 40 km que se movem uma de encontro à outra. As frentes de rajada estão indicadas pelas linhas sólidas espessas com barbelas e as regiões de movimento vertical ascendente estão sombreadas. A área A é mostrada pelo retângulo e as setas menores indicam correntes de ar horizontais deixando a área A enquanto as frentes de rajada se aproximam uma da outra. (b) As frentes de rajada estão agora separadas por aproximadamente 10 km. As regiões de máxima convergência horizontal causadas pelo rápido escoamento do ar para fora da área A devido à continuidade de massa são indicadas. Adaptado de Droegemeier e Wilhelmson (1985a).

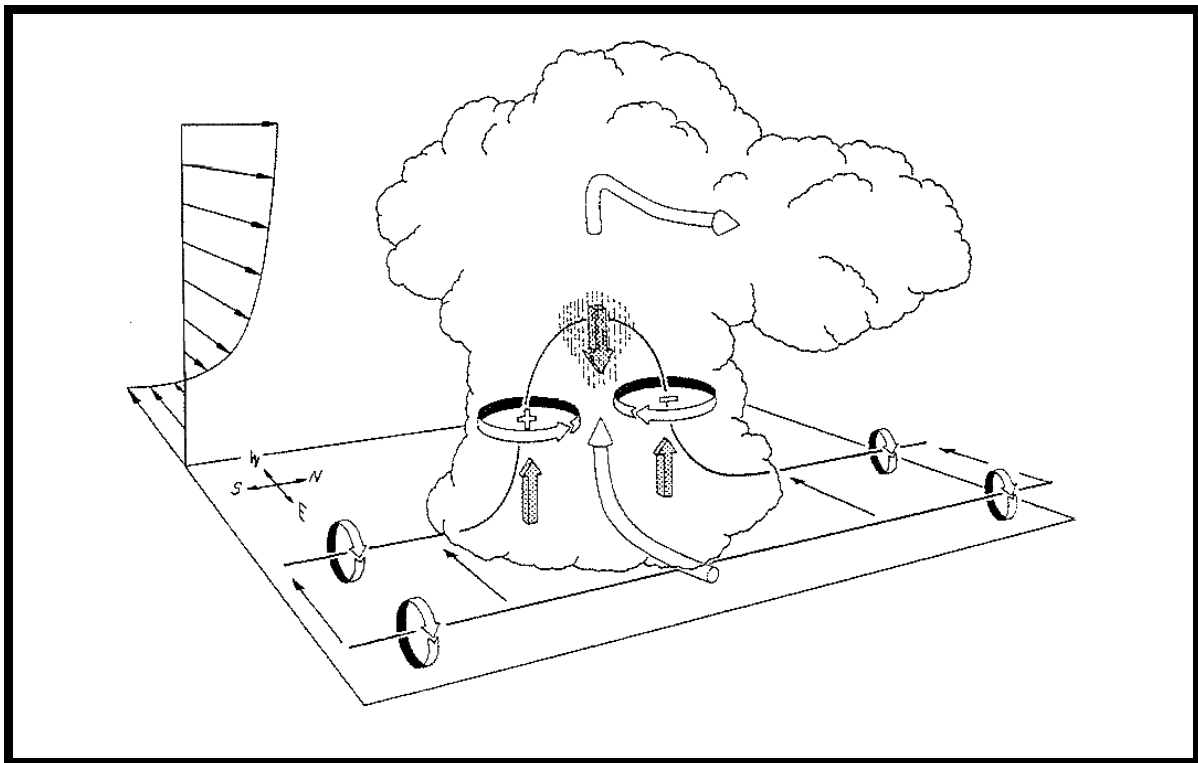
Droegemeier e Wilhelmson (1985a, 1985b), por exemplo, utilizaram um modelo numérico tridimensional na escala de tempestade com condições iniciais idealizadas para a geração de células convectivas ordinárias para estudar as interações dinâmicas entre frentes de rajadas oriundas das células convectivas ordinárias como mecanismo de disparo de outras células convectivas ou mecanismo de propagação de sistemas convectivos. A Fig. 2.4 mostra o esquema da dinâmica da colisão entre duas frentes de rajadas que induz forte levantamento do ar nas regiões de saída das piscinas de ar e respectivas frentes de rajada que se aproximam (Fig. 2.4a).

Ao sul e ao norte da área de colisão das frentes ocorre um máximo nos valores da convergência (Fig. 2.4b), sendo estas as regiões de provável levantamento forçado de parcelas de ar instáveis a partir dos baixos níveis da troposfera (Droegemeier e Wilhelmson, 1985a). Essas regiões preferenciais surgem porque a velocidade horizontal de saída da massa de ar da área A (Fig. 2.4b) é maior do que a velocidade vertical induzida pela aproximação das frentes de rajadas, uma vez que elas não precisam realizar trabalho contra a força de gravidade.

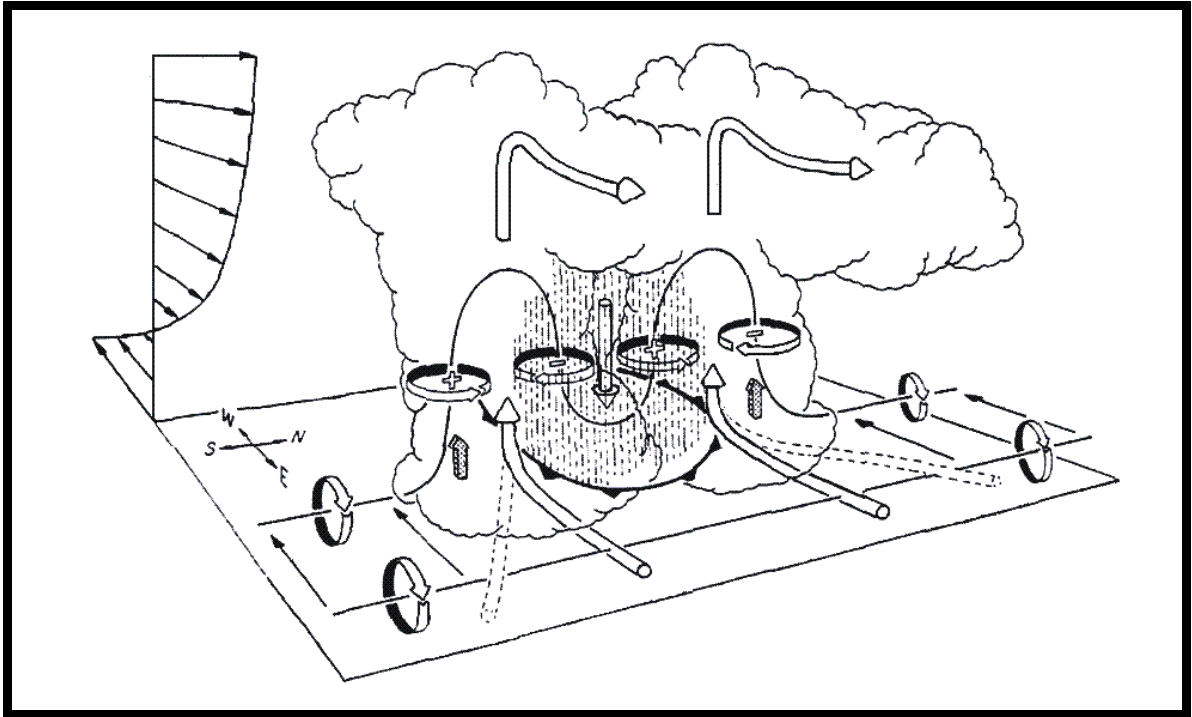
#### **2.4.2 A dinâmica interna das tempestades**

A dinâmica da convecção produz movimentos que vão desde célula isolada até sistemas convectivos de mesoescala e de escala sinótica (Johnson e Mapes, 2001). Na escala da tempestade, os efeitos dinâmicos contribuem para a divisão das supercélulas. As Figs. 2.5 e 2.6 ilustram um desses processos, obtidos por meio de simulações numéricas (Rotunno, 1981; Rotuno e Klemp, 1982). O levantamento das parcelas de ar surge a partir da queda da pressão em níveis médios dentro dos centros de vorticidade de ambos os sinais ao longo dos flancos da corrente ascendente (Fig. 2.5). Novas correntes ascendentes são então induzidas nessas regiões, o que leva à divisão da tempestade (Fig. 2.6).

O vetor cisalhamento da atmosfera ambiente determina o nascimento de novas células convectivas à direita ou à esquerda da célula original (Menezes e Silva Dias, 1998) e direciona a propagação da tempestade.



**Fig. 2.5:** Ilustração do estágio inicial da conversão de vorticidade horizontal ambiente contida num escoamento com cisalhamento de oeste, para vorticidade vertical num cumulonimbus. A vorticidade horizontal ambiente é indicada pelas setas planas circulares alinhadas na direção norte-sul fora da nuvem. As setas tridimensionais pontilhadas representam as forças, que promovem novos movimentos verticais ascendentes e descendentes. As setas cilíndricas indicam os escoamentos de ar no interior da nuvem. As linhas pretas sólidas representam as linhas de vórtice com o sentido de rotação dado pelas setas circulares planas. A região verticalmente listrada no interior do Cb indica área de precipitação, onde também há movimento vertical descendente. No eixo vertical à esquerda está representado o perfil vertical do escoamento horizontal. Adaptado de Johnson e Mapes (2001).



**Fig. 2.6:** Similar à Fig. 2.5, mas para o estágio de divisão em função de efeitos não lineares. O símbolo frontal na superfície marca a fronteira do ar frio espalhando-se por debaixo da tempestade. As setas cilíndricas pontilhadas indicam a localização do fluxo do ar quando as correntes ascendentes ficam nos flancos da tempestade. Adaptado de Johnson e Mapes (2001).

## 2.5 Assimilação de dados na condição inicial de um modelo numérico

A análise objetiva pode ser utilizada em estudos climáticos, da circulação geral da atmosfera e de diagnósticos para verificação de modelos teóricos conceituais (Lorenç, 1995). Entretanto, sua principal utilização é na iniciação de modelos numéricos de previsão do tempo de curto e médio prazo. No caso da previsão de curtíssimo (0 - 6 horas) e curto prazo (6 - 24 horas), certamente um dos grandes desafios é a iniciação do modelo. Este processo consiste em obter valores iniciais para todas as variáveis prognósticas do modelo, em cada um dos pontos de uma grade regularmente espaçada no espaço tridimensional (Daley, 1991). Portanto, medições com resolução compatível com a grade definida no modelo são fundamentais. Há ainda um número insuficiente de observações em um dado momento (Lorenç, 1995). Em geral, os dados são irregularmente espaçados e são interpolados para pontos da grade do modelo. Neste processo de análise objetiva, os dados são filtrados para remoção de informações espúrias (Daley, 1991). Desta análise resulta uma representação do estado da atmosfera no espaço num dado instante em que se espera que o valor das variáveis sejam os mais próximos do real com

a remoção de ruídos. Daley (1991) afirma que a análise objetiva é muito mais do que uma simples interpolação matemática, pelos seguintes motivos:

- As medições possuem erros devidos à imprecisão e calibração dos sistemas de medição ou da baixa resolução espacial da rede de monitoramento em relação aos fenômenos a serem analisados e em função de erros de transmissão;
- As variáveis atmosféricas dependem umas das outras e de leis físicas;
- Ausência de dados onde não existem redes de monitoramento;
- Há, num dado instante, previsões numéricas concomitantes.

Os modelos globais impõem vínculos físicos e estatísticos entre algumas variáveis durante o processo de interpolação ótima ou estatística (Lorenç, 1986; Gandin, 1988) para garantir a estabilidade numérica das simulações. No entanto, são filtradas altas frequências, com remoção de informações de sistemas de mesoescala. Modelos de mesoescala requerem um maior detalhamento das condições iniciais e de contorno. A inclusão de informações adicionais ao modelo é denominada assimilação de dados (Lorenç 1986). A representação da evolução temporal da atmosfera é estimada por um modelo de previsão numérica das equações diferenciais que descrevem as leis físicas da atmosfera e das parametrizações de processos físicos menores do que a resolução do modelo (Daley, 1991), chamados processos subgrade. A assimilação de dados permite que medições ao longo do tempo sejam incorporadas pelo modelo. O modelo organiza e propaga à frente as informações provenientes de observações anteriores. Quando esta assimilação de dados é seqüencial no tempo, denomina-se ciclo de assimilação de dados, que pode ser intermitente (Hallak e Silva Dias, 1996), ou contínuo (Daley 1991). Neste caso, os dados provenientes de novas observações são usados para modificar o estado atual do modelo, para que este seja tão consistente quanto possível com as informações novas e as anteriores. O ciclo de assimilação possui quatro subcomponentes (Daley, 1991):

1) Controle de qualidade de dados; 2) Análise objetiva; 3) Iniciação; 4) Previsão do próximo campo básico inicial.

Há normalmente mais informação no estado atual do modelo, proveniente das observações anteriores, do que há no novo conjunto de dados em um único tempo sinótico (Daley, 1985).

Assim, é importante levar em conta este aspecto no processo de assimilação no subcomponente 4 do ciclo de assimilação. Não se trata somente de uma questão de ajuste dos novos dados. Desde que todas as informações têm de estar representadas no modelo, é essencial que o modelo tenha resolução adequada, com detalhes físicos realísticos para representar a informação observada da forma mais consistente possível.

A assimilação seqüencial de dados ou ciclo de assimilação é um método intermediário em relação a outros mais complexos, como a assimilação de dados quadridimensional - 4DDA (Lorenc, 1986). Esta permite a assimilação contínua de informações com menor custo computacional. Este método foi primeiramente proposto por Charney et al. (1969), que sugeriu a combinação de informações passadas e presentes num modelo dinâmico explícito, de modo que as equações prognósticas proporcionassem continuidade no tempo e acoplamento dinâmico entre as diversas variáveis. Quando comparado com outras técnicas mais simples, como a iniciação estática, aquela gerada para um estado inicial apenas, ou a assimilação intermitente, a técnica 4DDA apresenta o melhor desempenho (Ramamurthy e Carr, 1987; Kuo e Guo, 1989; Stauffer e Seaman, 1990; Stauffer et al., 1991). Um outro exemplo de esquema de ajuste das observações é denominado de método de relaxação Newtoniana ou “nudging” (Daley, 1991). Este método consiste em introduzir termos de relaxação nas equações prognósticas que levam o modelo gradualmente a um estado próximo das observações. Neste processo, ruídos e inconsistências são removidos ou amortecidos dos campos de massa e momento (Davies, 1983).

Com maior grau de complexidade e custo computacional, o método denominado análise variacional (Daley, 1991; Lorenc, 1995; Schlatter, 2000; Kalnay, 2004) minimiza as diferenças entre os campos obtidos de uma estimativa anterior e os campos observados, por meio das correlações dos erros instrumentais e da própria interpolação generalizada. A análise variacional tridimensional (3DVAR) é utilizada, por exemplo, no centro Inglês de previsão, o Meteorological Office (Lorenc et al., 2000). No esquema de assimilação variacional ao longo do tempo de integração do modelo (4DVAR), os campos a serem assimilados são obtidos pela combinação do estado atual do modelo e o vetor inovação, que é a diferença entre a solução do modelo e as medições, por meio de um sistema de otimização ou de um modelo adjunto (Errico, 1997). Os modelos numéricos mais avançados são bastante completos fisicamente e incluem parametrizações dos processos com escalas menores do que a mínima escala resolvida pela grade do modelo. O método adjunto requer um esforço computacional expressivo para ser implantado operacionalmente. Le Dimet et al. (2002) indicam a

necessidade de métodos adjuntos mais precisos para garantir a unicidade das soluções. O método variacional é utilizado na maioria dos grandes centros de previsão mundiais (Lorenç et al., 2000; Klinker et al., 2000; Schlatter, 2000).

## **2.6 Previsão numérica determinística e por conjuntos**

Roebber et al. (2004) afirmam que previsões da circulação atmosférica possuem relativamente alto desempenho, enquanto previsões quantitativas de precipitação possuem baixo desempenho. Kimberly et al. (2002), por outro lado, realçam que, apesar dos recentes avanços no desenvolvimento de modelos numéricos que resolvem explicitamente a precipitação por previsão determinística, a melhor aplicação dos modelos de altíssima resolução espacial pode ser na previsão probabilística do tempo, na qual as soluções de simulações individuais são usadas como membros de um conjunto analisado estatisticamente.

Na *previsão determinística*, a previsão de convecção profunda é considerada essencialmente um problema de valor inicial (Kalnay et al., 1998). O aumento no desempenho das previsões determinísticas depende do contínuo aumento na resolução espacial dos domínios de grade e do refinamento das representações da realidade por intermédio de melhores parametrizações de processos físicos de escala menor do que a mínima escala resolvida pela grade do modelo. Além disso, informações mais precisas das características fisiográficas do solo e da superfície e o contínuo desenvolvimento dos métodos de observação e da análise objetiva para a obtenção de condições iniciais cada vez mais perfeitas são essenciais.

Na *previsão por conjuntos*, considera-se primeiramente que o desempenho das simulações numéricas determinísticas é limitado no tempo (Kalnay, 2004), uma vez que as soluções de sistemas de equações não-lineares são extremamente sensíveis às condições iniciais (Lorenz, 1963). Isto significa que, a partir de um determinado momento, quando os termos não-lineares das equações começam a dominar o resultado numérico, o processo determinístico passa a ter um decréscimo na sua adequação para prever o estado futuro da atmosfera, com perda total de dependência com a condição inicial. Essa questão é agravada no caso das previsões de curto prazo, como é o caso dos sistemas convectivos profundos. Os modelos numéricos de área limitada requerem algum tempo a partir da condição inicial no ajuste entre os campos de massa e movimento e nos processos de "spin-up" dos campos de vorticidade relativa (Bluestein, 1993) e precipitação (Pereira Filho et al., 1999). Além disso, os termos não-



lineares das equações carregam consigo interações complexas entre fenômenos de diferentes escalas (Silva Dias, 2000).

A previsão por conjuntos pode ser efetuada por meio da criação concomitante de múltiplas previsões obtidas por um mesmo modelo a partir de condições iniciais levemente diferenciadas entre si. Ela pode ser obtida também por meio das previsões de diferentes modelos válidos para um mesmo período ou, ainda, pelo uso de diferentes opções físicas e de parametrizações de processos de escala subgrade dentro de um mesmo modelo (Kalnay, 2004). Sumariamente, a previsão por conjuntos combina as diversas saídas numéricas das previsões para calcular a média dos resultados, que, a partir de certo momento da integração dos modelos, tem maior acurácia do que as previsões individuais (Kalnay et al., 1998). Isto ocorre porque os componentes da previsão que são mais incertos (para mais ou para menos em relação à média) tendem a se anular no processo de cálculo da média. Este processo reduz o impacto dos erros nas condições iniciais em uma previsão (Buizza, 1997). Além disso, a previsão por conjuntos pode revelar quão confiável é uma previsão a partir da análise do espalhamento das quantidades previstas pelas diferentes previsões (Buizza, 1997). No entanto, para sistemas convectivos locais, resultados médios podem mascarar a verdadeira severidade do fenômeno atmosférico.

Os conceitos de previsão por conjuntos têm sido usados com modelos globais para a escala sinótica (Stensrud et al., 2000). O aumento da capacidade de processamento dos computadores e de modelos numéricos da atmosfera mais sofisticados que proporcionam previsões na escala de nuvens convectivas (Hallak et al., 2006a, b, c) podem estender a aplicação dos conceitos de previsão por conjuntos para o curto prazo e em alta resolução espacial. Esta pode proporcionar informações sobre os limites dos intervalos de validade das soluções obtidas e sobre as medidas de incerteza das previsões na escala de tempestades. A informação da incerteza pode ser extremamente útil na previsão da precipitação de origem convectiva em relação não só à quantidade prevista (amplitude) como também à distribuição dos campos de precipitação (fase). Nesta escala, os modelos pertencentes a um conjunto dispensam o uso da parametrização de convecção (Hallak, 2006b; 2006c). Assim, toda a precipitação é deixada a cargo da parametrização de microfísica de nuvens.

Considerando-se que as previsões numéricas são sensíveis tanto às pequenas incertezas na condição inicial (Lorenz, 1963) quanto às imperfeições do modelo na representação da realidade física da atmosfera (Harrison et al., 1999), um processo de previsão por conjuntos

pode ser baseado, inicialmente, na criação de várias análises do estado inicial da atmosfera igualmente prováveis e que compreendam o verdadeiro estado da atmosfera naquele instante (Stensrud et al., 2000). O espalhamento entre as análises individuais em torno da média (o desvio padrão das análises do conjunto em relação à média) é uma estimativa da incerteza das análises (Stensrud et al., 2000).

### **3 - Dados e metodologia**

Para vários eventos de enchentes ou de outras conseqüências adversas associadas a fortes episódios de precipitação na RMSF observados entre janeiro de 2003 e abril de 2005, foram coletadas e analisadas as imagens dos satélites GOES-8 e GOES-12 no canal infravermelho em alta resolução espacial (4 km x 4 km nas direções leste-oeste e norte-sul, respectivamente). Outras variáveis meteorológicas destes sistemas convectivos são medidas de estações de superfície, radiossondagens e matrizes de Constant Altitude Plan Position Indicator ou Indicador de Posição do Plano de Altitude Constante (CAPPI) de 3 km do radar meteorológico de São Paulo, geradas pelo Centro Tecnológico de Hidráulica da Escola Politécnica da USP. São também utilizadas análises do modelo global The Global Forecast System [Sistema de Previsão Global (GFS)] do National Centers for Environmental Prediction [Centros Nacionais para Previsão Ambiental (NCEP)] dos EUA em pontos de grade.

As simulações numéricas são efetuadas com o sistema ARPS [Advanced Regional Prediction System ou Sistema Avançado de Previsão Regional (Xue et al., 1995; Xue et al., 2000; Xue et al., 2001; Xue et al., 2003)]. Análises diagnósticas preliminares e geração de condições iniciais para as simulações ARPS são efetuadas com o sistema de assimilação de dados do ARPS - ARPS Data Assimilation System [Sistema de Assimilação de Dados do ARPS (ADAS)], de alto desempenho a um baixo custo computacional (Haas et al., 2000), desenvolvido para utilizar os mais variados tipos de medições atmosféricas.

#### **3.1 Dados**

##### **3.1.1 Medições das redes de superfície SYNOP, METAR e CETESB**

As redes de estações de superfície SYNOP e METAR medem a velocidade ( $\text{m s}^{-1}$ ) e a direção do vento (graus), temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), temperatura do ponto de orvalho ( $^{\circ}\text{C}$ ), pressão atmosférica ao nível da estação (Pa), pressão atmosférica reduzida ao nível do mar (Pa), precipitação acumulada (mm/24 h) e fração de cobertura de nuvens. A rede SYNOP coleta medições da atmosfera nos horários sinóticos (0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC e 1800 UTC) enquanto a rede METAR o faz numa frequência horária. A rede de estações da Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental (CETESB) mede a velocidade ( $\text{m s}^{-1}$ ) e a direção do vento (graus), temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), umidade relativa (%) e pressão atmosférica

ao nível da estação (Pa) numa frequência horária. As medições da CETESB foram irregulares para os dias selecionados.

### **3.1.2 Radiossondagens da atmosfera**

Radiossondagens do aeródromo de Campo de Marte são realizadas duas vezes ao dia, às 0000 UTC e 1200 UTC. Mede-se a velocidade ( $\text{m s}^{-1}$ ) e a direção (graus) do vento, a pressão atmosférica (hPa), a temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) e a umidade relativa do ar (%). Os arquivos com estas medidas também disponibilizam a altura geopotencial (m), temperatura do ponto de orvalho ( $^{\circ}\text{C}$ ), razão de mistura do vapor d'água ( $\text{g kg}^{-1}$ ), temperatura potencial (K), temperatura potencial equivalente (K) e temperatura potencial virtual (K). Estes arquivos contêm índices de instabilidade de showalter, de levantamento, K, total totals, energia potencial convectiva disponível [CAPE ( $\text{J kg}^{-1}$ )], energia potencial convectiva disponível calculada a partir da temperatura virtual [CAPEV ( $\text{J kg}^{-1}$ )], inibição de convecção [CINI ( $\text{J kg}^{-1}$ )], inibição de convecção calculada a partir da temperatura virtual [CINIV ( $\text{J kg}^{-1}$ )], número de Richardson global [BRN (adimensional)], espessura entre 1000 hPa e 500 hPa (mgp) e água precipitável (mm) para toda a coluna vertical da sondagem.

### **3.1.3 Radar meteorológico de São Paulo**

O radar meteorológico de São Paulo, de propriedade do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), está instalado na Barragem de Ponte Nova, localizada na cabeceira do rio Tietê a uma altitude de 916 m. Trata-se de um radar banda S com comprimento de onda de 10 cm. Os dados de refletividade são armazenados em azimute e elevação com intervalo de tempo de 5 minutos. Estes dados produzem estimativas da taxa de precipitação com resolução espacial horizontal de 2 km x 2 km em 16 níveis verticais entre 1.5 km e 18 km. Este radar cobre uma área de 129.600  $\text{km}^2$  abrangendo o litoral paulista desde Iguape até Angra dos Reis, passando por Sorocaba, sul de Minas Gerais e Vale do Paraíba (Fig. 3.1).

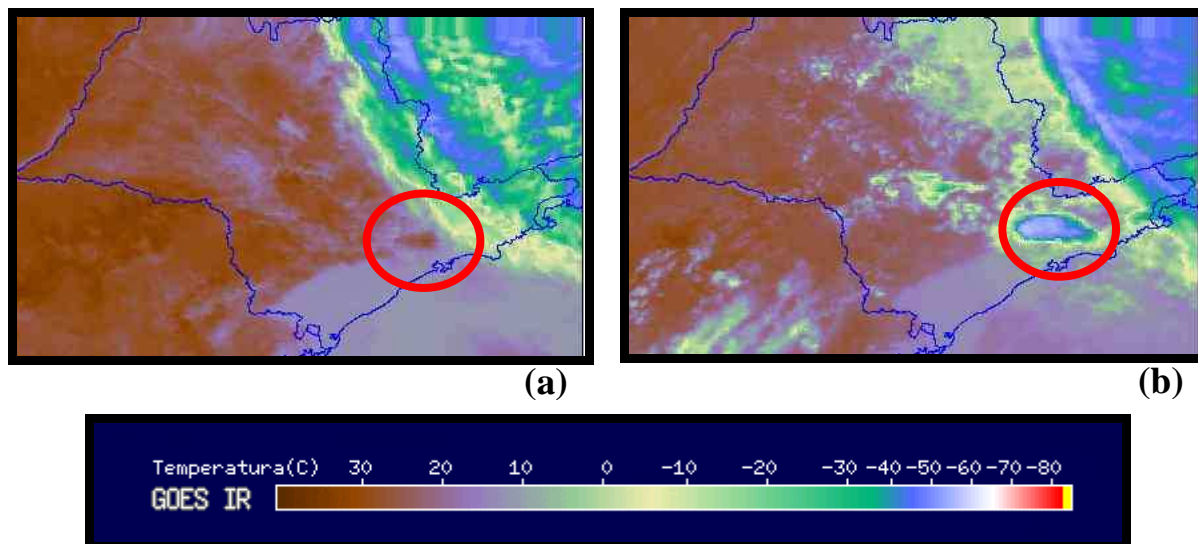
Neste trabalho utilizou-se a taxa de precipitação de 3 km de altitude, processados a partir das medições de refletividade. As taxas de precipitação foram calculadas a partir da relação Z-R de Marshall-Palmer (1948) e os resultados finais convertidos para o formato binário para visualização no software gráfico GrADS [The Grid Analysis and Display System (Doty, 1995)].



**Fig. 3.1:** Área de abrangência do radar meteorológico de São Paulo. Ao centro, o x marca a posição geográfica do radar. O círculo, com 240 km de raio, indica os limites da área de abrangência. A RMSP é mostrada ao oeste da posição do radar. Fonte da imagem de satélite: Google Earth.

#### **3.1.4 Imagens GOES-12 no canal infravermelho**

As imagens do satélite geostacionário GOES-12 utilizadas neste trabalho têm frequência aproximada de 30 minutos. No entanto, em muitas situações as imagens estão disponíveis a cada 3 horas, devido à operação do satélite. As imagens GOES do canal infravermelho de baixa resolução espacial e de maior área de cobertura, apresentadas em tons de cinza, são disponibilizadas operacionalmente pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e coletadas no Laboratório MASTER do DCA/IAG/USP.



**Fig. 3.2:** Imagens GOES-12 no canal infravermelho de alta resolução espacial mostrando (a) o estabelecimento de ilha de calor urbana da RMSP em 10 de outubro de 2006 às 1445 UTC e (b) o desenvolvimento conseqüente de uma célula convectiva na RMSP às 1909 UTC. Escala de cores indica temperatura.

As imagens GOES-12 no canal infravermelho são obtidas por meio de sensores que medem a radiação de ondas longas emitidas por nuvens e por superfícies continentais e oceânicas (Oliveira et al., 2001). Essas medidas podem ser convertidas em temperaturas dos corpos detectados e processados na forma digital. A quantidade de radiação infravermelha detectada é diretamente proporcional à temperatura da superfície observada (Oliveira et al., 2001). Assim, nuvens com topos frios têm tonalidade branca e, nuvens baixas, cinza escura. Pode-se, portanto, distinguir as diferenças de altura entre as nuvens e as diferenças entre as superfícies oceânicas e continentais. Além disso, o canal infravermelho permite monitoramento de 24 horas por dia.

As imagens do canal infravermelho dos satélites GOES-12 foram também obtidas na internet e tratadas no Laboratório MASTER, que as disponibiliza em alta resolução espacial (4 km x 4 km) e tons coloridos segundo a temperatura de cada pixel de imagem. A Fig.3.2 mostra exemplos de imagem GOES-12 no canal infravermelho em alta resolução espacial onde se observa uma ilha de calor urbana da RMSP em 10 de outubro de 2006 as 1445 UTC, indicada pela mancha escura na faixa leste do Estado de São Paulo (Fig. 3.2a) e subsequente desenvolvimento de uma célula convectiva às 1909 UTC (Fig. 3.2b).

### 3.1.5 Análises do modelo global GFS

As análises do modelo de circulação global da atmosfera GFS (antigo AVN) estão disponíveis a cada 6 horas, em 26 níveis isobáricos entre 1000 hPa e 10 hPa, com os campos de componentes zonal ( $m s^{-1}$ ), meridional ( $m s^{-1}$ ) e vertical do vento ( $Pa s^{-1}$ ), umidade relativa (%), temperatura do ar ( $^{\circ}C$ ) e pressão atmosférica ao nível do mar (hPa), entre diversas outras variáveis atmosféricas derivadas, como altura geopotencial (mgp) e CAPE ( $J kg^{-1}$ ).

As análises GFS são utilizadas como condições iniciais e de fronteira para a grade ARPS de menor resolução espacial bem como para as análises da atmosfera em escala sinótica para cada um dos casos em estudo. Na escala sinótica, os principais campos analisados são os de pressão atmosférica ao nível do mar, circulação do ar em diversos níveis da troposfera, divergência do fluxo de umidade na baixa troposfera e divergência de massa em altos níveis da atmosfera. Quando significativos, são apresentados ainda outros campos, como CAPE calculado a partir da superfície e movimento vertical em níveis de interesse.

## 3.2 O Sistema ARPS

O sistema ARPS é flexível e permite assimilar diferentes conjuntos de dados meteorológicos necessários à caracterização de sistemas meteorológicos de interesse para os objetivos desta tese. As principais características do ARPS são (Xue et al., 1995, 2001, 2002 e 2003):

- Equações não-hidrostáticas da atmosfera, totalmente compressíveis;
- Base global de dados de superfície e configuração de software com resolução de 30 segundos de grau (aproximadamente 900 metros);
- Geometria cartesiana unidimensional (1D), bidimensional (2D) e tridimensional (3D) e coordenada vertical  $\sigma_z$  que segue as variações de altura do terreno com opção de resolução vertical arbitrada pelo usuário;
- Opções de advecção de segunda e quarta ordens quadraticamente conservativas na grade tipo C de Arakawa;
- Esquema tipo “leapfrog” e semi-explícito para os modos de gravidade e acústicos, respectivamente, com opção para filtro de Asselin; opção verticalmente implícita;

- Iniciação homogênea com uma sondagem, funções analíticas ou heterogêneas tridimensionais;
- Condições laterais periódicas, rígidas, gradiente zero, radiativas, externamente forçadas por nudging e condições especificadas pelo usuário;
- Condições rígidas, gradiente zero, periódicas, tipo camada "esponja de Rayleigh" nas fronteiras superior e superfície;
- Translação automática de domínio aninhado para seguir trajetórias de tempestades (storm-tracking);
- Parametrização da turbulência subgrade de Smagorinsky-Lilly (fechamento diagnóstico de primeira ordem), formulação de energia cinética turbulenta de ordem 1.5 e fechamento dinâmico de Germano;
- Parametrização de microfísica para “chuva quente” (warm-rain) de Kessler e 3 categorias de gelo, num total de 6 fases de água: água de nuvem, água de chuva, gelo de nuvem, neve e granizo (hail) /granizo leve (graupel) (Lin et al., 1983); opção para o esquema simplificado de Schultz (Schultz, 1995); prognóstico do número de concentrações;
- Parametrização de cúmulos de Kuo e Kain- Fritsch (Kain and Fritsch, 1993);
- Parametrização de fluxos superficiais de momento, calor e umidade a partir das leis de arrasto aerodinâmico, com formulações dependentes da estabilidade atmosférica;
- Modelo de solo difusivo com múltiplas camadas e opção para iniciação usando o índice de precipitação antecedente;
- Radiação de onda longa e onda curta do esquema do Goddard Space Flight Center da NASA;
- Pacote de análise objetiva local que pode propiciar condições iniciais para iniciação do modelo em tempo real;
- Sistema de assimilação de dados variacional tridimensional (3DVAR) para dados em coordenadas esféricas de radar Doppler e outros tipos de dados.



Xue et al. (1995, 2001, 2002 e 2003) apresentam de forma abrangente e referenciada as formulações utilizadas nos sistemas ARPS e ADAS. O Apêndice A descreve as formulações das equações primitivas do ARPS e os conceitos básicos da parametrização de Lin et al. (1983).

### 3.2.1 Variáveis simuladas e pós-processadas

A Tabela 1 traz as variáveis atmosféricas explicitamente resolvidas pelo ARPS. As variáveis da Tabela 1 são dependentes das variáveis independentes (x, y, z, t) [coordenadas cartesianas] e compõem o conjunto de equações da dinâmica dos fluídos (Navier-Stokes), a base dinâmica e termodinâmica do modelo prognóstico ARPS. [ Xue et al. (1995, 2001, 2002 e 2003)].

**Tabela 1 - Variáveis atmosféricas explicitamente simuladas pelo ARPS**

<b>Variável</b>	<b>Símbolo</b>	<b>Unidades</b>
<b>Componente Zonal do Vento</b>	<b>u</b>	<b>(m s<sup>-1</sup>)</b>
<b>Componente Meridional do Vento</b>	<b>v</b>	<b>(m s<sup>-1</sup>)</b>
<b>Componente Vertical do Vento</b>	<b>w</b>	<b>(m s<sup>-1</sup>)</b>
<b>Temperatura Potencial</b>	<b>θ</b>	<b>(K)</b>
<b>Pressão Atmosférica</b>	<b>p</b>	<b>(Pa)</b>
<b>Razão de Mistura do Vapor D'água</b>	<b>q<sub>v</sub></b>	<b>(g kg<sup>-1</sup>)</b>
<b>Razão de Mistura da Água de Nuvem</b>	<b>q<sub>c</sub></b>	<b>(g kg<sup>-1</sup>)</b>
<b>Razão de Mistura da Água de Chuva</b>	<b>q<sub>r</sub></b>	<b>(g kg<sup>-1</sup>)</b>
<b>Razão de Mistura da Água em Forma de Cristais de Gelo</b>	<b>q<sub>i</sub></b>	<b>(g kg<sup>-1</sup>)</b>
<b>Razão de Mistura da Água em Forma de Neve</b>	<b>q<sub>s</sub></b>	<b>(g kg<sup>-1</sup>)</b>
<b>Razão de Mistura da Água em Forma de Granizo</b>	<b>q<sub>h</sub></b>	<b>(g kg<sup>-1</sup>)</b>

A Tabela 2 lista as variáveis calculadas no pós-processamento dos resultados das simulações, desenvolvido no decorrer deste trabalho. As variáveis da Tabela 2 foram derivadas das variáveis simuladas pelo ARPS com base em Bolton (1980) e Betts et al. (2002).

**Tabela 2 - Variáveis derivadas no pós-processamento**

Variável	Símbolo	Unidades
Temperatura absoluta do ar	$T_K$	(K)
Temperatura do ar (Celsius)	$T_C$	(°C)
Pressão do vapor d'água	$e$	(hPa)
Pressão de saturação do vapor d'água	$e_s$	(hPa)
Umidade relativa	UR	(%)
Temperatura do ponto de orvalho	$T_D$	(°C)
Temperatura do bulbo úmido	$T_w$	(°C)
Temperatura potencial do bulbo úmido	$\theta_w$	(K)
Razão de mistura de saturação do vapor d'água	$q_{vs}$	(g kg <sup>-1</sup> )
Temperatura de saturação do NCL	$T^*$	(K)
Temperatura potencial equivalente	$\theta_e$	(K)
Temperatura potencial equivalente de saturação	$\theta_{es}$	(K)
Umidade específica	$s$	(kg kg <sup>-1</sup> )
Temperatura virtual	$T_v$	(K)
Densidade do ar	$\rho$	(kg m <sup>-3</sup> )
Temperatura do NCL	$T_{NCL}$	(K)
Pressão do NCL	$P_{NCL}$	(hPa)
Energia de inibição de convecção	CINI	(J kg <sup>-1</sup> )
Energia potencial convectiva disponível	CAPE	(J kg <sup>-1</sup> )
Pressão ao nível do mar	slp	(hPa)
Altitude do NCL	$Z_{NCL}$	(m)
Cisalhamento médio entre 500 m e 6.000 m	CIS	(J kg <sup>-1</sup> )
<b>Número de Richardson Global</b>	NRG	(adm)

### 3.3 O ADAS (ARPS Data Assimilation System)

A análise objetiva do ARPS, denominada ADAS, interpola observações para a grade do modelo, combina dados observados com um campo de estimativa prévia e realiza ao mesmo tempo um controle de qualidade. O ADAS permite utilizar-se velocidade Doppler, campo de vento recuperado da velocidade Doppler, dados de radiossondas, estações de superfície, perfiladores de vento, satélites e outros. Cada plataforma de dados possui erros característicos, que são considerados no processamento da análise. O campo de estimativa preliminar pode ser qualquer um dos tipos de iniciação do ARPS como, por exemplo, um arquivo ARPS rodado previamente com menor resolução espacial ou uma simples sondagem da atmosfera

(iniciação homogênea). Normalmente, a estimativa preliminar é obtida dos campos tridimensionais de um modelo de grande escala (iniciação heterogênea) (e.g., Hallak e Silva Dias, 1996).

O ADAS utiliza o esquema de correções sucessivas de Bratseth (1986), um esquema iterativo que converge para o esquema ótimo (Lorenc, 1986; Gandin, 1988), também denominado Interpolação Estatística., que reduz o processamento matricial com os ajustes e balanços dinâmicos e termodinâmicos realizados no fim de cada iteração para controlar a estabilidade e outros aspectos da análise em desenvolvimento. Dados adicionais podem ser assimilados após poucas iterações com os dados de grande escala. Ao fim, as iterações podem ser entremeadas com os passos de tempo do modelo para formar um processo de iniciação dinâmica (Bloom, 1996). Este tipo de esquema tem sido utilizado com sucesso tanto em pesquisa (Sashegyi, 1993) como em modelagem operacional de mesoescala (Lorenc et al. 1991).

O ADAS possui um esquema de análise 3D de extensão e profundidade de nuvens, baseado no esquema Local Analysis and Prediction System (LAPS) (Albers, 1995; Albers et al., 1996), com o objetivo de reduzir o tempo de "spin-up" dos campos de precipitação nos passos iniciais de integração do modelo (Pereira Filho et al., 1999). O esquema incorpora informações sobre nuvens provenientes de boletins de estações de superfície dos tipos SYNOP e METAR, dados de imagens de satélites infravermelho e visível e refletividade de radar, combinando-os com o campo de umidade relativa obtido por uma estimativa preliminar para se obter o campo tridimensional de cobertura de nuvens e precipitação. Os produtos desta análise incluem as razões de mistura de água de nuvem e de gelo, tipos de nuvem e precipitação, velocidade vertical dentro da nuvem, índice de severidade de formação de gelo e razões de mistura de chuva, neve e granizo. Os campos de topo de nuvem e teto são também derivados. Além disso, outras fontes de dados não convencionais de altitude, de satélite e de superfície podem ser assimiladas no código, mapeando-se adequadamente o seu erro característico.

O conjunto de dados convencionais ou não que poderiam ser assimilados em modelos numéricos regionais é bastante diversificado. Dentre os mais importantes, relacionam-se: dados de estações meteorológicas de superfície e de plataformas automáticas de coleta de dados (PCD); radiossondagens; perfis de temperatura e umidade TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) oriundas de satélites de órbita polar (Sakuragi e Hallak, 1996; Powers e Gao, 2000) e dados recuperados de sensores a bordo de satélites geoestacionários VISSR

Atmospheric Sounder - VAS (Lipton et al., 1989); vento estimado por satélites de órbita geostacionária em altos, médios e baixos níveis da atmosfera (Laurent e Machado, 1994; Rao et al., 2002); cobertura de nuvens por imagens no canal infravermelho e/ou visível (Greenwald et al., 2002); umidade estimada por GPS - Global Positioning System (Mac Donald et al., 2002); água precipitável (Guo et al. 2000); dados de perfiladores verticais de vento (Kuo e Guo, 1989; Guo et al. 2000; Fillion, 2002) e precipitação (Pereira Filho et al., 1999; Guo et al. 2000; Errico et al., 2000; Errico et al., 2001).

### **3.4 A assimilação de variáveis meteorológicas**

No método padrão de análise de variáveis meteorológicas para a geração das condições iniciais que alimentam o modelo ARPS, os campos de estimativa inicial da análise de um modelo global ou uma rodada ARPS prévia de menor resolução espacial são atualizados com as observações meteorológicas. Os campos assim atualizados são usados como condição inicial para a execução do modelo. De forma alternativa, os campos de estimativa inicial podem ser usados como condição inicial do modelo e incrementos calculados pelos métodos de análises ADAS podem ser gradualmente mesclados dentro das soluções do modelo durante a execução do mesmo. Este procedimento usa as análises incrementais como forçantes constantes nas equações prognósticas do modelo centradas no horário da análise. Como resultado, a análise incremental pode auxiliar o ajuste das variáveis não medidas enquanto os ruídos no modelo de previsão são reduzidos. Este método está descrito em Bloom et al. (1996), que mostram que a análise incremental tem a propriedade de um filtro passa-baixa na dimensão temporal.

### **3.5 Os experimentos numéricos**

Os experimentos visam avaliar a adequação do modelo ARPS na representação da instabilidade atmosférica no âmbito da RMSP em dias de desenvolvimento de células convectivas profundas. Além disso, identificar os mecanismos físicos mais comuns no disparo desta convecção na RMSP. Assim, os experimentos numéricos de alta resolução espacial foram planejados a fim de simular células convectivas monitoradas por sensoriamento remoto durante os eventos e verificar amplitudes e fases obtidas da física do modelo a partir das análises do modelo global GFS de 100 km de resolução espacial como condições iniciais e de fronteira. Numa fase mais avançada do planejamento, é utilizada a assimilação de dados de

outras fontes, como SYNOP, METAR e de estações automáticas de superfície de outras instituições espalhadas pela RMSP.

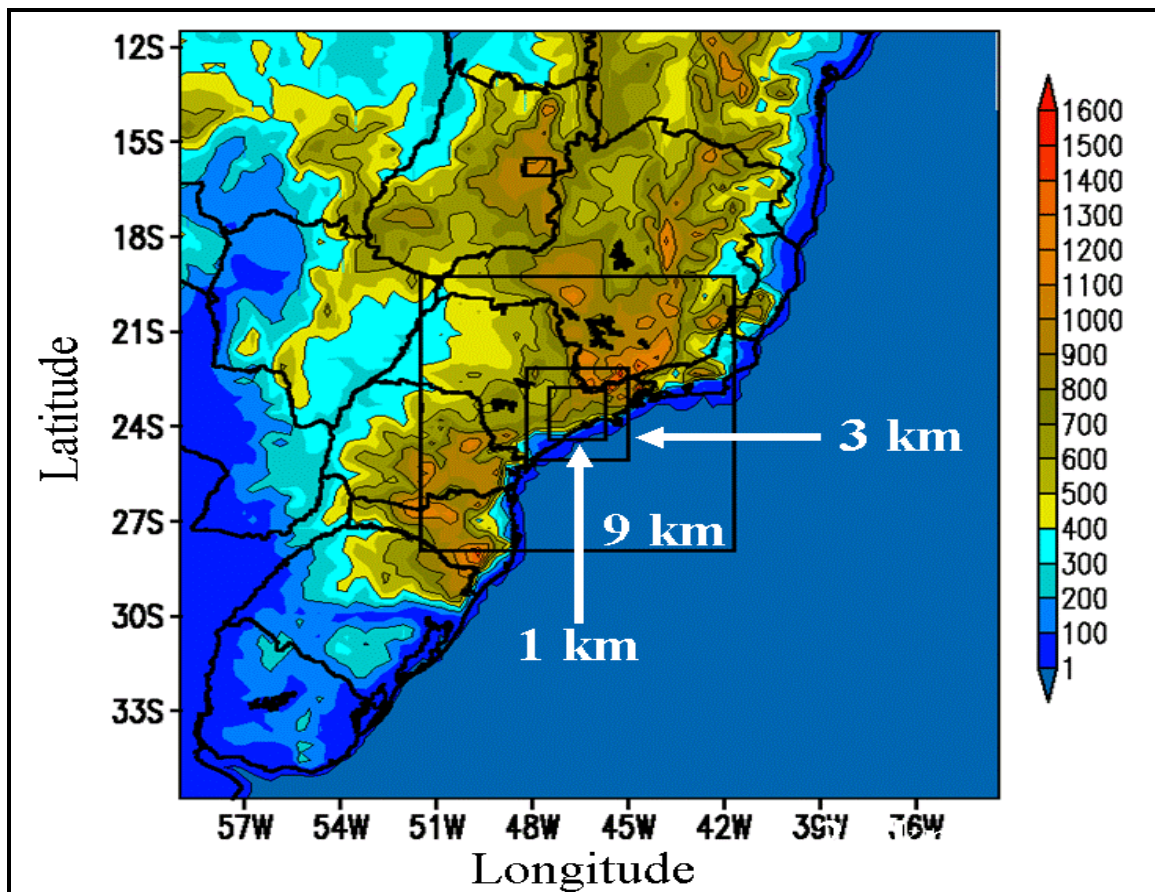
As subseções a seguir apresentam de maneira concisa as principais definições e escolhas quanto às parametrizações disponíveis no modelo e suas grades numéricas.

### **3.5.1 Aninhamento e experimentos controle**

Os experimentos numéricos foram realizados com resoluções espaciais de 27 km, 9 km, 3 km e 1 km, de acordo com cada caso estudado. As simulações com a parametrização de cúmulos de Kuo (não apresentadas) mostraram desempenho inferior às simulações com parametrização de Kain-Fritsch (Kain e Fritsch, 1993), resultados similares aos de Haas et al. (2002a). Desta forma, utilizou-se apenas a parametrização de Kain-Fritsch.

A Fig. 3.3 mostra os domínios numéricos para as 4 grades definidas para as séries de simulações e suas respectivas resoluções horizontais. A topografia no domínio da grade de 27 km é complexa e, assim, as fronteiras laterais estão sobre terrenos íngremes e limitam a estabilidade do modelo numérico. Os domínios estão centrados no mesmo ponto geográfico (-23.60 °S; -46.60 °W), aproximadamente no centro da RMSP e fazem uso da projeção conforme da Lambert (Xue et al., 1995). As escolhas das áreas dos domínios numéricos foram realizadas tendo em vista o custo computacional e densidades das malhas.

O domínio com resolução espacial de 27 km é iniciado com as análises do modelo GFS de modo a transferir informações de escala sinótica e mesoescala- $\alpha$  ao domínio com resolução de 9 km, apropriada para a mesoescala- $\beta$  e, assim, transferir informações para a grade de 3 km. Os domínios com resolução de 3 km e 1 km resolvem sistemas em mesoescala- $\gamma$ . O domínio da grade de 1 km de resolução obtém condições iniciais e de fronteira das simulações de 3 km. Utilizou-se a razão de 1/4 e 1/3 pontos de grade entre GFS / ARPS27km e demais grades, respectivamente.



**Fig. 3.3:** Mapa topográfico da área de estudo com os domínios das 4 grades das simulações. As resoluções horizontais estão indicadas. A escala de cores indica a altitude (m) da grade de 27 km. Contornos geopolíticos estão indicados.

A Tabela 3 mostra as características dos experimentos controle quanto à definição das grades, características de superfície e solo, parametrizações de precipitação utilizadas, tempo e passo de integração das simulações. Os nomes dos experimentos controle recebem o sufixo CTL precedido da resolução da grade em km (27CTL, 9CTL, 3CTL e 1CTL).

A camada limite planetária das simulações de mais alta resolução espacial (3 km e 1 km) tem o primeiro nível a 10 m acima da superfície e os demais níveis espaçados de 20 m até 400 m. Acima, os intervalos verticais crescem na razão de uma função tangencial hiperbólica.

As condições iniciais são heterogêneas. Nos experimentos controle, as grades de 3 km e 1 km não utilizam parametrização de cúmulos, apenas a parametrização de microfísica de nuvens de Lin et al. (1983), para analisar a simulação explícita da convecção profunda sobre RMSP.

**Tabela 3 – Características gerais dos experimentos controle com o modelo ARPS**

<b>Características</b>	<b>Resolução Horizontal da Grade</b>			
	<b>27 km</b>	<b>9 km</b>	<b>3 km</b>	<b>1 km</b>
<b>Gerais dos Experimentos</b>				
<b>Nome do Experimento</b>	<b>27CTL</b>	<b>9CTL</b>	<b>3CTL</b>	<b>1CTL</b>
<b>Pontos na Horizontal</b>	<b>108 x 108</b>	<b>108 x 108</b>	<b>108 x 108</b>	<b>183 x 183</b>
<b>Níveis na Vertical</b>	<b>72</b>	<b>72</b>	<b>72</b>	<b>72</b>
<b>Primeiro Nível</b>	<b>40 m</b>	<b>20 m</b>	<b>10 m</b>	<b>10 m</b>
<b>Topo do Modelo</b>	<b>~ 30 km</b>	<b>~ 29 km</b>	<b>~ 28.5 km</b>	<b>~ 28.5 km</b>
<b>Tempo de Integração</b>	<b>24 h</b>	<b>12 a 24 h</b>	<b>12 a 24 h</b>	<b>12 h</b>
<b>Passo de Tempo</b>	<b>60 s</b>	<b>20 s</b>	<b>6 s</b>	<b>2 s</b>
<b>Cond. Iniciais/Contorno</b>	<b>GFS (1°)</b>	<b>ARPS 27 km</b>	<b>ARPS 9 km</b>	<b>ARPS 3 km</b>
<b>Topografia (USGS)</b>	<b>900 m</b>	<b>900 m</b>	<b>900 m</b>	<b>900 m</b>
<b>Paramet. de Cúmulos</b>	<b>Sim</b>	<b>Sim</b>	<b>Não</b>	<b>Não</b>
<b>Paramet. de Microfísica</b>	<b>Sim</b>	<b>Sim</b>	<b>Sim</b>	<b>Sim</b>
<b>Modelo de Solo</b>	<b>2 Camadas</b>	<b>2 Camadas</b>	<b>2 Camadas</b>	<b>2 Camadas</b>
<b>Tipo de Solo</b>	<b>Realístico</b>	<b>Realístico</b>	<b>Realístico</b>	<b>Realístico</b>
<b>Tipo de Vegetação</b>	<b>Realístico</b>	<b>Realístico</b>	<b>Realístico</b>	<b>Realístico</b>

### **3.6 Análises das simulações e processamento paralelo**

Um grande número de simulações foi realizado no decorrer deste trabalho. Foram também utilizados diferentes sistemas computacionais ao longo do tempo. Dos 8 eventos observados na seção 1, foram simulados os dias 02, 04 e 12 de fevereiro de 2004, 27 de novembro de 2004, 25 de fevereiro de 2005 e 08 de abril de 2005. As simulações, em geral, resultaram próximas do observado, com erros em fase e amplitude dos núcleos de precipitação. Neste trabalho serão apresentados os resultados dos eventos que, dentre eles, causaram maiores distúrbios à população da RMSP: 02 e 04 de fevereiro de 2004.

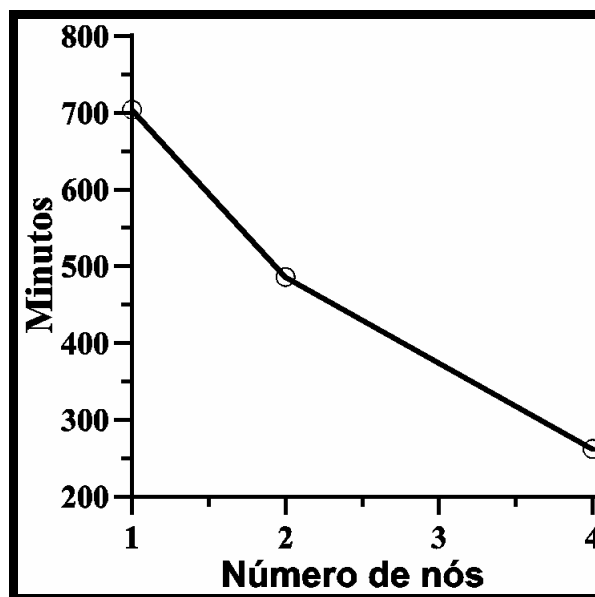
As saídas das melhores simulações de 02 e 04 de fevereiro de 2004 em alta resolução espacial foram salvas a cada minuto de integração entre 1700 UTC e 2100 UTC, períodos de maior atividade convectiva naqueles dias. Análises foram então realizadas com animações de campos simulados.

Inicialmente, avaliou-se o sistema ARPS por meio de simulações dos eventos selecionados num “cluster Beowulf” com 2 processadores AMD de 1.8 GHz. Posteriormente foram

adicionados 2 processadores AMD de 2.0 GHz. Detalhes do cluster estão em Hallak et al. (2004b).

A Fig. 3.4 mostra o tempo de processamento em função do número de nós de uma simulação de 12 horas com 1, 2 e 4 processadores. O tempo computacional de processamento foi reduzido em 30% e 65% para de 2 e 4 nós, respectivamente.

Simulações de 24 horas com 4 processadores nas grades de 3 e 1 km (Tabela 3) requeriam 2 e 7 dias de processamento, respectivamente.



**Fig. 3.4:** Tempo de processamento (minutos) de uma simulação com o sistema ARPS integrada por 12 horas com 1, 2 e 4 processadores.

O sistema computacional do Laboratório de Hidrometeorologia (IAG/USP) implantado no fim de 2006 no âmbito do programa SIHESP/FAPESP permitiu uma redução do tempo de processamento e viabilizou um maior número de simulações. Trata-se de um cluster de 16 processadores Pentium 4/3.0 GHz com pico de processamento de 120 Gflops e média de 38 Gflops. As características gerais do sistema estão em Pereira Filho et al. (2005).



## 4 - Resultados

As análises das medições meteorológicas disponíveis e das simulações numéricas são apresentadas nesta seção. Os eventos estudados apresentam interações físicas entre diferentes escalas espaço-temporais e estão associados a intensas circulações e precipitação.

### 4.1 Simulação numérica do ciclo de vida de uma célula convectiva profunda

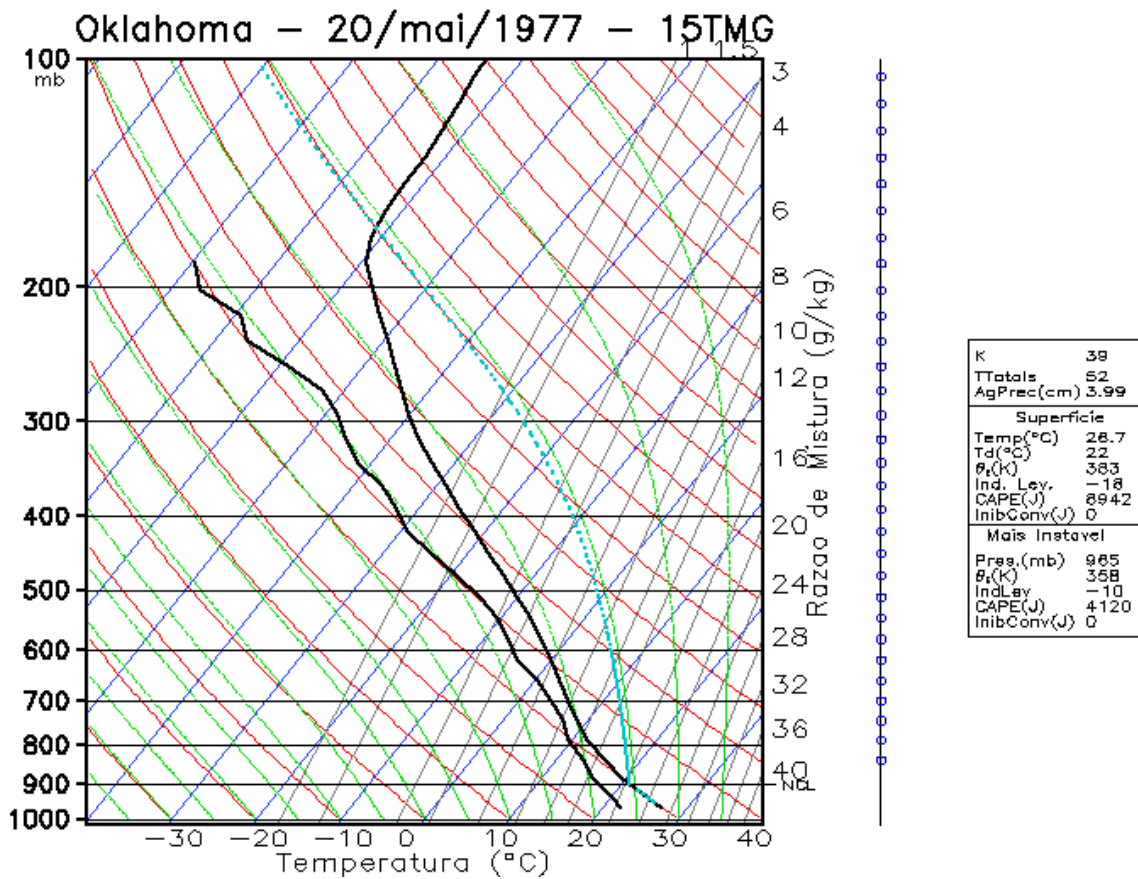
Os processos físicos associados às células convectivas profundas continentais podem ser reproduzidos por meio de equações dinâmicas presentes num modelo numérico apropriado para simulações da atmosfera em alta resolução espacial.

A simulação de células convectivas profundas é extremamente dependente das parametrizações físicas do modelo. A parametrização microfísica de nuvens é fundamental nas simulações de alta resolução espacial. Esta parametrização gera nuvens e precipitação a partir da dinâmica e termodinâmica dos campos de movimento e massa, respectivamente, e altera o ambiente (Apêndice A).

A parametrização de Lin (Lin et al., 1983) inclui seis espécies de água: vapor d'água, água de nuvem e cristais de gelo (espécies não-precipitantes); água de chuva, granizo/graupel e neve (espécies precipitantes). Os resultados da simulação de 90 minutos de célula convectiva profunda apresentados nesta subseção foram obtidos com iniciação homogênea no plano horizontal por meio da sondagem representada no diagrama da Fig. 4.1.

O campo tridimensional do vento inicial é nulo. A instabilidade termodinâmica inicial é consequência de um aquecimento diferencial de 1.6 K no primeiro passo de tempo de integração, produzido por uma elipsóide localizada entre 1500 e 3000 m de altitude, com 15 km<sup>2</sup> de base e posicionada no centro do domínio simulado.

As características básicas desta simulação foram escolhidas de forma a garantir o desenvolvimento de uma célula cumulonimbus intensa com o mínimo possível de influência dinâmica externa ao sistema. Desta forma, a origem da célula convectiva se deve em princípio somente à instabilidade termodinâmica inicial.



**Fig. 4.1:** Diagrama termodinâmico SkewT-LogP da sondagem de 20 de maio de 1977 [Oklahoma (EUA)]. Linha contínua preta à esquerda corresponde ao perfil de Td e, à direita, T. Linha tracejada verde corresponde à curva seguida por uma parcela de ar elevada a partir de seu nível de condensação por levantamento. O perfil vertical do vento é nulo.

A Tabela 4 apresenta as principais características físicas e computacionais utilizadas nessa simulação. Trata-se de uma simulação idealizada e com simplificações físicas e numéricas significativas, sem circulações iniciais.

A evolução temporal da célula é descrita a seguir. Em  $t = 0$  min, todas as variáveis têm distribuição homogênea na horizontal, com as isolinhas de  $T = 0^\circ\text{C}$  em  $z \approx 3.800$  m e  $T = -40^\circ\text{C}$  em  $z \approx 9.500$  m. Em  $t = 1$  min, a perturbação térmica de 1.6 K no campo tridimensional de temperatura potencial dá origem a duas circulações térmicas diretas simétricas observadas em baixos níveis. Aos 8 minutos de simulação, as circulações térmicas diretas estão em estágio de intensificação.

Cúmulos rasos aparecem aos 11 minutos de simulação (Fig. 4.2a), abaixo da linha de  $0^\circ\text{C}$ , aproximadamente a 3.000 m da superfície. Aos 21 minutos (Fig. 4.2b), a célula atinge a isoterma de  $0^\circ\text{C}$  a 4.000 m da superfície. Abaixo desta isoterma atuam os processos

microfísicos de nuvens quentes. Em  $t = 29$  minutos (Fig. 4.2c), a nuvem passa a cúmulos congestos e atinge a altura de  $T = -40^{\circ} \text{C}$ . Há um domínio do processo de Bergeron entre as isotermas de  $0^{\circ} \text{C}$  e  $-40^{\circ} \text{C}$  onde a coexistência da água super-resfriada e cristais de gelo privilegiam o aumento deste último em detrimento do primeiro em virtude da menor pressão de vapor de equilíbrio sobre o gelo.

**Tabela 4 - Características físicas e computacionais da simulação de célula profunda**

<b>Característica</b>	<b>Valor</b>
<b>Pontos na horizontal</b>	<b>99 x 99</b>
<b>Pontos na Vertical</b>	<b>72</b>
<b>Resolução Espacial Horizontal</b>	<b>1000 m x 1000 m</b>
<b>Resolução Espacial Vertical Média</b>	<b>300 m</b>
<b>Resolução Espacial Vertical (8 primeiros níveis)</b>	<b>50 m</b>
<b>Topo do Modelo</b>	<b>21 km</b>
<b>Topografia</b>	<b>Plana</b>
<b>Termo de flutuação (Eq. do Momento Vertical)</b>	<b>Sim</b>
<b>Condições Laterais</b>	<b>Radiativas</b>
<b>Condições de Fronteira (Topo e Superfície)</b>	<b>Gradiente Zero</b>
<b>Termos de Coriolis</b>	<b>Não</b>
<b>Parametrização de Microfísica de Nuvens</b>	<b>Lin et al. (1983)</b>
<b>Parametrização de Cúmulos</b>	<b>Não</b>
<b>Parametrização de Física de Superfície</b>	<b>Não</b>
<b>Modelo de Física de Solo</b>	<b>Não</b>

Entre  $t = 30$  min e  $t = 34$  min (Fig. 4.2d), os processos microfísicos de nuvens frias intensificam a corrente ascendente principal no interior do cumulonimbus. O topo da nuvem atinge os 14 km de altitude e diverge devido á alta estabilidade estática acima, na tropopausa. Os campos de massa e momento são simétricos. A velocidade vertical supera  $40 \text{ m s}^{-1}$ . O aumento da estabilidade estática na tropopausa produz convergência vertical e divergência horizontal, a qual forma uma bigorna simétrica (Fig. 4.2d). Esta parte da nuvem é formada de nuvens cirros. Entre  $t = 35$  min e  $t = 44$  min (Fig. 4.2e) a tempestade atinge seu máximo desenvolvimento e inicia seu decaimento. Os processos mais intensos ocorrem, agora, no topo

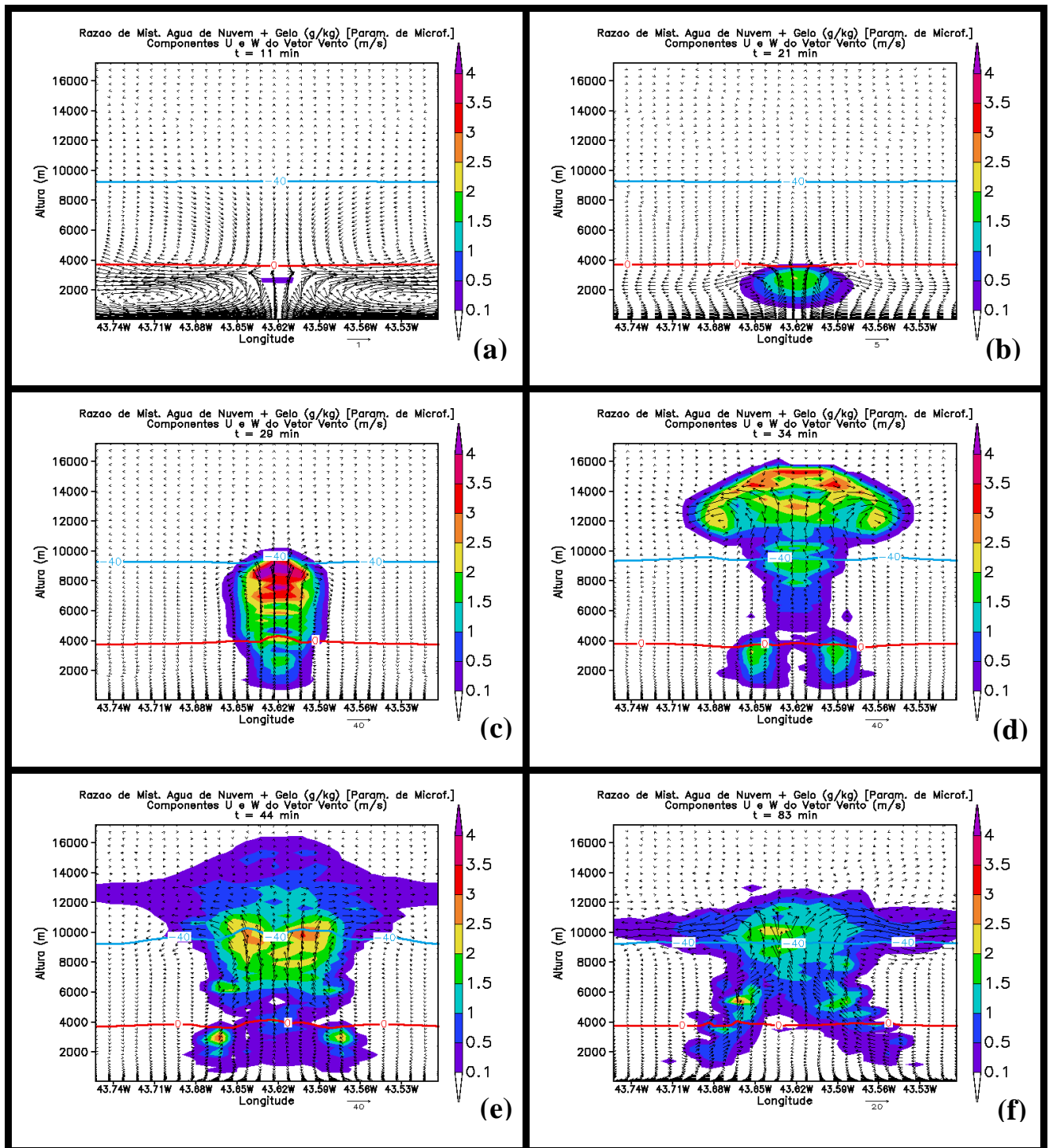
da nuvem, como a intensificação da divergência de massa na região da bigorna. A parametrização de microfísica de Lin permite que o entranhamento atue na evaporação das gotículas de nuvem e cristais de gelo, conforme pode ser observado nas bordas laterais e no topo da nuvem na Fig. 4.2e.

A alta umidade inicial permite que novos pulsos de corrente ascendente em níveis médios realimentem o cumulonimbus, prolongando seu ciclo de vida no estágio maduro. A ondulação das isotermas de  $T = -40\text{ °C}$  e  $T = 0\text{ °C}$  indicam a ação de ondas de gravidade de curto comprimento de onda. O estágio de decaimento da tempestade se inicia pela evaporação da nuvem em baixos níveis (Fig. 4.2e).

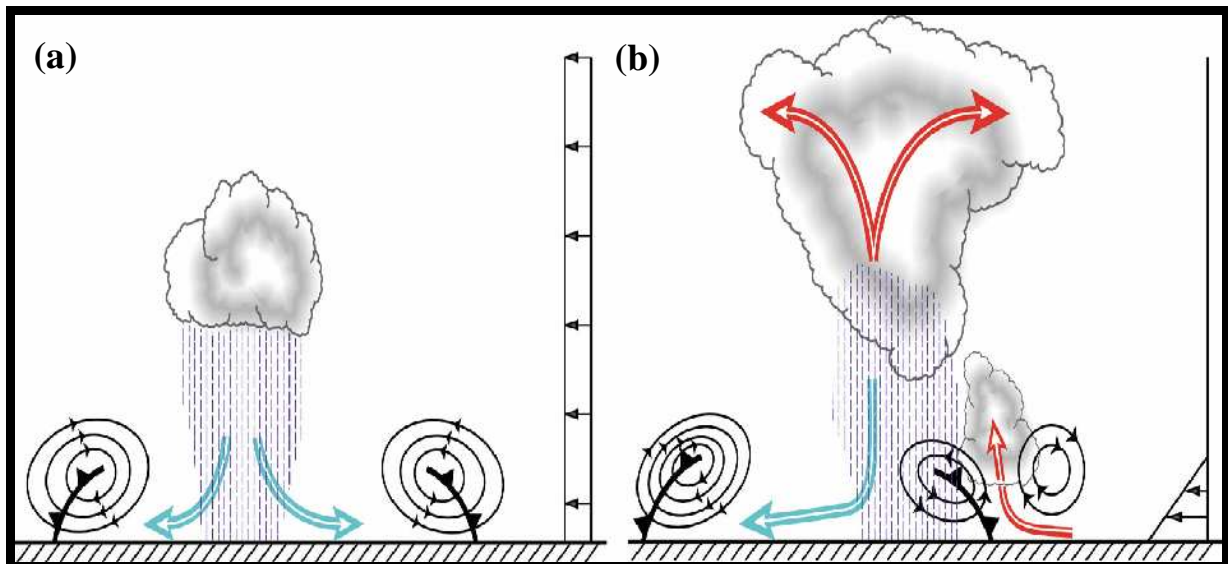
O topo do cumulonimbus atinge um diâmetro de 30 km. Em  $t = 83\text{ min}$ , verifica-se que ainda surgem novas células convectivas a 10 km de distância do centro da célula convectiva primária, porém com menor intensidade, pela dispersão de energia mecânica e termodinâmica nas fronteiras radiativas do domínio numérico (Mesinger e Arakawa, 1976).

A divergência se intensifica logo abaixo do topo da nuvem (Fig. 4.2f). Sugere-se que este resulte do colapso da camada de nuvem acima resfriada pela evaporação devido ao entranhamento do ar ambiente. Ao mesmo tempo, surgem novas correntes ascendentes na média troposfera. O aumento de densidade na região do topo da nuvem gera subsidência que, combinada às correntes ascendentes abaixo, resulta em forte divergência horizontal na região da bigorna, que colapsa por este processo.

A Fig. 4.3 sugere que, na ausência de cisalhamento horizontal do vento em baixos níveis, as frentes de rajada associadas às correntes descendentes de uma tempestade convectiva tendem a se mover para longe da tempestade (Rotunno et al., 1988).

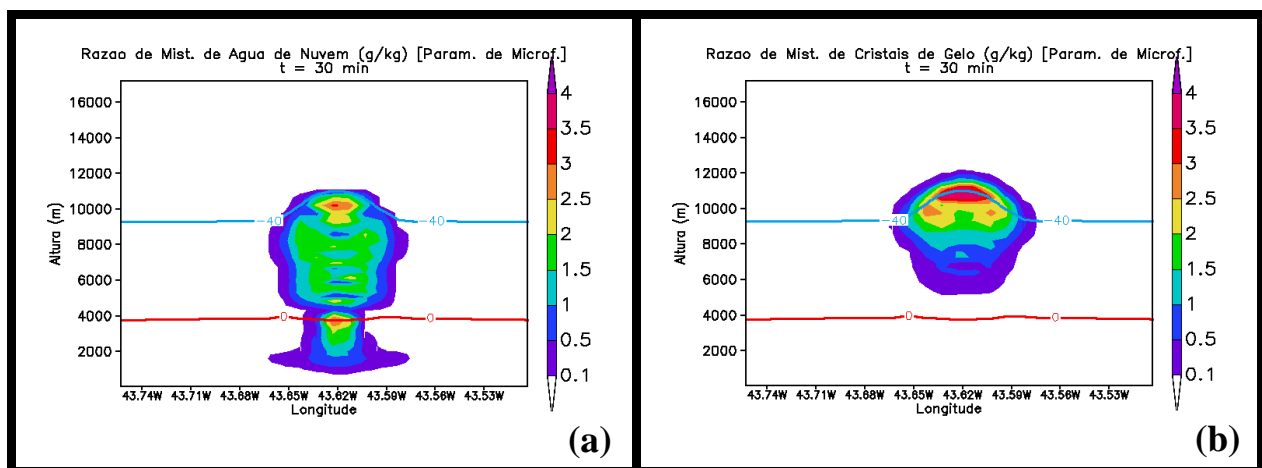


**Fig. 4.2:** Cortes verticais dos campos de razão de mistura de água de nuvem ( $\text{g.kg}^{-1}$ ), cristais de gelo ( $\text{g.kg}^{-1}$ ) e resultante vetorial dos componentes zonal e vertical do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ) em (a)  $t = 11$  min; (b)  $t = 21$  min; (c)  $t = 29$  min; (d)  $t = 34$  min; (e)  $t = 44$  min; (f)  $t = 83$  min de simulação. Estão indicadas altitudes e longitudes. A magnitude de referência do vetor vento está indicada na parte inferior direita das figuras ( $\text{m.s}^{-1}$ ). As barras de cores indicam valores de razão de mistura ( $\text{g.kg}^{-1}$ ). Estão indicadas as altitudes das isotermais de  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (linha vermelha) e  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  (linha azul).

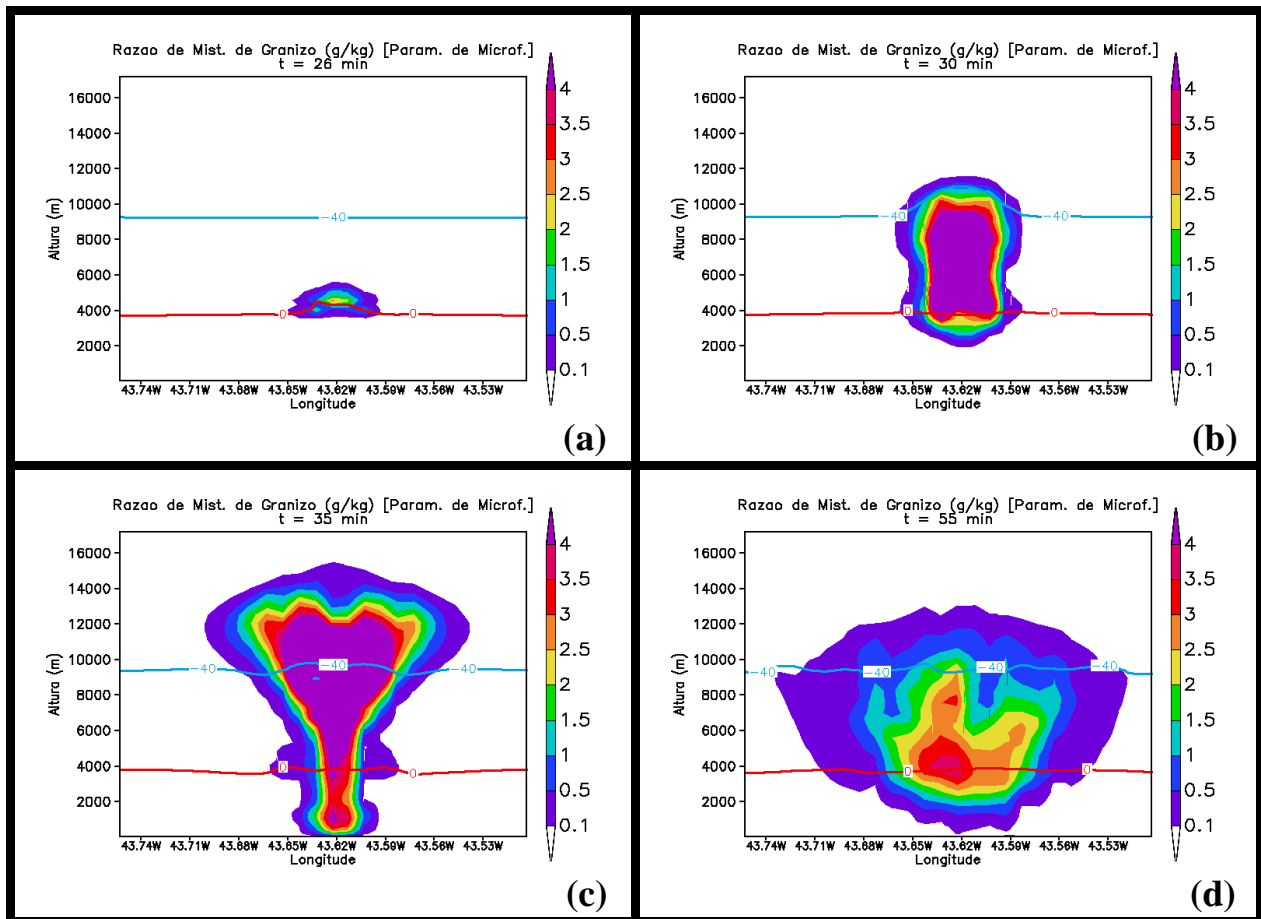


**Fig. 4.3:** Modelo conceitual do efeito do cisalhamento vertical de baixos níveis na regeneração de células convectivas. (a) Sem cisalhamento, as frentes de rajada movem-se para longe da tempestade. (b) Com cisalhamento, existe uma situação ótima para sistemas de longa duração. As linhas espessas dentadas representam frentes de rajada. As setas pequenas indicam sentido e magnitude relativa do vento ambiente. As setas coloridas duplas representam as correntes ascendentes e descendentes da célula convectiva. Adaptada de Rotunno et al. (1988).

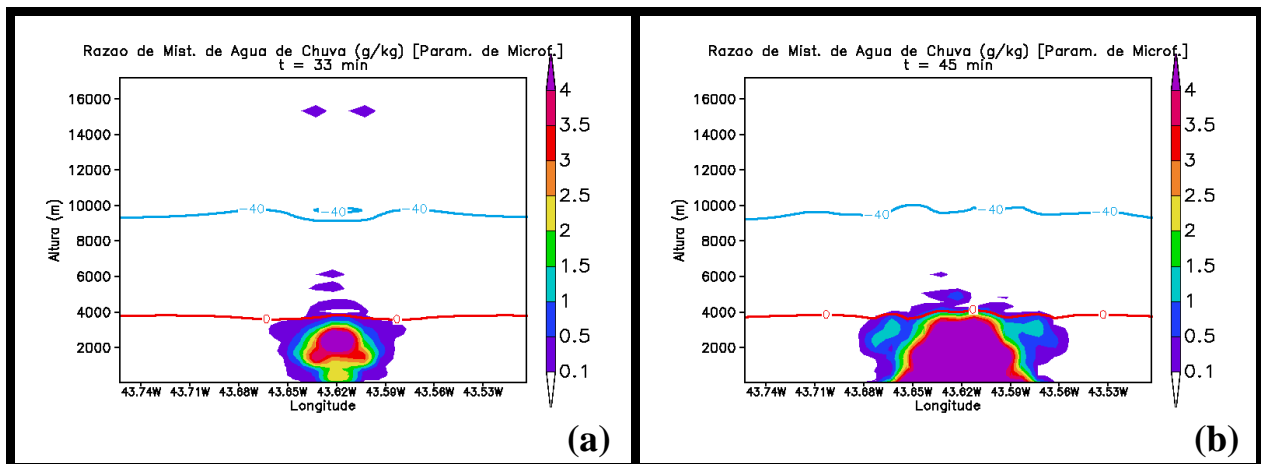
A Fig. 4.4a, mostra o campo de água de nuvem (gotículas), oriunda da autoconversão do vapor d'água numa quantidade parametrizada, segundo Lin et al. (1983), que permite a coexistência de água super-resfriada e cristais de gelo (Fig. 4.4b) abaixo de  $0^{\circ}\text{C}$  e acima de  $-40^{\circ}\text{C}$ , de acordo com Bergeron.



**Fig. 4.4:** (a) Razão de mistura de água de nuvem ( $\text{g kg}^{-1}$ ) e (b) razão de mistura de cristais de gelo ( $\text{g kg}^{-1}$ ) aos 30 minutos de simulação. Estão indicadas altitudes e longitudes. As barras de cores indicam valores de razão de mistura ( $\text{g.kg}^{-1}$ ). Estão indicadas as altitudes das isotermas de  $0^{\circ}\text{C}$  (linha vermelha) e  $-40^{\circ}\text{C}$  (linha azul).



**Fig. 4.5:** Razão de mistura de granizo ( $\text{g kg}^{-1}$ ) aos (a) 26 minutos [início da produção de granizo], (b) 30 minutos, (c) 35 minutos [momento em que o granizo atinge a superfície] e (d) 55 minutos de simulação [momento em que o granizo deixa de atingir a superfície]. Estão indicadas altitudes e longitudes. As barras de cores indicam valores de razão de mistura ( $\text{g.kg}^{-1}$ ). Estão indicadas as altitudes das isothermas de  $0^\circ\text{C}$  (linha vermelha) e  $-40^\circ\text{C}$  (linha azul).



**Fig. 4.6:** Razão de mistura de água de chuva ( $\text{g kg}^{-1}$ ) aos (a) 33 minutos de simulação e (b) 45 minutos de simulação, horário de máxima taxa de precipitação à superfície. Estão indicadas altitudes e longitudes. As barras de cores indicam valores de razão de mistura ( $\text{g.kg}^{-1}$ ). Estão indicadas as altitudes das isothermas de  $0^\circ\text{C}$  (linha vermelha) e  $-40^\circ\text{C}$  (linha azul).

Houve grandes quantidades de razão de mistura de granizo (Fig. 4.5) devidas ao alto CAPE da sondagem (Fig. 4.1). Seguramente, este é um dos fatores responsáveis pelo registro de altas quantidades de precipitação total à superfície. Na Fig. 4.5d verifica-se um rebaixamento do centro de massa do campo de razão de mistura de granizo, o que sugere o estabelecimento de correntes descendentes a partir do estágio maduro do sistema.

A partir de  $t = 33$  min (Fig. 4.6a) há a precipitação líquida em superfície, atingindo taxa máxima em  $t = 45$  min (Fig. 4.6b). A maior parte da razão de mistura de água líquida é produzida abaixo dos 4.000 m de altitude.

A simulação apresentada aqui reproduziu as três fases do ciclo de vida de uma tempestade ordinária:

- 1) estágio cúmulo, com desenvolvimento até 6 km de altura com o ar dentro das nuvens dominado por fortes correntes ascendentes;
- 2) estágio maduro, com correntes ascendentes e descendentes intensas e precipitação em superfície, O topo da célula atingiu 14 km de altitude com "overshooting top" (Fig. 4.2e). Houve queda de granizo no solo;
- 3) estágio de dissipação, quando as correntes descendentes predominam no interior da nuvem com chuva leve e ventos fracos mais persistentes, o que concorda com observações.

Portanto, o modelo numérico simulou adequadamente o ciclo de vida de uma célula convectiva profunda. Nas próximas subseções são estudados os eventos de tempestades observadas na RMSP nos dias 02 e 04 de fevereiro de 2004.



## **4.2 O evento de 02 de fevereiro de 2004**

No período compreendido entre 28 de janeiro de 2004 e 04 de fevereiro de 2004, a RMSP sofreu uma seqüência diária de eventos de precipitação intensa (com exceção do dia 03 de fevereiro) com enchentes subseqüentes em vários bairros da Capital paulista. Aparentemente, o evento do dia 02 de fevereiro de 2004 foi associado à interação entre a penetração de brisa marítima típica de verão na faixa leste do Estado de São Paulo e o estabelecimento de uma ilha de calor urbana na RMSP.

### **4.2.1 Análise sinótica do dia 02 de fevereiro de 2004**

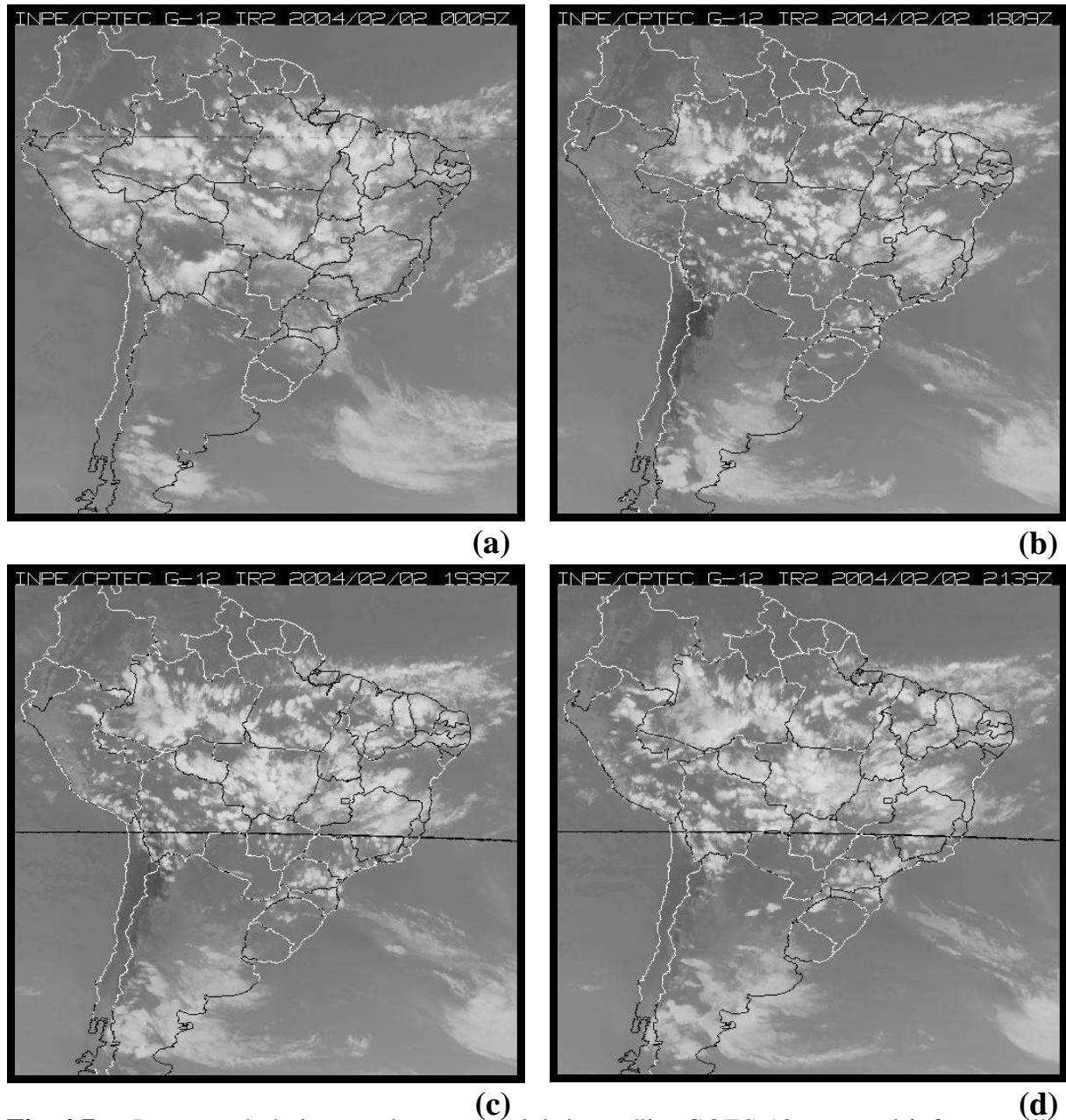
#### **4.2.1.1 Imagens do satélite GOES-12**

A Fig. 4.7 mostra as imagens do canal infravermelho do satélite GOES-12. Áreas em tons mais claros correspondem a topos de nuvens mais altos. Às 0009 UTC (Fig. 4.7a) observa-se um ciclone extratropical no Oceano Atlântico na altura do Estado do Rio Grande do Sul e do Uruguai, que iria se deslocar rapidamente para leste nas horas seguintes (não mostrado). O ramo frontal deste sistema pode ser identificado pela nebulosidade nos Estados de Santa Catarina e Paraná. Na Fig. 4.7b, referente às 1809 UTC, há sinais de convecção em Santa Catarina e no Paraná, associadas aos resquícios do ramo frontal relacionado ao ciclone extratropical já distante do continente. O aquecimento diurno fortaleceu a atividade convectiva ao longo do dia na maior parte do Brasil, como pode ser verificado às 1939 UTC (Fig. 4.7c) e 2139 UTC (Fig. 4.7d).

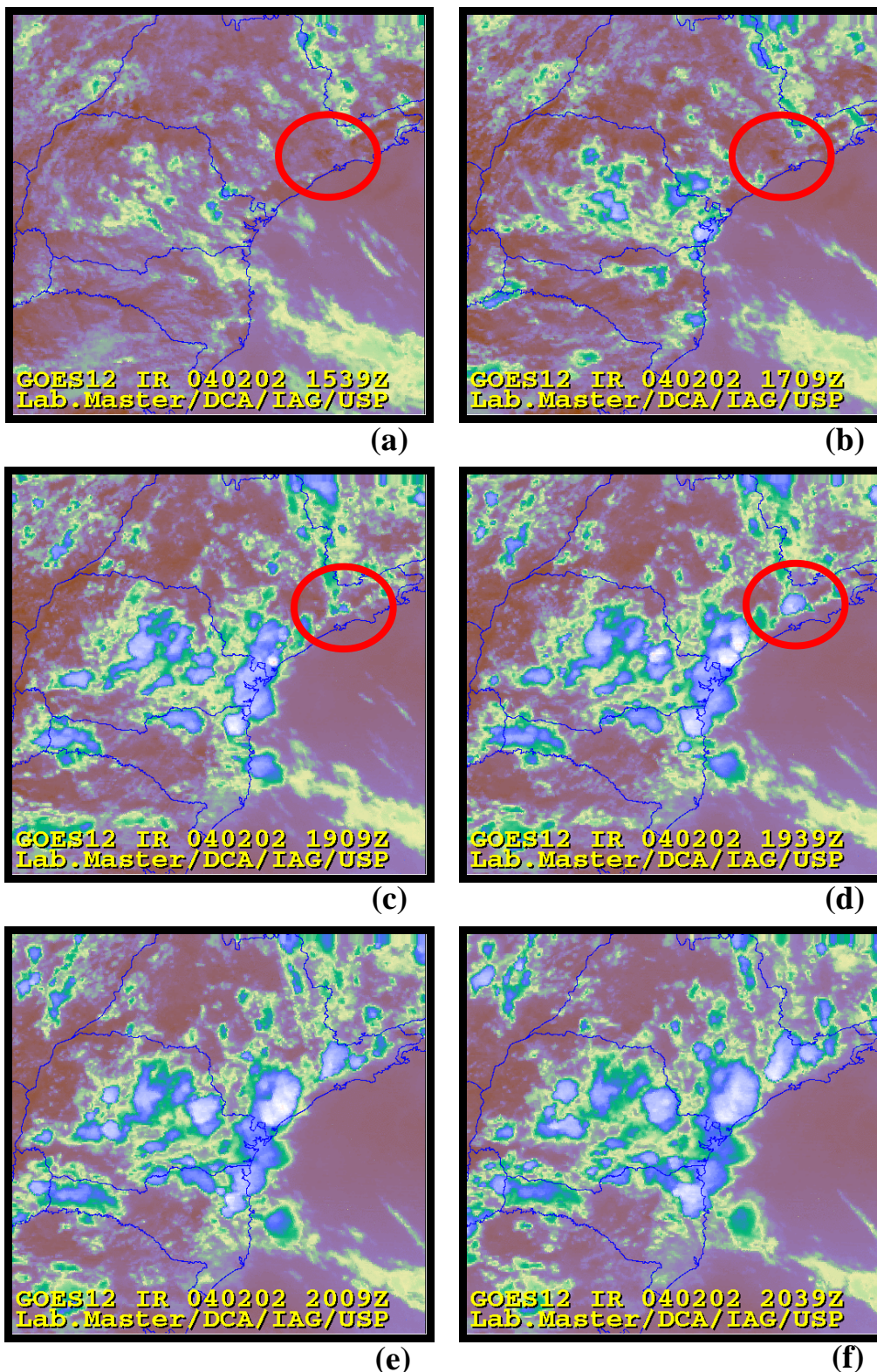
O sistema convectivo que provocou a tempestade com precipitação de forte intensidade na RMSP pode estar associado à penetração de brisa marítima na faixa leste do Estado de São Paulo às 1939 UTC (Fig. 4.7c). Nas imagens GOES-12 de alta resolução espacial, o aquecimento superficial da RMSP pode ser observado nas Figs. 4.8a (1539 UTC) e 4.8b (1709 UTC), como destacam os círculos vermelhos nessas imagens.

O início da convecção na RMSP foi próximo das 1909 UTC (Fig. 4.8c). Nota-se uma célula isolada ou supercélula na imagem das 1939 UTC (Fig. 4.8d), durante o máximo desenvolvimento vertical da supercélula.

O sistema convectivo se deslocou lentamente para o interior do continente após a intensa chuva na cidade de São Paulo (Figs. 4.8e e 4.8f). Havia também forte atividade convectiva no leste e no interior do Paraná, bem como no Vale do Ribeira no sul de São Paulo.



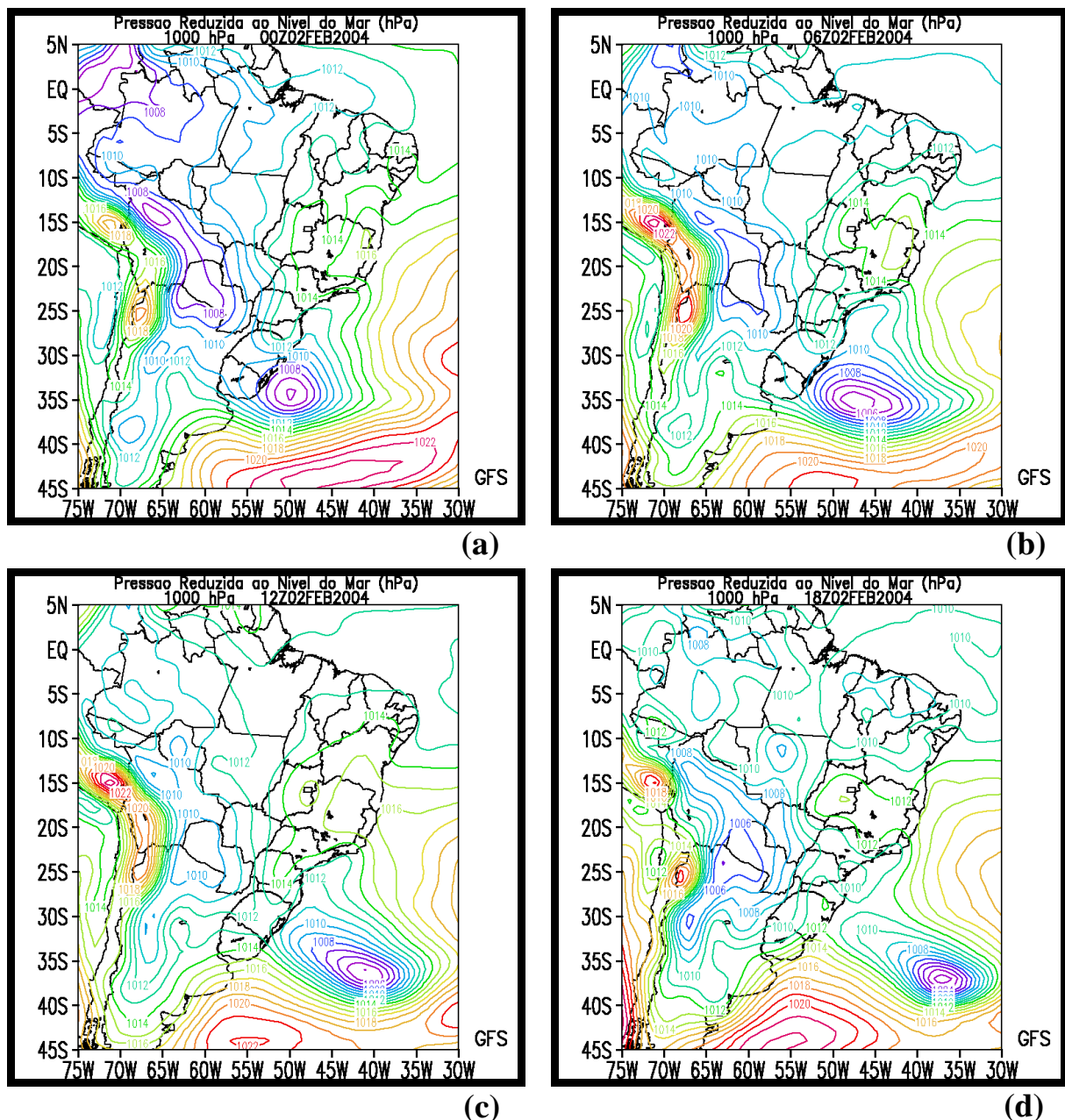
**Fig. 4.7:** Imagens de baixa resolução espacial do satélite GOES-12 no canal infravermelho em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 0009 UTC, (b) 1809 UTC, (c) 1939 UTC e (d) 2139 UTC. Fonte: Cptec/Inpe.



**Fig. 4.8:** Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho em alta resolução espacial (4 km x 4 km) em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1539 UTC, (b) 1709 UTC, (c) 1909 UTC, (d) 1939 UTC, (e) 2009 UTC e (f) 2039 UTC. Os círculos vermelhos destacam a região de formação de ilha de calor na RMSP. Estão indicados contornos geopolíticos dos Estados. Cores escuras estão associadas a temperaturas mais altas. Cores claras estão associadas a topos de nuvens altas. Fonte: Laboratório Master/DCA/IAG/USP.

#### 4.2.1.2 Análises do modelo de circulação global da atmosfera GFS

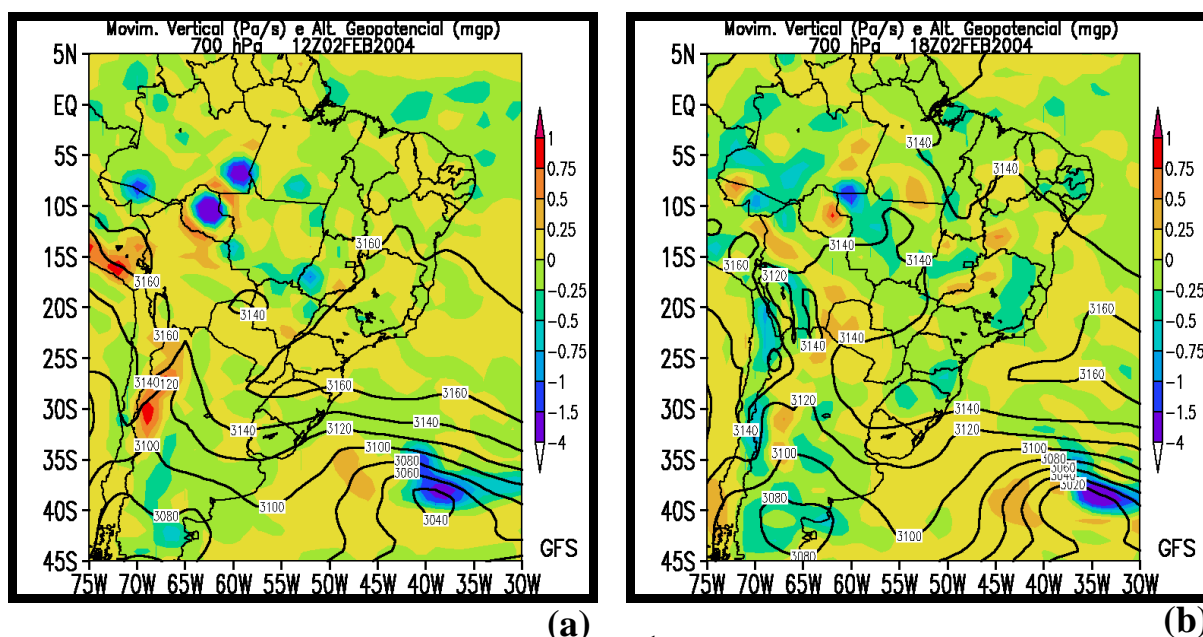
As análises do campo de pressão reduzida ao nível do mar (Figs. 4.9a a 4.9d) do modelo GFS (NCEP/EUA) do dia 02 de fevereiro de 2004 mostram um ciclone extratropical na altura da costa do Uruguai e do Rio Grande do Sul, com baixa de 1006 hPa às 0000 UTC (Fig. 4.9a), que se deslocou para leste nas horas seguintes (Figs. 4.9b a 4.9d).



**Fig. 4.9:** Campos de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) das análises do modelo GFS em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas é de 1 hPa. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Gradientes de pressão mais intensos a oeste se devem à presença da Cordilheira dos Andes. Cores quentes indicam valores mais altos.

Havia um cavado associado ao vórtice ciclônico extratropical nos campos de pressão reduzida ao nível do mar na faixa leste da Região Sudeste do Brasil, que permaneceu influenciando a região por todo o dia. Um outro centro de baixa pressão de 1010 hPa na faixa leste do Paraná e no Vale do Ribeira em São Paulo apresentava dimensões de mesoescala e pode ser associado à atividade convectiva observada nas imagens do satélite GOES-12 da Fig. 4.7.

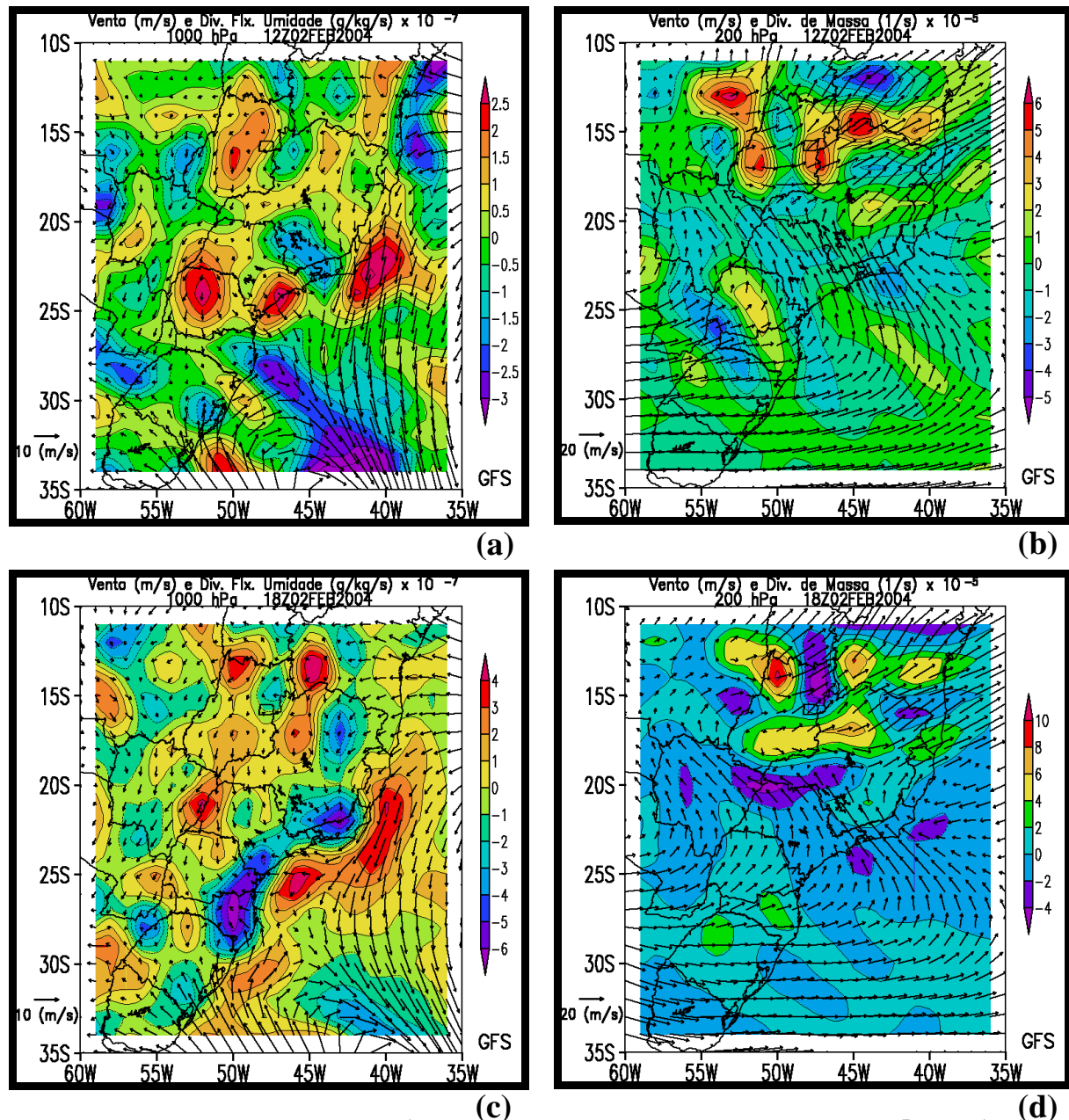
As análises GFS para o dia 02 de fevereiro de 2004 mostram uma crista no campo de geopotencial sobre o Sudeste nos médios e altos níveis da atmosfera desde 0000 UTC, que perdurou por todo o período analisado. Houve subsidência na maior parte da região de interesse, principalmente nos horários que antecederam o máximo aquecimento superficial diurno. Nos campos de movimento vertical e geopotencial em 700 hPa da Fig. 4.10a (1200 UTC), nota-se que, em São Paulo, o movimento vertical era da ordem de  $+0.25 \text{ Pa s}^{-1}$ . Na análise das 1800 UTC, havia movimento ascendente de até  $-0.25 \text{ Pa s}^{-1}$  devido ao aquecimento superficial em São Paulo, com crista de escala sinótica acima.



**Fig. 4.10:** Campos de movimento vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) [sombreado] e altura geopotencial (m) [contornos] das análises do modelo GFS no nível isobárico de 700 hPa em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 20 m. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de movimento vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopotenciais.

Os campos de vento e divergência do fluxo de umidade das análises GFS em 1000 hPa das Figs. 4.11a (1200 UTC) e 4.11c (1800 UTC), mostram que o vento mudou de oeste-noroeste (Fig. 4.11a) para leste-sudeste (Fig. 4.11c) na costa de São Paulo, com uma região de convergência de fluxo de umidade na mesma área, associada com a penetração de brisa

marítima sobre o continente, que atingiu valores entre  $-2$  e  $-3 \cdot 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . A convergência era maior no litoral de Santa Catarina e Paraná, o que concordava com a atividade convectiva observada nas imagens GOES-12 (Fig. 4.7).

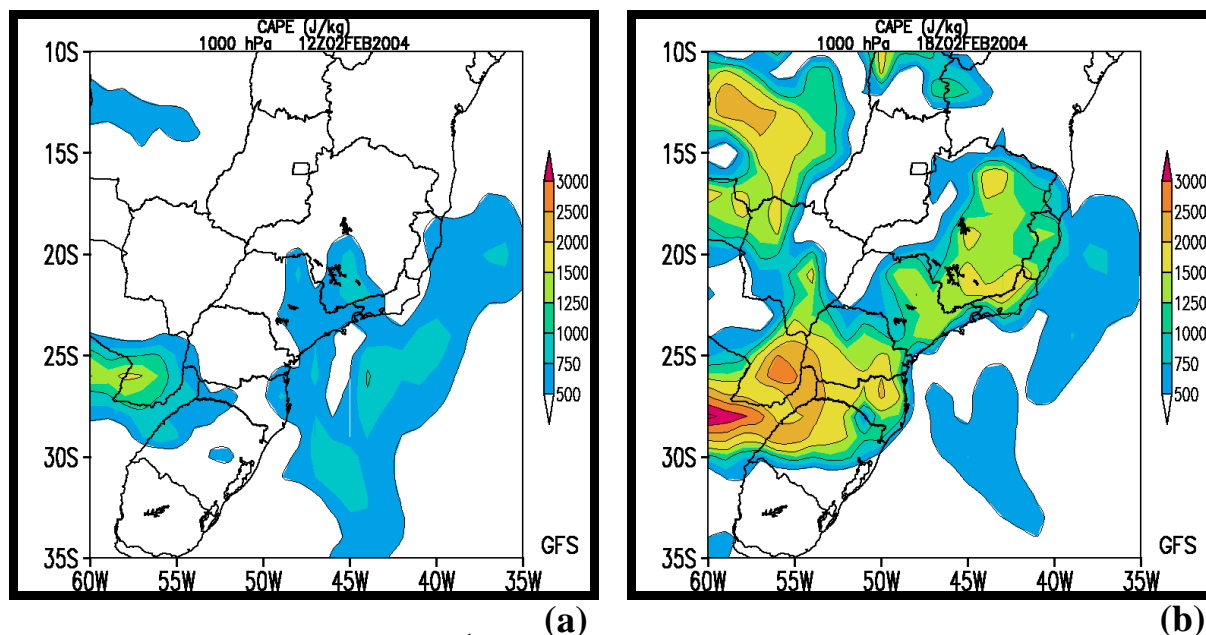


**Fig. 4.11:** Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e divergência do fluxo de umidade ( $10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) no nível de 1000 hPa às (a) 1200 UTC e (c) 1800 UTC. Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e divergência de massa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) no nível de 200 hPa às (b) 1200 UTC e (d) 1800 UTC. Análises GFS para 02 de fevereiro de 2004. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de divergência do fluxo de umidade ( $10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) em (a) e (c) e divergência de massa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em (b) e (d). Os vetores padrão estão indicados no canto inferior esquerdo das figuras.

Os campos de momento horizontal e divergência de massa em 200 hPa mostram convergência de massa de até  $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  às 1800 UTC (Fig. 4.11d) ou subsidência, que aumentou a

estabilidade estática naquela região. Havia circulação anticiclônica sobre o Paraná, Santa Catarina e parte do Oceano Atlântico, o que não afetou, nos horários analisados, a situação sinótica em altos níveis em São Paulo, desfavorável ou neutra para convecção profunda.

A penetração de brisa marítima elevou a CAPE às 1800 UTC (Fig. 4.12b) em relação às 1200 UTC (Fig. 4.12a). A CAPE atingiu entre 1.000 e 1.500  $\text{J kg}^{-1}$  às 1800 UTC, o que favorecia a convecção na RMSP.



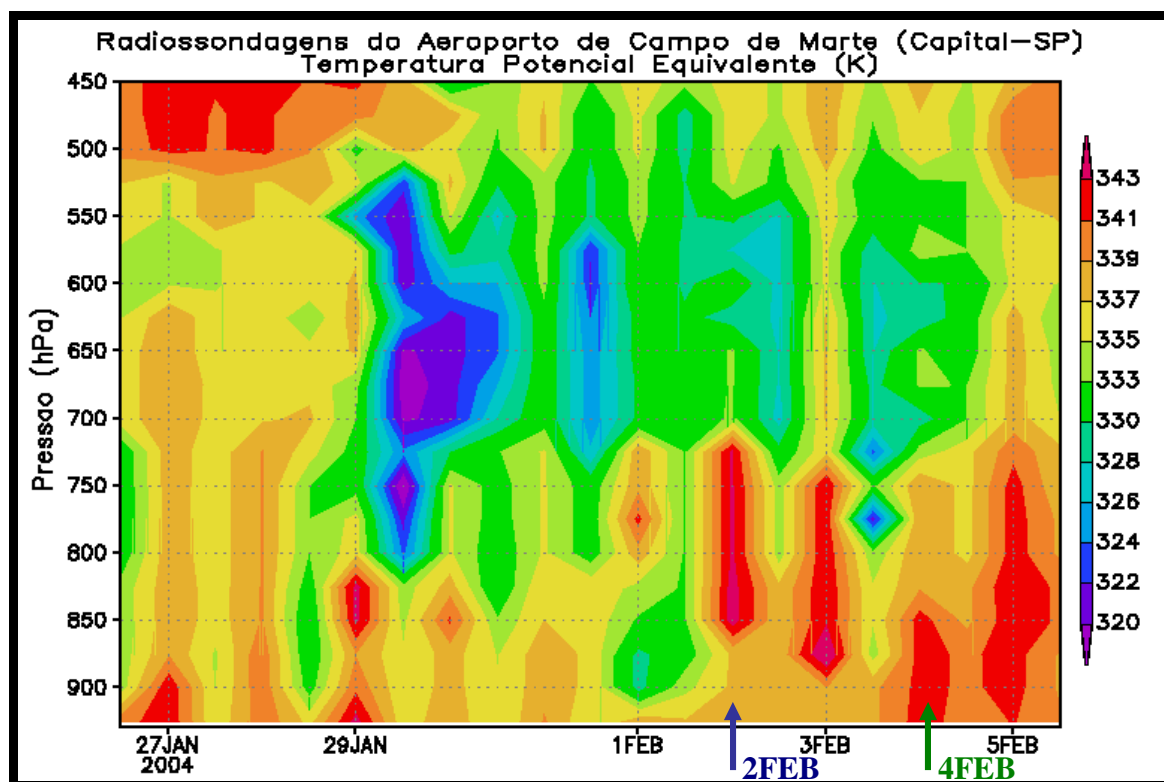
**Fig. 4.12:** Campos de CAPE ( $\text{J kg}^{-1}$ ) das análises do modelo GFS em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC no nível de 1000 hPa. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados ( $\text{J kg}^{-1}$ ).

#### 4.2.1.3 Radiossondagens realizadas no Aeroporto de Campo de Marte

A evolução temporal do perfil vertical da temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) entre 1200 UTC de 26 de janeiro de 2004 e 1200 UTC de 05 de fevereiro de 2004 das radiossondagens do Aeroporto de Campo de Marte na RMSP está mostrada na Fig. 4.13 entre 930 hPa (pressão à superfície) e 450 hPa. As intensas precipitações na RMSP entre 28 de janeiro de 2004 a 05 de fevereiro de 2004 estavam associadas a uma camada de ar relativamente frio e seco na média troposfera (750 - 500 hPa). A camada mais próxima da superfície apresentava um ciclo diurno. Houve forte contraste de  $\theta_e$  entre a superfície e níveis médios, exceto no dia 03 de fevereiro.

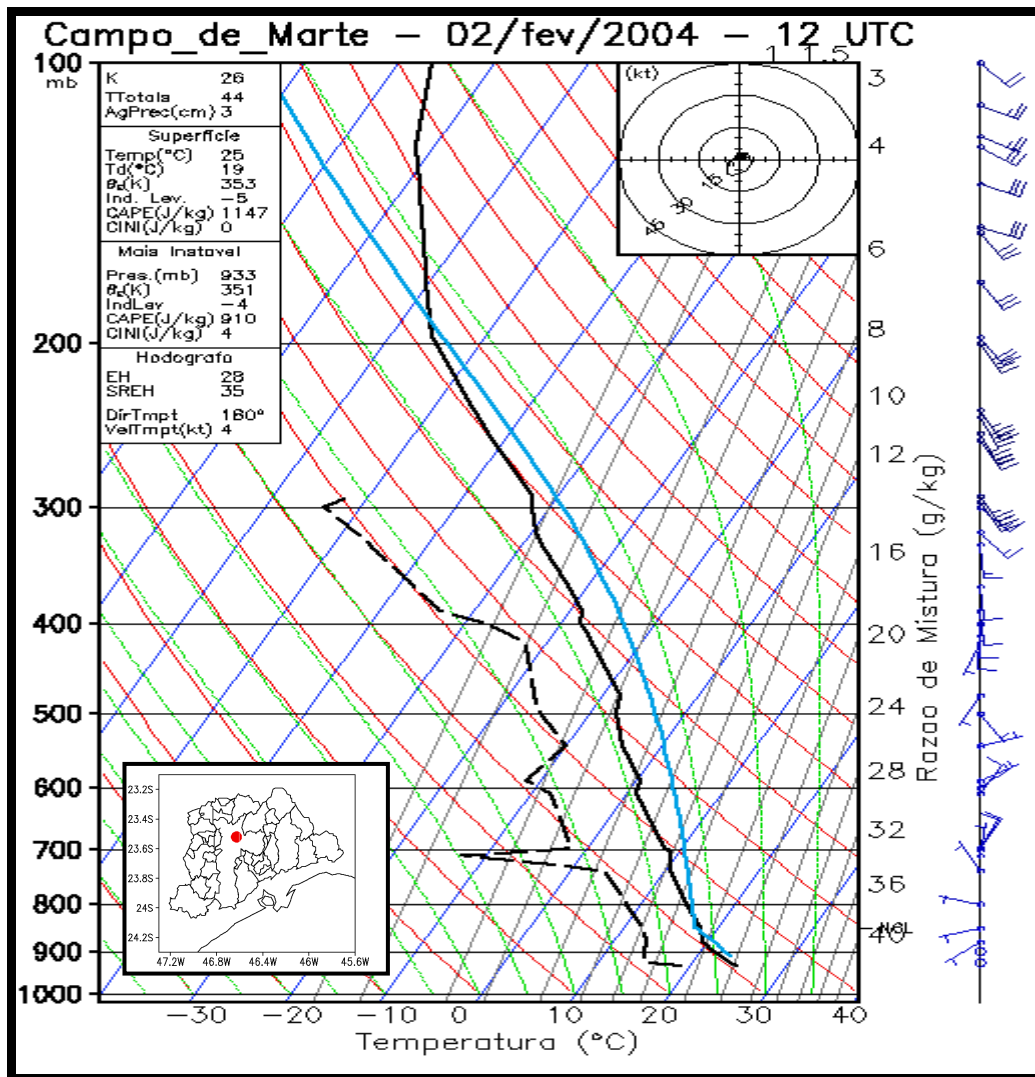
Uma camada de ar quente e úmido entre 860 hPa e 710 hPa era seguida acima por outra relativamente fria e seca, o que indicava um ambiente propício para o desenvolvimento de convecção.

A CAPE atingiu  $1147 \text{ J kg}^{-1}$  com CINI de  $0 \text{ J kg}^{-1}$  às 1200 UTC de 02 de fevereiro de 2004, conforme mostra o diagrama SkewT-LogP da Fig. 4.14. Os perfis de temperatura do ar (T) e ponto de orvalho (Td) indicam pouca umidade do ar naquele horário. O índice de levantamento (LI) de -5 é considerado moderado para ocorrência de tempo severo. Não havia inversão térmica no perfil de temperatura do ar. Abaixo de 300 hPa, a velocidade do vento era baixa, com cisalhamento direcional entre a superfície e os níveis médios da troposfera. Nota-se um jato de altos níveis acima de 300 hPa. O nível de condensação por levantamento (NCL) estava em 850 hPa.



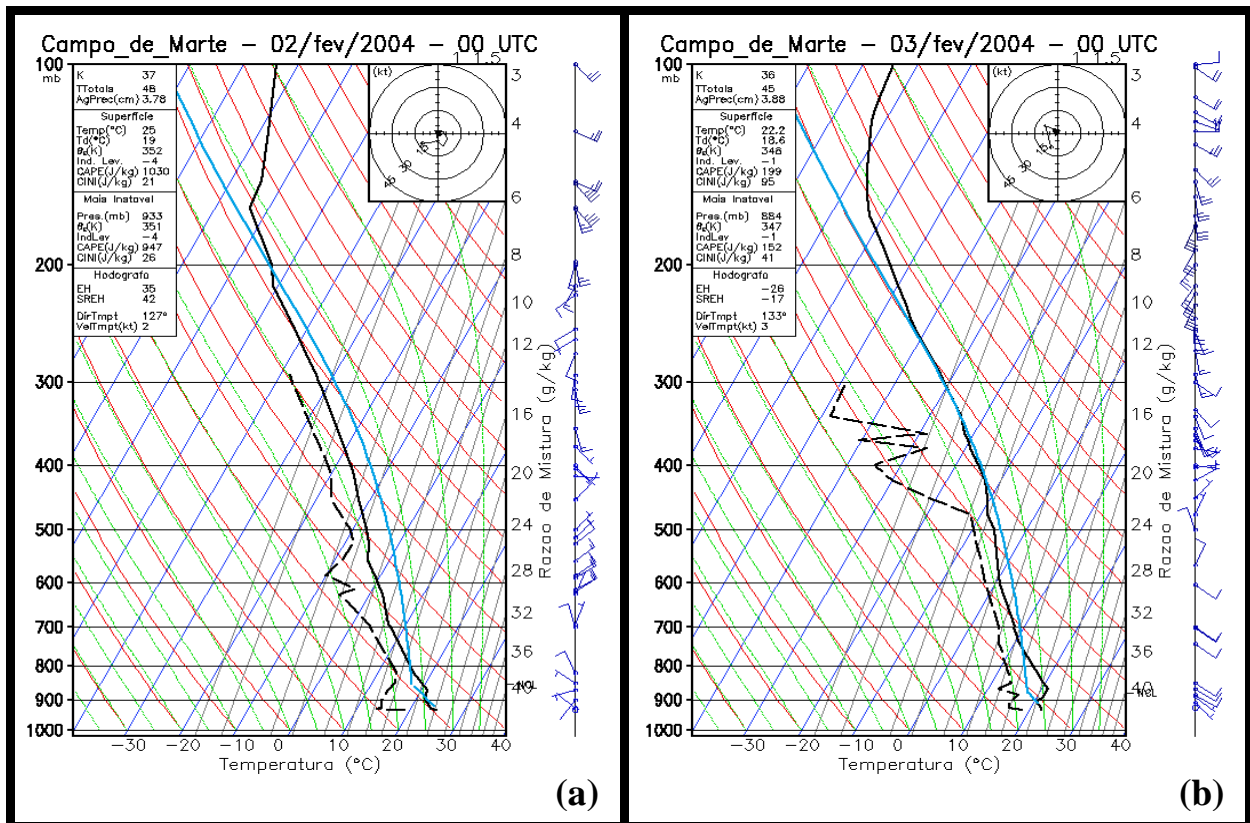
**Fig. 4.13:** Evolução temporal do perfil vertical da temperatura potencial equivalente (K) obtida com as radiossondagens do Aeroporto de Campo de Marte para o período de 1200 UTC de 26 de janeiro de 2004 a 1200 UTC de 05 de fevereiro de 2004. A resolução temporal entre as sondagens é de 12 horas. A barra de cores indica a escala dos valores sombreados (K). As setas azul e verde indicam o horário das 0000 UTC do dia 02 e do dia 04 de fevereiro de 2004, respectivamente.





**Fig. 4.14:** Diagrama termodinâmico SkewT-LogP da sondagem realizada no aeródromo de Campo de Marte (na cidade de São Paulo) às 1200 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Curva tracejada preta: Td (°C); curva contínua preta: T (°C); curva contínua azul clara corresponde à ascensão de uma parcela de ar levantada a partir do primeiro nível da sondagem. Bandeirolas azuis escuras: 1/2 barbela, 2,5 m s<sup>-1</sup>; barbela inteira, 5 m s<sup>-1</sup>. Em destaque, a posição geográfica do aeródromo no Centro da capital de São Paulo.

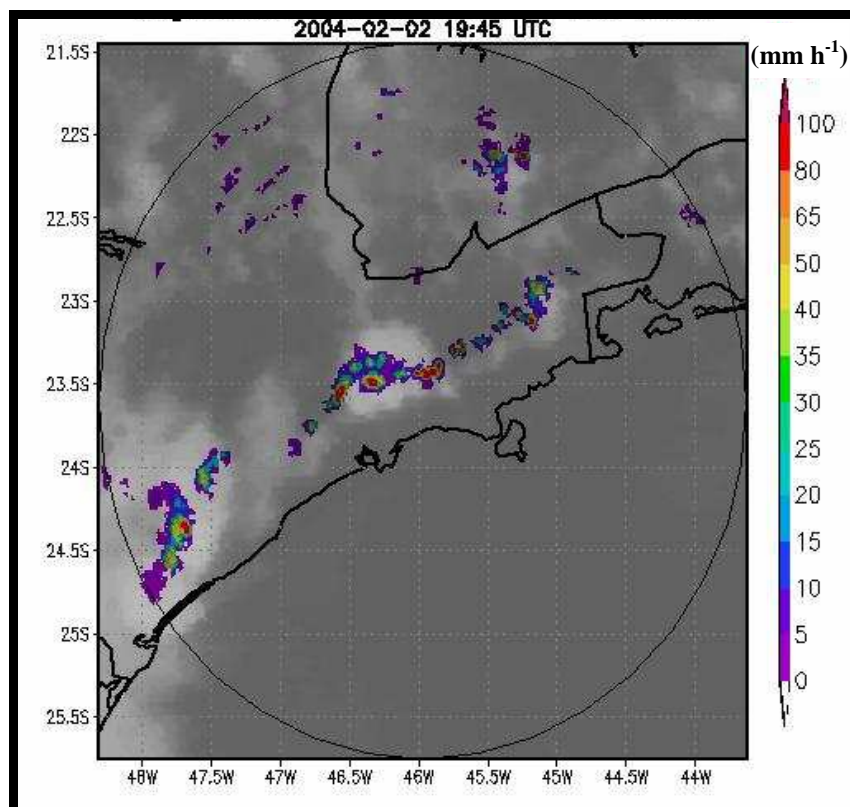
O diagrama termodinâmico das 0000 UTC (Fig. 4.15a) indicava CAPE de 1.030 J kg<sup>-1</sup>, índice de levantamento de -4 e ventos fracos a moderados em todo perfil vertical, com cisalhamento até 500 hPa. Havia maior umidade relativa às 1200 UTC (Fig. 4.14), já sob influência do aquecimento diurno. A CAPE das 0000 UTC de 03 de fevereiro de 2004 (Fig. 4.15b) era de 199 J kg<sup>-1</sup> após o aquecimento diabático por sistemas convectivos, que reduziram a CAPE dos horários precedentes. O índice de levantamento e a magnitude do vento foram reduzidos.



**Fig. 4.15:** Diagrama termodinâmico SkewT-LogP da sondagem realizada no aeródromo de Campo de Marte (na cidade de São Paulo) às (a) 0000 UTC de 02 de fevereiro de 2004 e (b) 0000 UTC de 03 de fevereiro de 2004. Curva tracejada preta: Td (°C); curva contínua preta: T (°C); curva contínua azul clara corresponde à ascensão de uma parcela de ar levantada a partir do primeiro nível da sondagem. Bandeirolas azuis escuras: 1/2 barbela, 2.5 m s<sup>-1</sup>; barbela inteira, 5 m s<sup>-1</sup>.

#### 4.2.1.4 Análise das imagens GOES-12 e taxa de precipitação do radar de São Paulo

A Fig. 4.19 mostra uma sobreposição de imagens do GOES-12 e do radar meteorológico às 1945 UTC de 02 de fevereiro de 2004 no horário de máximo desenvolvimento do sistema convectivo em atividade na RMSP. A nebulosidade observada sobre a RMSP assumiu uma forma circular. O diâmetro do sistema convectivo estimado da imagem de satélite estava entre 60 e 80 km. As nuvens profundas e frias no satélite evidenciavam a intensidade do movimento vertical associado ao evento na RMSP (Fig. 4.8d). A área de precipitação (radar) era muito menor do que a de cirros (satélite) e evidenciava a divergência em altos níveis com uma bigorna simétrica em ambiente de cisalhamento vertical pouco intenso.



**Fig. 4.16:** Composição dos campos de temperatura de brilho (tons de cinza) da imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho das 1945 UTC e CAPPI de 3 km (colorido) do radar de São Paulo às 1946 UTC convertido em taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ) para 02 de fevereiro de 2004. A circunferência indica a área de abrangência do radar meteorológico. A barra de cores indica a escala dos valores sombreados de taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ). O círculo interno indica a área de abrangência do radar.

## 4.2.2 Simulações numéricas do evento de 02 de fevereiro de 2004

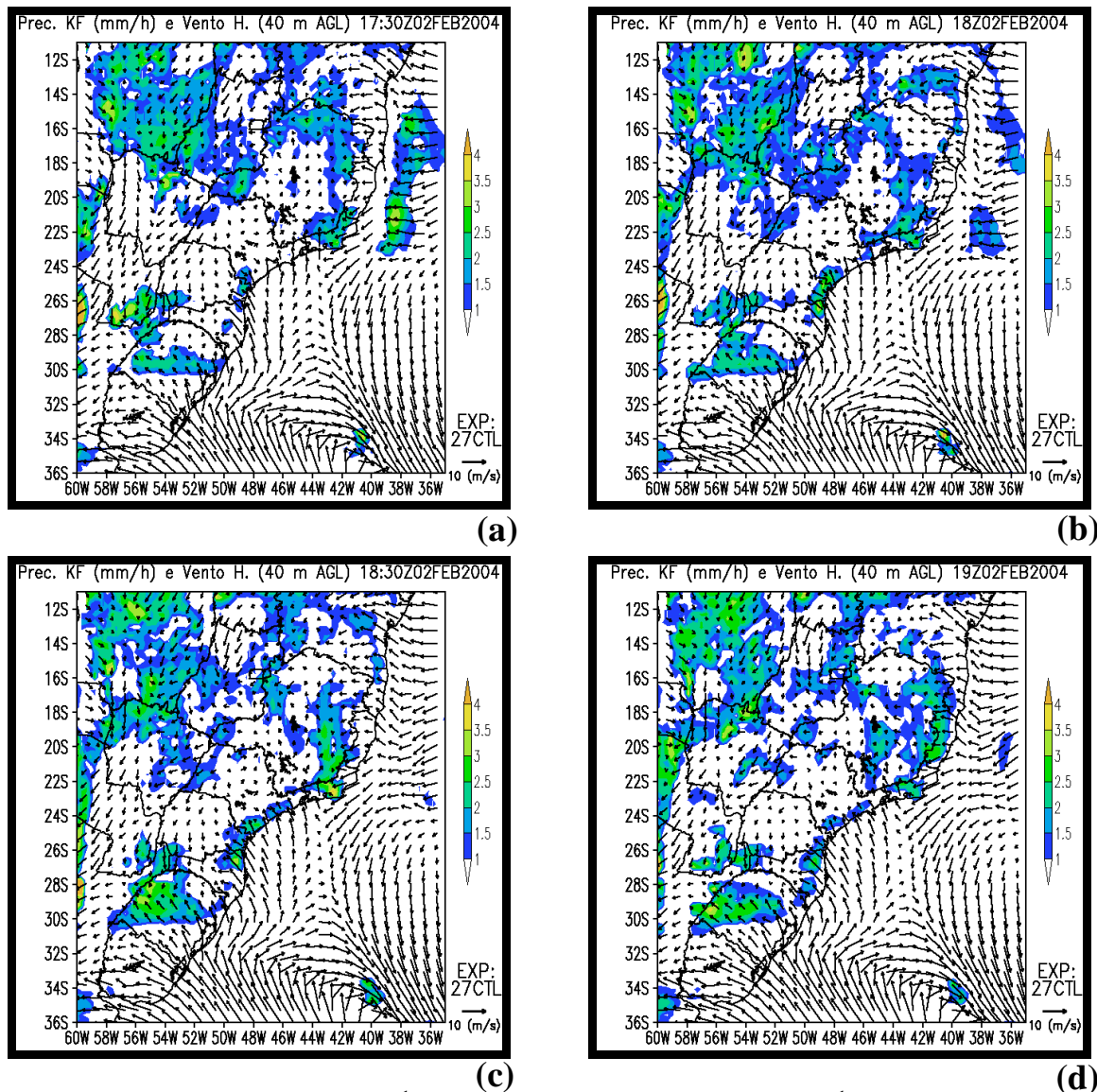
As características fisiográficas nas regiões das quatro grades são descritas no Apêndice B.

### 4.2.2.1 Precipitação e vento na grade de 27 km

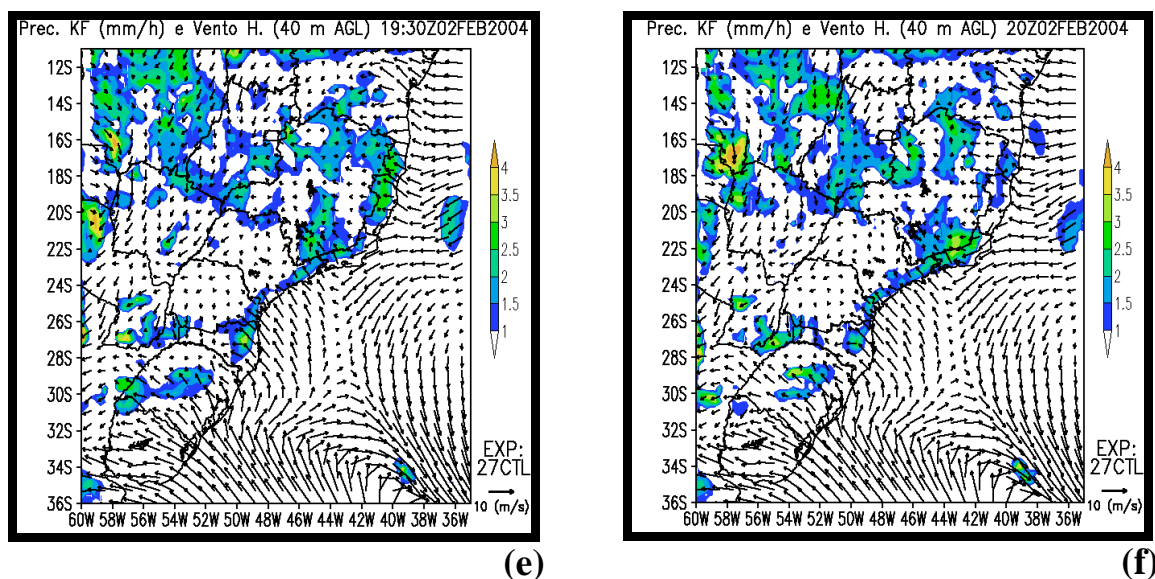
O experimento controle na grade de 27 km possui as características descritas na Tabela 3 e é denominado 27CTL. O experimento 27CTL foi o que melhor se assemelhou às observações dentre a série de experimentos realizados para esta resolução espacial (não mostrados).

A Fig. 4.17 mostra a seqüência temporal dos campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) no primeiro nível do modelo acima da superfície e a precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ) da parametrização de cúmulos de Kain-Fritsch acumulada em 1 hora entre 1730 UTC e 2000 UTC de 02 de fevereiro de 2004 para o experimento 27CTL. Em geral, a chuva acumulada foi muito menor do que a observada. As primeiras chuvas no Estado de São Paulo foram produzidas às 1300 UTC (não mostrado).

Nota-se na faixa leste do Estado a brisa terrestre. O núcleo de precipitação em São Paulo se expande e novas áreas de precipitação se formam às 1400 UTC (não mostrado). A penetração da brisa marítima às 1730 UTC (Fig. 4.17a) produz núcleos de precipitação na faixa costeira das Regiões Sul e Sudeste do Brasil. A distribuição espacial dos sistemas de precipitação não se modifica significativamente nas horas seguintes da simulação (Figs. 4.17b, a 4.17d), com variação de intensidade.



**Fig. 4.17:** Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) da parametrização de cúmulos da simulação 27CTL para (a) 1730 UTC, (b) 1800 UTC, (c) 1830 UTC, (d) 1900 UTC, (e) 1930 UTC e (f) 2000 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Os vetores estão plotados a cada 3 pontos de grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Vetores padrão estão indicados no canto inferior direito das figuras. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ).



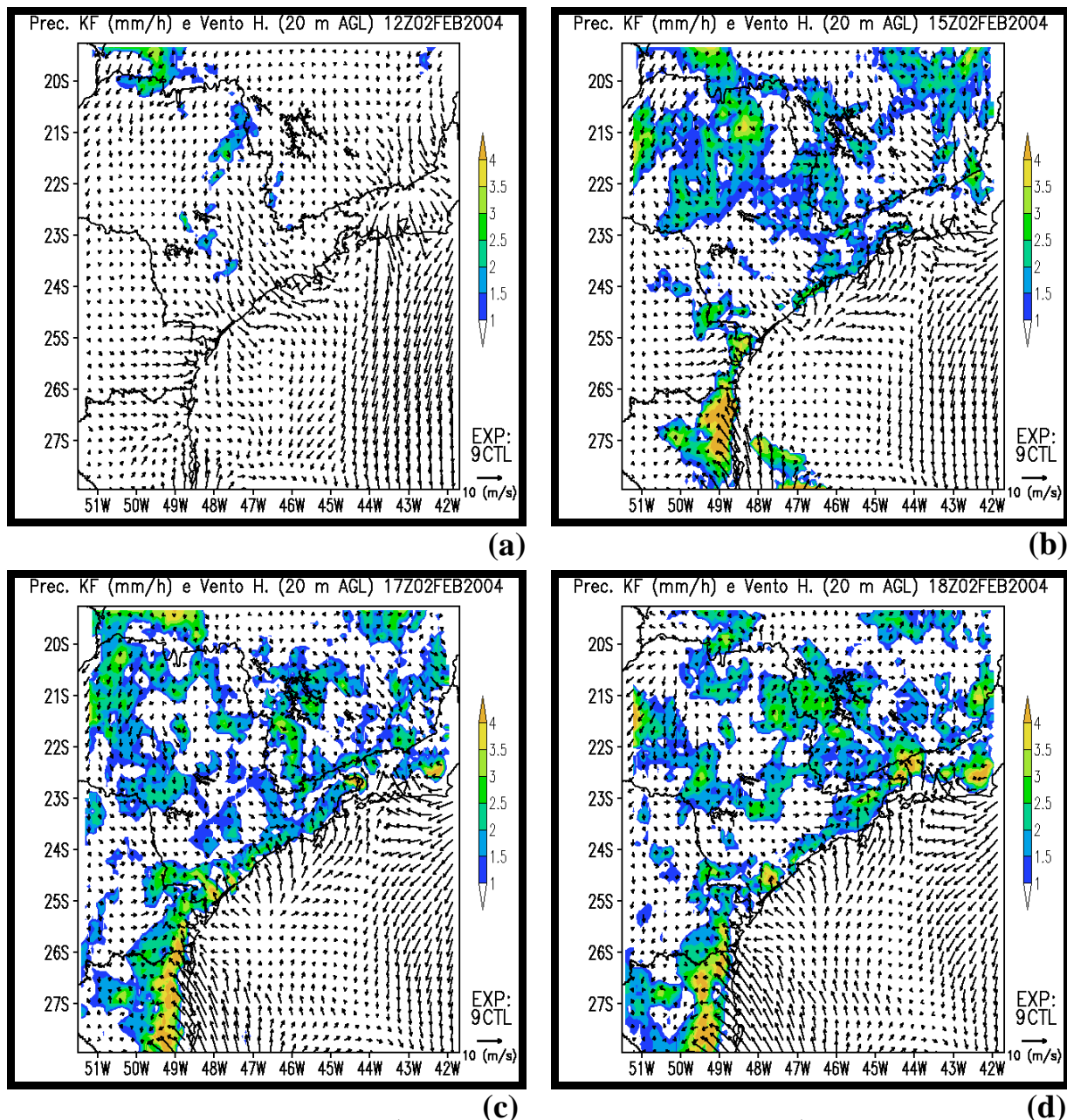
**Fig. 4.17:** Continuação.

Na faixa leste de São Paulo, nota-se que entre 1800 UTC (Fig. 4.17b) e 2000 UTC (Fig. 4.17f) persistem áreas de precipitação alinhadas com a costa, típico de eventos de brisa marítima na região da Serra do Mar. Comparações qualitativas entre as imagens GOES-12 do canal infravermelho das Figs. 4.7 e 4.8 e os resultados da Fig. 4.17 revelam diversas semelhanças entre os campos de precipitação simulados e os campos de nebulosidade das imagens. Assim, outros sistemas de precipitação, como no leste e sul do Paraná, oeste de Santa Catarina, Rio de Janeiro, norte de Minas Gerais e parte do Centro-Oeste do Brasil, foram razoavelmente simulados.

#### 4.2.2.2 Resultados da grade de 9 km

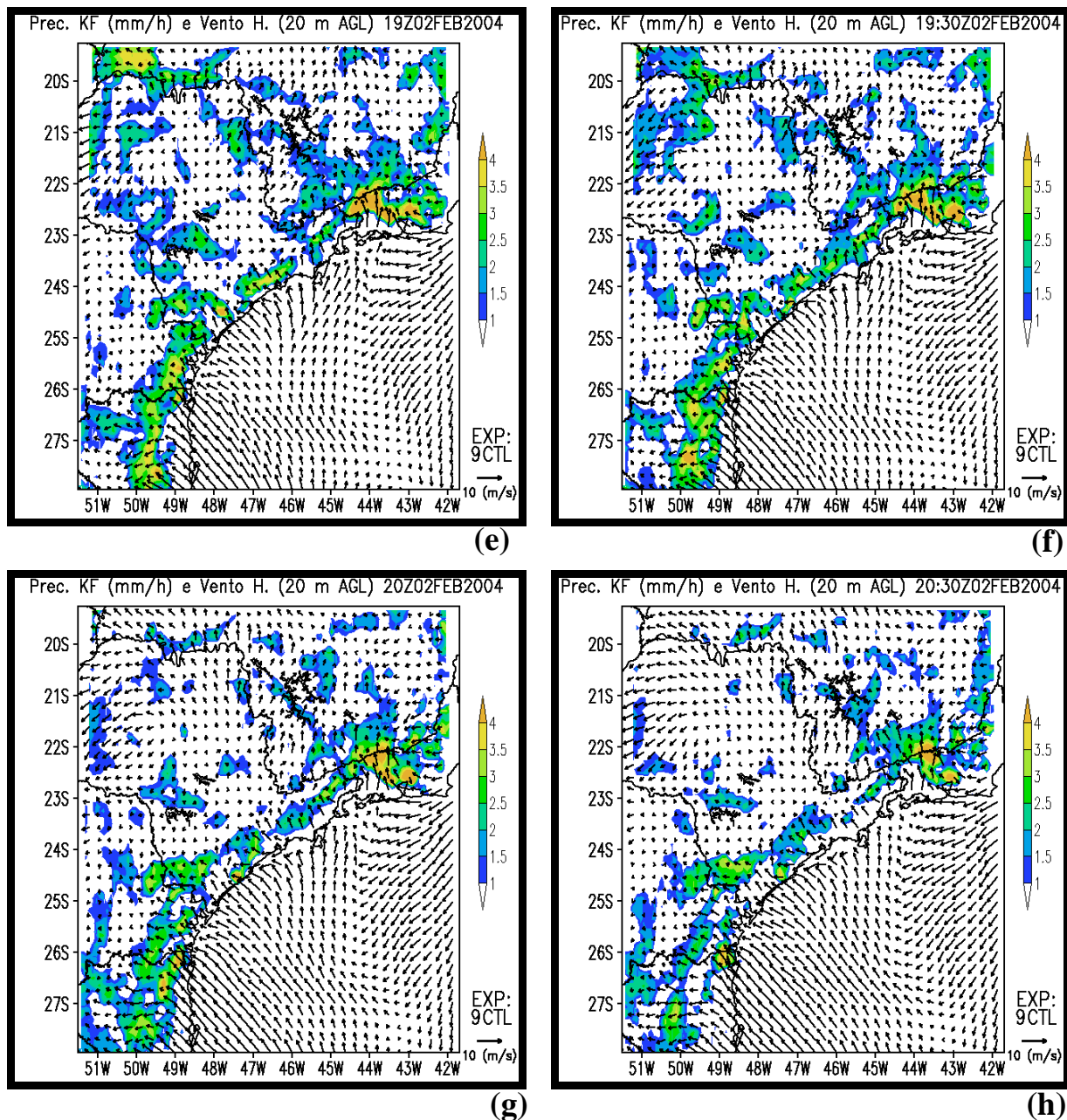
O experimento controle na grade de 9 km possui as características descritas na Tabela 3 e é denominado 9CTL. O experimento 9CTL foi o que melhor se assemelhou às observações dentre a série de experimentos realizados para esta resolução espacial (não mostrados).

A Fig. 4.18 mostra os campos de vento e precipitação acumulada horária da parametrização de cúmulos (Kain-Fritsch) para o experimento 9CTL, entre 1200 UTC e 2030 UTC. O aumento de resolução horizontal melhorou a simulação de sistemas convectivos induzidos pela propagação da frente de brisa marítima. Observam-se sistemas de precipitação com maior definição na estrutura espacial. Com exceção do extremo oeste de São Paulo, onde aparentemente não houve precipitação em 02 de fevereiro de 2004 segundo o observado nas imagens GOES-12 das Figs. 4.7 e 4.8, os sistemas convectivos em Santa Catarina, Paraná e no Rio de Janeiro são bem reproduzidos.



**Fig. 4.18:** Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) da parametrização de cúmulos da simulação 27CTL para (a) 1200 UTC, (b) 1500 UTC, (c) 1700 UTC, (d) 1800 UTC, (e) 1900 UTC, (f) 1930 UTC, (g) 2000 UTC e (h) 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Os vetores estão plotados a cada 3 pontos de grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Vetores padrão estão indicados no canto inferior direito das figuras. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ).

O sistema no Vale do Ribeira foi bem simulado na grade 9CTL. Nota-se a brisa terrestre às 1200 UTC (Fig. 4.18a). O campo simulado às 2000 (Fig. 4.18g) UTC é comparável às medições de radar das 1945 UTC (Fig. 4.16). A parametrização de Kain-Fritsch produz precipitação em quantidades menores que a observada também nesta resolução espacial.



**Fig. 4.18:** Continuação.

Os resultados com a grade de 9 km foram utilizados nas condições iniciais e de fronteira da grade mais fina (Tabela 3).

#### 4.2.2.3 Resultados da grade de 3 km

O experimento controle da grade de 3 km (3CTL) manteve todas as características físicas e fisiográficas das simulações de baixa resolução, exceto a não utilização da parametrização de cúmulos de Kain-Fritsch.

As simulações com as grades de 3 km e 1 km podem diferir das maiores ou apenas reproduzir características refinadas das mesmas. No caso de ser gerado um cumulonimbus intenso que abranja vários pontos de grade numa estrutura física e dinâmica coerente, a probabilidade destas serem aleatórias é pequena.

O menor comprimento de onda resolvido pela grade de 3 km é de 6 km ou  $2\Delta x$ , sendo  $\Delta x$  a resolução da grade. Assim, variáveis que oscilam em pontos de grade vizinhos serão calculadas pelo modelo. Estas oscilações podem ser espúrias, ou seja, deve-se avaliar se têm significado físico e meteorológico. A verificação das simulações contra dados medidos indica a adequação do modelo para análises e testes de hipóteses sobre a dinâmica dos sistemas.

Entretanto, há uma carência de medições com resolução apropriada para simulações de alta resolução espaço-temporal. A verificação das simulações é limitada por esta carência.

#### **4.2.2.3.1 Testes de sensibilidade: parametrização de cúmulos Kain-Fritsch**

Haas et al. (2002b) utilizaram as parametrizações de convecção de Kuo e Kain-Fritsch ainda que em simulações numéricas de alta resolução espacial. Haas et al. (2002b) justificam o uso de parametrização de precipitação em subgrade mesmo que as resoluções espaciais dos modelos sejam de 1 km ou menos, uma vez que as correntes ascendentes e descendentes no interior das nuvens são de menores dimensões.

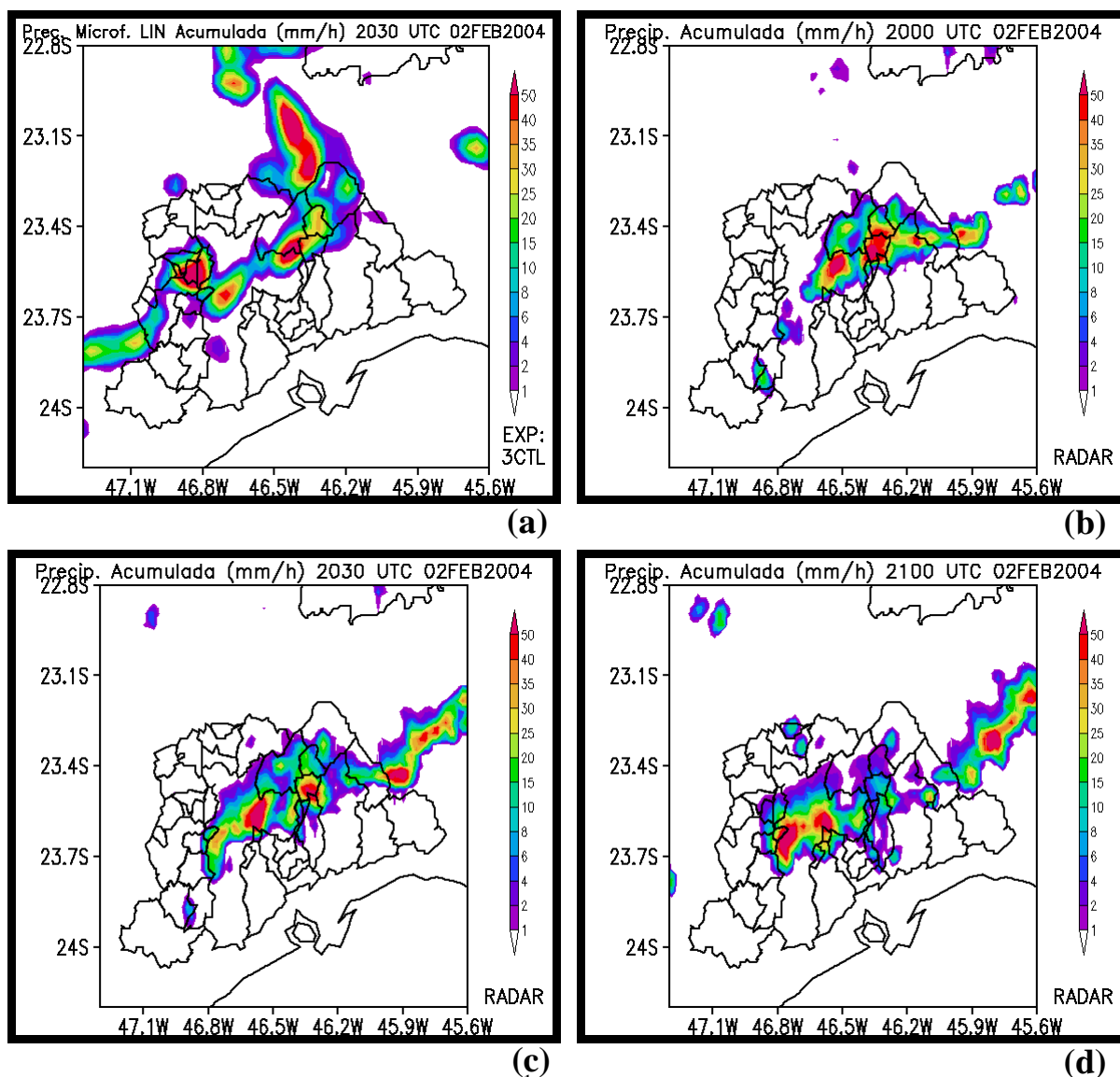
Os resultados de testes de sensibilidade do ARPS com a parametrização de cúmulos de Kain-Fritsch com a grade de 3 km estão mostrados no Apêndice C-1. Os resultados obtidos indicam interações entre os processos microfísicos e radiativos não desprezíveis que levam a uma significativa alteração dos campos dinâmicos em todas as escalas de movimento atmosféricos. Estes resultados levaram à realização de simulações com a parametrização de microfísica de nuvens apenas.

#### **4.2.2.3.2 Dinâmica do movimento interno de uma célula convectiva**

Nos resultados do experimento controle (Tabela 3) houve o desenvolvimento de algumas células convectivas profundas na RMSP às 2030 UTC (Fig. 4.19a), que reproduziram bem o observado pelo radar meteorológico (Figs. 4.19b a 4.19d).

No norte da RMSP, desenvolveu-se um sistema convectivo intenso espúrio, enquanto a nordeste da mesma região a pequena linha de cúmulos observada pelo radar não foi simulado.



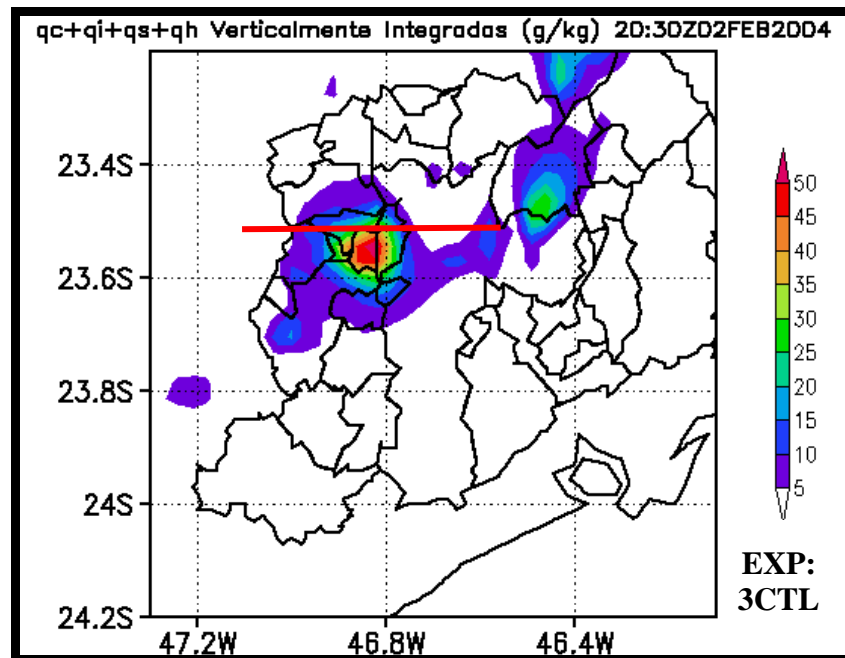


**Fig. 4.19:** Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) proveniente da parametrização de microfísica de Lin no experimento 3CTL (experimento controle) às 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004 (a) e do radar meteorológico de São Paulo às 2000 UTC (b), 2030 UTC (c) e 2100 UTC (d) do mesmo dia. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. Barras de cores indicam valores sombreados de precipitação acumulada em 1 hora (mm) e estão fixas entre 0 e 50 ( $\text{mm h}^{-1}$ ).

De forma geral, há uma tendência de formação de sistemas precipitantes orientados na direção SW-NE, paralela à orientação da linha da costa paulista. Os demais núcleos de precipitação da Fig. 4.19a estão relativamente bem posicionados e, em geral, há pouca diferença entre células monitoradas pelo radar e as simuladas. Nota-se a semelhança entre a precipitação simulada e observada.

A dinâmica interna de uma das células convectivas profundas no interior da RMSP no experimento 3CTL é apresentada na Fig. 4.21 por meio de um corte vertical (Fig. 4.20) dos

campos de razão de mistura de água de nuvem ( $q_c$ ) e de cristais de gelo ( $q_i$ ) das 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Na Fig. 4.20, tem-se o plano horizontal dessas mesmas variáveis termodinâmicas verticalmente integradas e acrescidas das razões de mistura de neve ( $q_s$ ) e granizo/graupel ( $q_h$ ), que resulta no campo de nebulosidade simulado.

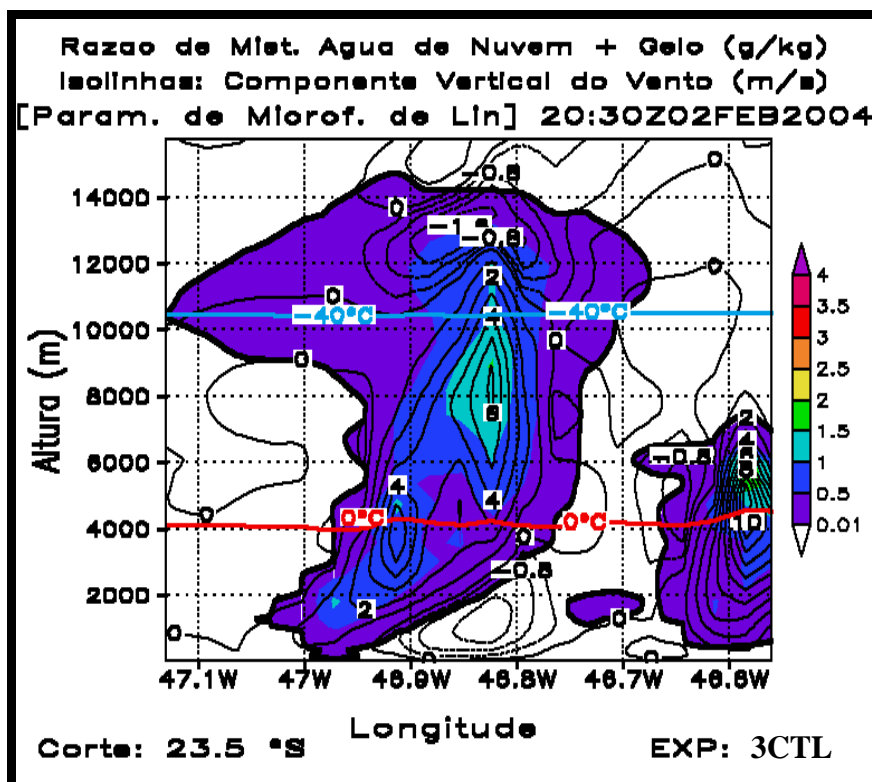


**Fig. 4.20:** Campo de nebulosidade horizontal obtido pela adição das razões de mistura de água de nuvem ( $q_c$ ), cristais de gelo ( $q_i$ ), neve ( $q_s$ ) e granizo/graupel ( $q_h$ ) verticalmente integrados (em  $\text{g kg}^{-1}$ ). A linha em vermelho indica a posição do corte vertical de  $q_c+q_i$  em  $23.50^\circ\text{S}$  apresentado na Fig. 4.21. Simulação ARPS para 02 de fevereiro de 2004 às 2030 UTC para o experimento controle. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. O Município de São Paulo está no centro da figura. Barra de cores indica valores sombreados ( $\text{g kg}^{-1}$ ).

As Fig. 4.20 e 4.21 mostram uma das células convectivas intensas simuladas na sua fase madura a oeste da Cidade de São Paulo, onde o movimento vertical ascendente máximo ocorre próximo a 8.000 m de altitude, com magnitude aproximada de  $8 \text{ m s}^{-1}$ . Nessa altitude de máximo  $w$ , abaixo da linha de  $-40^\circ\text{C}$  e acima da de  $0^\circ\text{C}$  atuam os processos microfísicos de Bergeron. Este processo é bastante eficiente na produção de gelo e energia por liberação de calor latente. Esta energia aumenta o empuxo das parcelas de ar, o que explica o centro de máxima velocidade vertical da célula convectiva madura (Fig. 4.21) com o máximo nas razões de mistura de  $q_c + q_i$ .

A nebulosidade simulada tem a aparência circular (Fig. 4.20), o que pode ser comparado diretamente com as imagens do canal infravermelho do satélite geostacionário GOES-12. O

campo de nebulosidade simulado (Fig. 4.20) é das 2030 UTC e se assemelha às imagens das Figs. 4.8d a 4.8f. Particularmente, no mesmo horário (Figs. 4.20 e 4.8f), têm-se campos de nebulosidade comparáveis. Na Fig. 4.8e e 4.8f os topos dos sistemas convectivos em destaque parecem ser advectados por ventos SSE, com nuvens cirros a NNW. A sondagem da Fig. 4.14 confirma que os ventos acima de 300 hPa eram intensos e de SSE às 1200 UTC.



**Fig. 4.21:** Corte vertical dos campos de  $q_c + q_i$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ) da célula convectiva (Fig. 4.28), sombreados conforme a barra de cores à direita. São mostradas as isotermas de  $0^\circ\text{C}$  (vermelha) e  $-40^\circ\text{C}$  (azul claro). Isolinhas correspondem à componente vertical do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ). Linhas contínuas:  $w > 0$  (movimento ascendente); linhas tracejadas:  $w < 0$  (movimento descendente). Simulação ARPS para 02 de fevereiro de 2004 às 2030 UTC para o experimento controle.

A base da nuvem cumulonimbus (Cb) simulada possui entre 20 e 25 km de diâmetro (Fig. 4.21). O centro de máximo movimento vertical ascendente abrange 7 km de diâmetro. Um núcleo secundário de máxima corrente ascendente é observado próximo à linha de  $0^\circ\text{C}$ , na longitude de  $46.92^\circ\text{W}$ , com valor de  $6 \text{ m s}^{-1}$  e diâmetro de 5 km. Estes núcleos estão numa mesma área de movimento ascendente no interior do Cb, até 9.000 m de altitude. O campo de movimento ascendente dominante no interior do Cb simulado decorre de uma média positiva entre os diversos centros de correntes ascendentes e descendentes no interior desta célula madura. A resolução espacial de 3 km é suficiente para a detecção dos sistemas convectivos

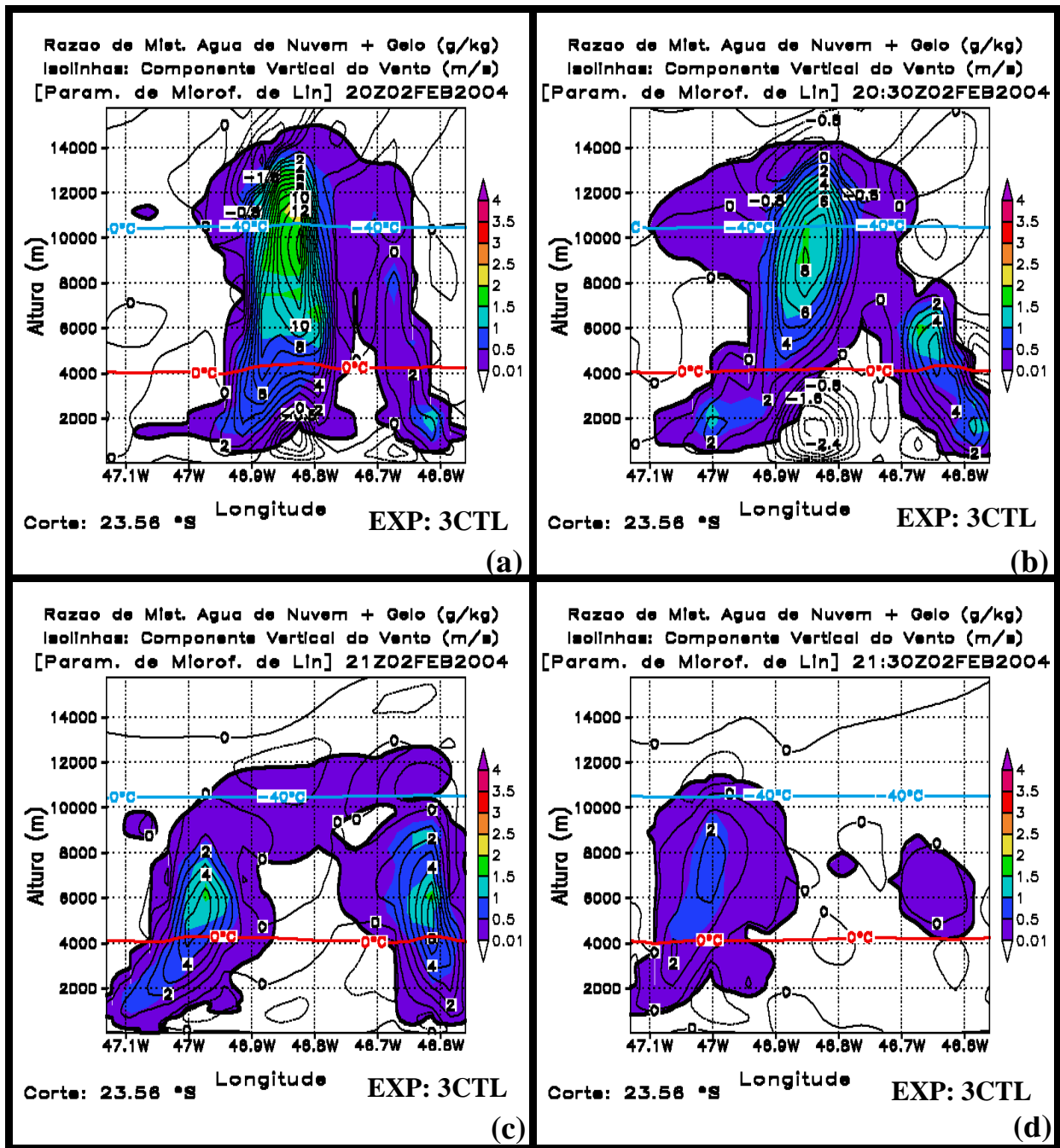
com mais de 14.000 m (Fig. 4.21), mas sem detalhar as correntes ascendentes e descendentes que coexistem no interior deste tipo de nuvem (Cotton e Anthes, 1989).

Imediatamente abaixo do núcleo principal de corrente ascendente e aproximadamente na longitude de 46.83 °W da Fig. 4.21, situa-se um núcleo de corrente descendente entre 2.000 m de altitude e a superfície, associado à precipitação naquela região. Nos processos de desentranhamento nessa área do corte vertical há conversão de gotas de nuvem para gotas de chuva e ainda evaporação de ambas as espécies de água em regiões sub-saturadas (microfísica de Lin), o que resulta na inclinação da base da nuvem observada (Fig. 4.21). Esta inclinação da base está associada ao decaimento da nuvem convectiva no horário simulado.

Há uma nova célula convectiva em sua fase inicial na Fig. 4.21 que dista 15 km da célula madura. A máxima corrente ascendente é de  $10 \text{ m s}^{-1}$ , suficiente para advectar a isoterma de 0 °C para cima. Esta nova célula resulta de uma colisão da frente de rajada da célula madura a oeste (rajada em escala local) com a corrente de ventos da frente de brisa marítima.

A Fig. 4.22 mostra a seqüência temporal do corte vertical de  $q_c + q_i$  sobre o centro de máxima nebulosidade simulado em 3CTL, na latitude de 23.56 °S. O máximo movimento vertical ascendente é de  $12 \text{ m s}^{-1}$ , com o topo do Cb acima de 14.000 m (Fig. 4.22a), às 2000 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Nota-se ainda um domo devido à aceleração vertical produzida pela corrente ascendente. Na Fig. 4.22b, a subsidência máxima ocorre logo abaixo da máxima ascendência, associada à diminuição da razão de mistura de água de nuvem abaixo de 6.000 m.

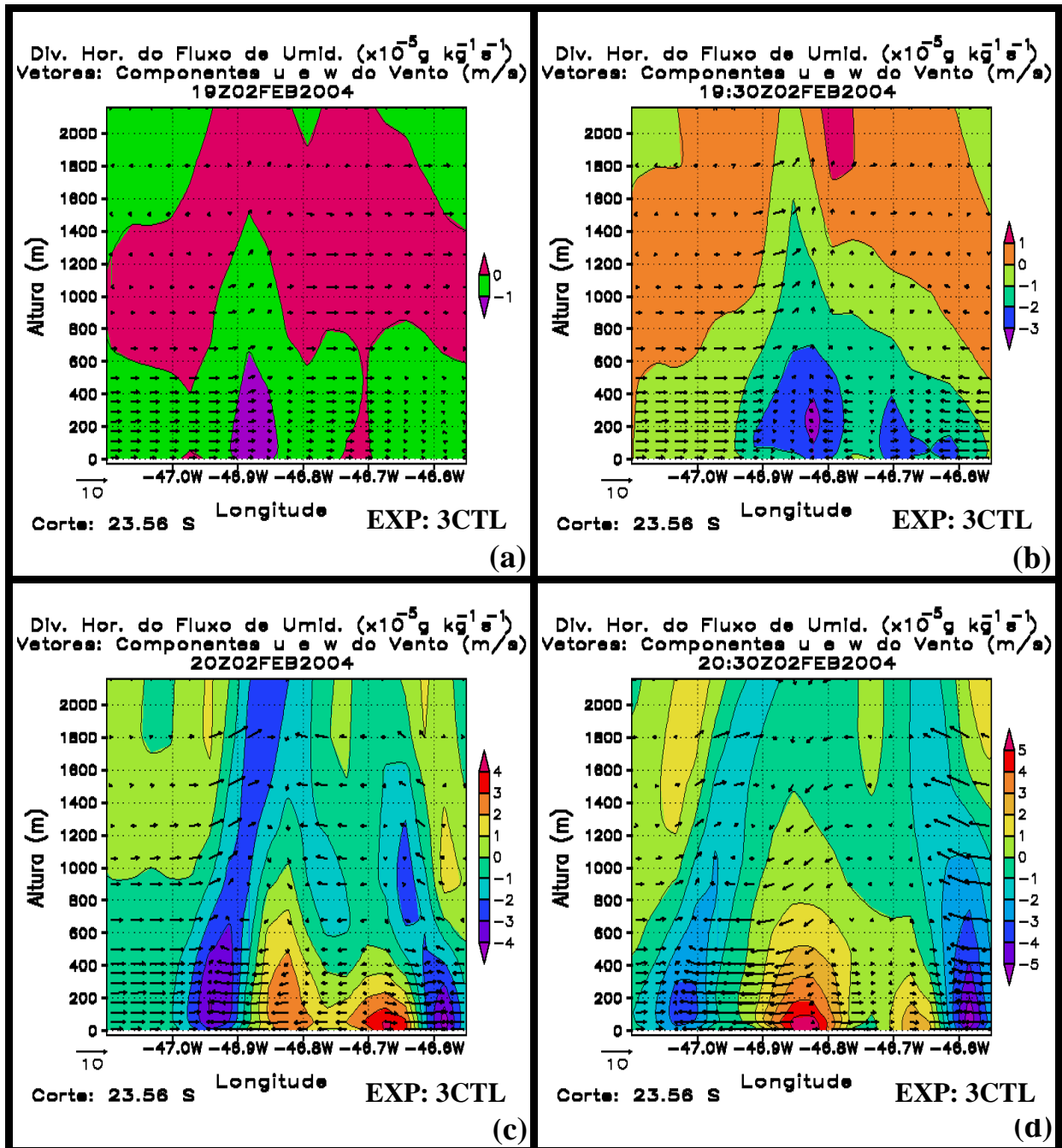
As máximas correntes ascendentes diminuiram às 2100 UTC (Fig. 4.22c) em relação às fases anteriores. O ciclo de vida do Cb se encerra às 2130 UTC (Fig. 4.22d), com estabilidade.



**Fig. 4.22:** Cortes verticais em 23.56 °S dos campos de  $q_c$  e  $q_l$ , sombreados conforme a barra de cores à direita do painel ( $g\ kg^{-1}$ ), na simulação ARPS para 02 de fevereiro de 2004 às (a) 2000 UTC, (b) 2030 UTC, (c) 2100 UTC e (d) 2130 UTC no experimento controle. São mostradas as linhas de temperatura do ar constantes e iguais a 0 °C (vermelhas) e -40 °C (azuis claras). Isolinhas correspondem à componente vertical do vento ( $m\ s^{-1}$ ). Linhas contínuas:  $w > 0$  (movimento ascendente); linhas tracejadas:  $w < 0$  (movimento descendente).

Os cortes verticais em 23.56 °S (Fig. 4.23) mostram a camada limite planetária (CLP) entre 0 m e 2.000 m entre 1900 UTC e 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004, no experimento controle. A formação de convecção rasa (não mostrado) antecedeu o desenvolvimento de convecção profunda às 2000 UTC (Fig. 4.22a), com enfraquecimento do componente zonal na

mesma região e convergência de umidade (Figs. 4.23a e 4.23b). Em 46.875 °W observa-se correntes ascendentes em 1.000 m, sobre a região de convergência de umidade em superfície às 1900 UTC (Fig. 4.23a).



**Fig. 4.23:** Cortes verticais na baixa atmosfera em 23.56 °S dos campos de divergência horizontal do fluxo de umidade (valores sombreados conforme a barra de cores à direita das figuras) e vetores das componentes u e w do vento para (a) 1900 UTC, (b) 1930 UTC, (c) 2000 UTC e (d) 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004 no experimento controle. Vetores padrão ( $\text{m s}^{-1}$ ) estão no canto inferior esquerdo das figuras.

Às 1930 UTC (Fig. 4.23b) houve intensificação da convergência em torno de 46.825 °W, com  $-3.10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . Observa-se um outro núcleo secundário entre 46.70 °W e 46.60 °W. A

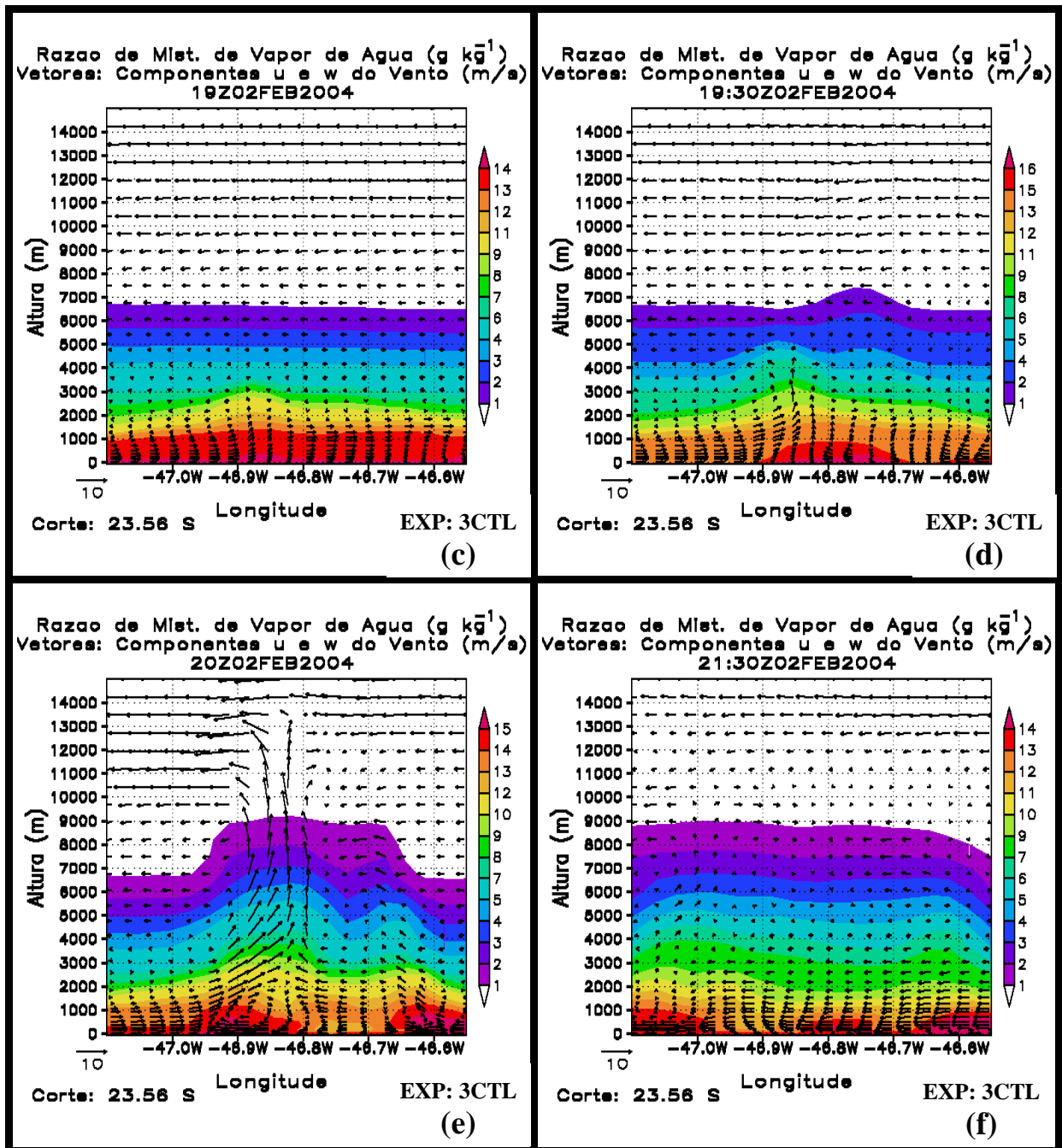
convergência de umidade se expande horizontalmente, com aumento da corrente ascendente até 2.000 m. A colisão entre frentes de rajada nos primeiros 600 m da atmosfera foi a causa da intensificação da convergência: a frente de rajada a oeste de 46.80 °W possui componente zonal positiva e, à leste, negativa.

O estágio maduro do Cb ocorre entre 2000 UTC (Fig. 4.22a) e 2030 UTC (Fig. 4.22b), com a intensificação de dois núcleos de convergência de umidade (Fig. 4.23c e 4.23d). Há também o afastamento horizontal entre estes dois núcleos, devido à advecção horizontal de massa com a intensificação do núcleo de divergência próximo à superfície ( $4.10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ). A divergência em baixos níveis é devida a correntes descendentes associadas à precipitação no interior do Cb. No estágio de dissipação do Cb, a partir das 2030 UTC, o movimento vertical descendente nas camadas inferiores da CLP (Fig. 4.22b) está associado à intensificação do núcleo de divergência de umidade (4.23d). Segundo Weisman e Klemp (1982), a divisão do Cb em duas células isoladas que se afastam é devida ao fraco cisalhamento vertical do vento na CLP. A sondagem da Fig. 4.10, das 1200 UTC de 02 de fevereiro de 2004, indica ventos e cisalhamento vertical em baixos níveis fracos naquele horário.

Na Fig. 4.24, tem-se o corte vertical em 23.56 °S da distribuição espacial da razão de mistura do vapor d'água entre a superfície e o topo do Cb da Fig. 4.22, bem como o campo vetorial dos componentes  $u$  e  $w$  do vento. Na análise desta seqüência temporal, verifica-se a redistribuição vertical do vapor d'água inicial (Fig. 4.24a) pela advecção vertical promovida pelas correntes ascendentes de, ao menos,  $12 \text{ m s}^{-1}$ .

Entre 1930 UTC (Fig. 4.24b) e 2000 UTC (Fig. 4.24c) ocorre o máximo das correntes ascendentes (não inclinadas). Estas são responsáveis pela intrusão do vapor d'água nos níveis mais altos. Entre 1900 UTC (Fig. 4.24a) e 2130 UTC (Fig. 4.24d) ocorre uma elevação de cerca de 2.000 m no topo da distribuição vertical da razão de mistura do vapor d'água.

Na Fig. 4.24c observa-se que a corrente ascendente, ao encontrar uma camada muito estável no topo da troposfera, inclina-se para oeste seguindo a orientação direcional dos ventos dominantes em altos níveis, o que origina a bigorna do Cb, constituída basicamente de cristais de gelo (Fig. 4.22a), além de neve e granizo (campos não mostrados). A redistribuição do vapor d'água nos níveis médios da atmosfera, uma vez que seu campo de distribuição inicial tenha sido perturbado, se dá por meio da dispersão de ondas de gravidade internas (Figs. 4.24b e 4.24c) até que o ajuste dos campos atinjam um estado não perturbado (Fig. 4.24d).

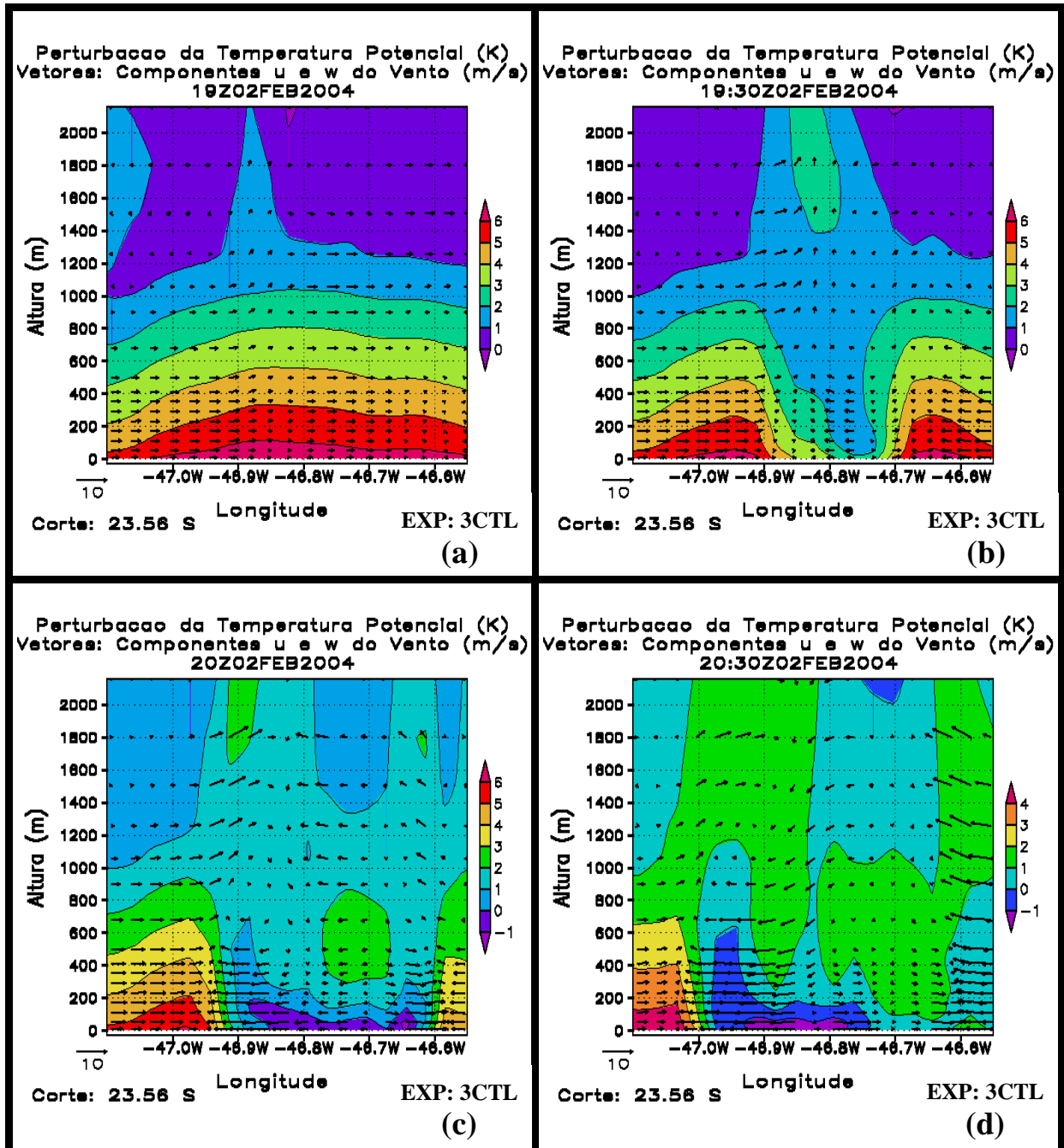


**Fig. 4.24:** Cortes verticais em 23.56 °S dos campos de razão de mistura de vapor d'água (valores sombreados conforme a barra de cores à direita das figuras) e vetores das componentes u e w do vento para (a) 1900 UTC, (b) 1930 UTC, (c) 2000 UTC e (d) 2130 UTC de 02 de fevereiro de 2004 no experimento controle. A magnitude do vetor padrão está indicada no canto inferior esquerdo das figuras.

Os cortes verticais da Fig. 4.25 mostram cortes no plano xz da perturbação da temperatura potencial na CLP sobrepostos aos respectivos componentes do vento. Nota-se o efeito da advecção fria por frente de rajada em baixos níveis na redução da perturbação no campo de temperatura potencial (Fig. 4.25b). Mais tarde, a divergência devida às correntes descendentes na CLP resulta em uma intrusão de ar frio de níveis mais altos com a formação de uma



piscina de ar frio abaixo de 200 m de altura, conforme mostra a Fig. 4.25c e d, com o aumento da estabilidade estática próxima a superfície.



**Fig. 4.25:** Cortes verticais na CLP em 23.56 °S dos campos de perturbação da temperatura potencial (valores sombreados conforme a barra de cores à direita das figuras) e vetores das componentes u e w do vento para (a) 1900 UTC, (b) 1930 UTC, (c) 2000 UTC, (d) 2030 UTC, (e) 2100 UTC e (f) 2130 UTC de 02 de fevereiro de 2004 no experimento controle. A magnitude do vetor padrão está indicada no canto inferior esquerdo das figuras.

A piscina de ar frio origina duas regiões de contraste entre massas de ar relativamente mais quentes a leste e a oeste da intrusão do ar frio, mas a direção preferencial de propagação da piscina de ar frio, neste caso específico, é para oeste. Na ausência de uma corrente horizontal

de leste em baixos níveis intensa o suficiente para advectar a piscina de ar frio antes que ela se misture à massa de ar ambiente dominante, o deslocamento preferencial da piscina de ar frio para leste se deve aos efeitos de convergência de umidade mais intensa naquele horário naquela região (Fig. 4.25c).

Na Fig. 4.25d, apesar da clara separação entre massas de ar contrastantes em baixos níveis, principalmente a oeste do domínio, em associação com convergência de massa (ainda que não tão forte como o da célula primária), supõe-se não haver mais condições para a manutenção da instabilidade termodinâmica e de novas células convectivas na região específica de análise. A atmosfera acima de 400 m retorna a um estado básico com pouca perturbação entre 2100 UTC (Fig. 4.25e) e 2130 UTC (Fig. 4.25f).

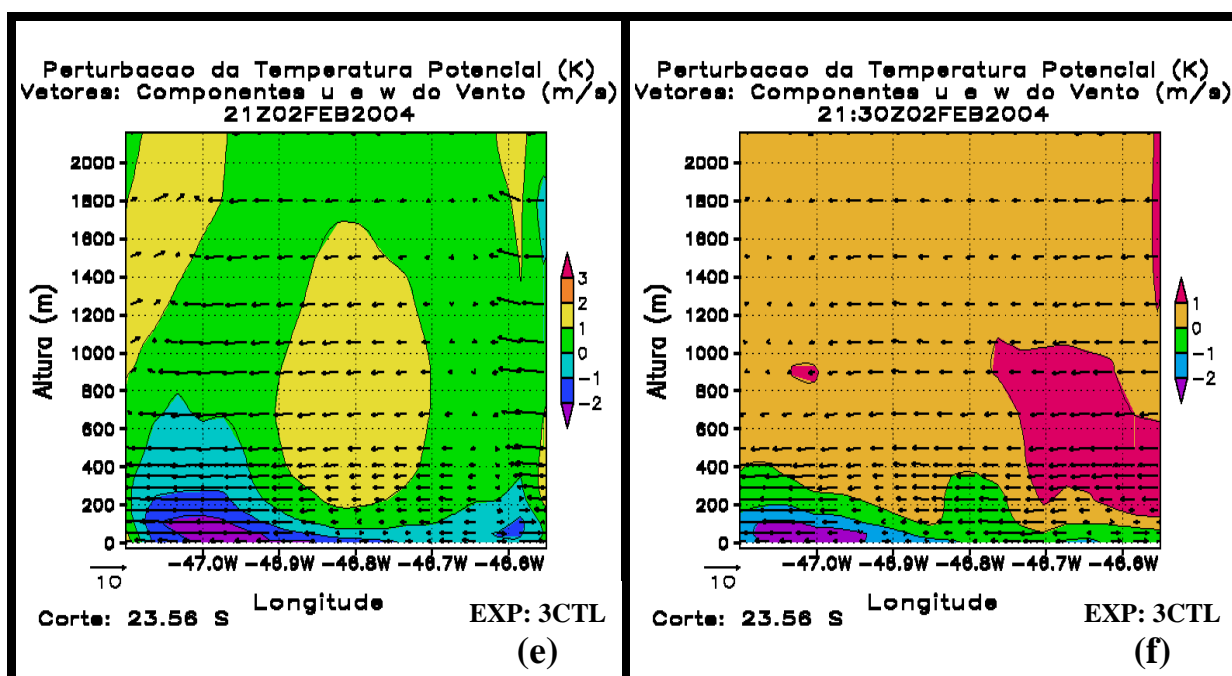
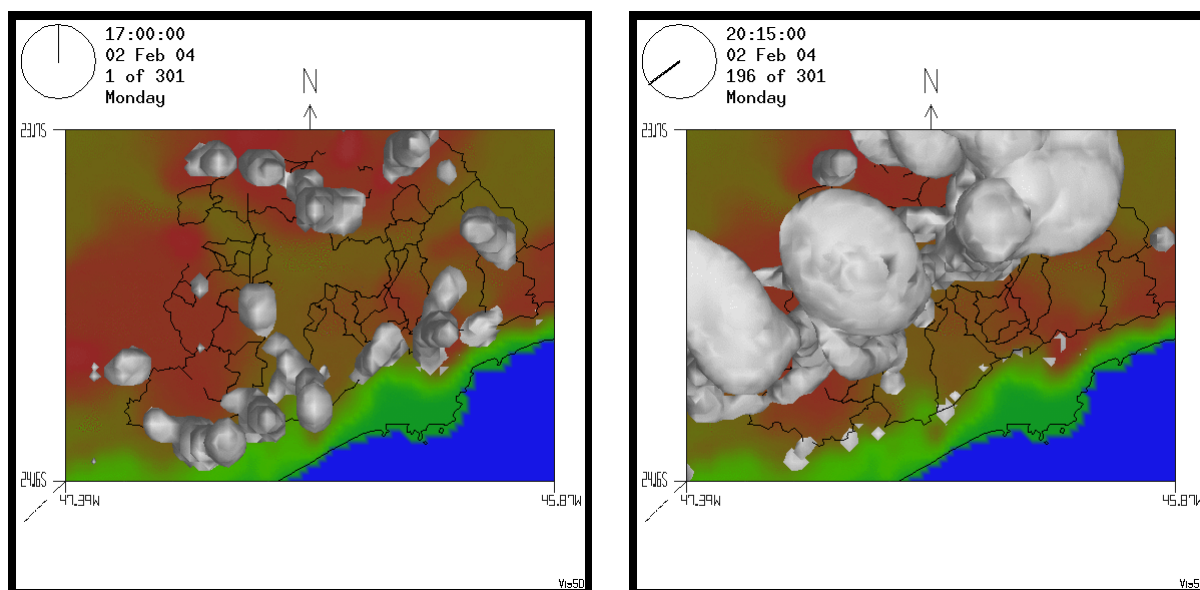


Fig. 4.25: Continuação.

#### 4.2.2.3.3 Iniciação da convecção em 02 de fevereiro de 2004

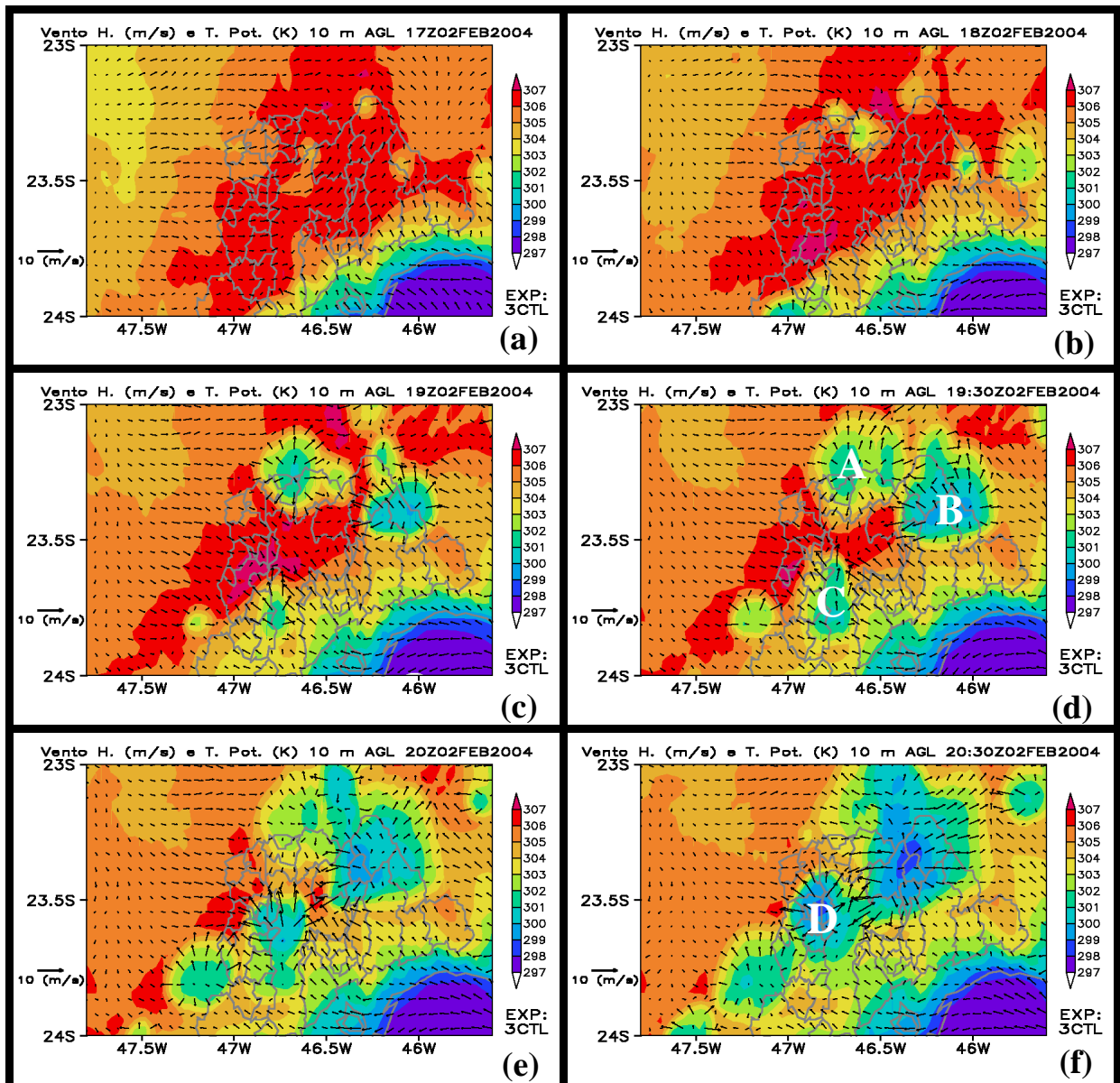
A Fig. 4.26 mostra dois momentos extraídos da simulação controle 3CTL para 02 de fevereiro de 2004. De um modo geral, os sistemas convectivos incipientes às 1700 UTC (Fig. 4.26a) estão posicionados nas bordas das áreas com maior elevação topográfica. Constata-se, portanto, que a topografia força o levantamento e surgimento das primeiras células convectivas simuladas. Na Fig. 4.26b (2015 UTC), notam-se células fracas na Serra do Mar e outras mais vigorosas no estágio maduro no interior da RMSP.



**Fig. 4.26:** Campos de razão de mistura de água líquida e sólida sobrepostos ao campo de topografia vistas do topo para a simulação 3CTL em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1700 UTC e (b) 2015 UTC. Nos campos de topografia, as cores esverdeadas representam a Serra do Mar. As cores avermelhadas estão associadas a regiões do mapa com elevações superiores às áreas de tons marrons. Estão indicados latitudes e longitudes dos extremos e contornos geopolíticos da RMSP.

#### 4.2.2.3.4 Frentes de brisa e de rajadas nos campos simulados

Os campos da Fig. 4.27 mostram a distribuição do vento horizontal e da temperatura potencial a 10 m acima da superfície (primeiro nível  $\sigma_z$  do modelo) em 02 de fevereiro de 2004 entre 1700 UTC (Fig. 4.27a) e 2030 UTC (Fig. 4.27f) para o experimento controle (3CTL). A análise dos campos de massa e temperatura desta figura mostra o surgimento e evolução das frentes de rajadas nos baixos níveis da atmosfera. As frentes de rajada são oriundas das correntes descendentes das células convectivas individuais e apresentam inicialmente formas circulares e escalas espaciais reduzidas, com diâmetros de poucas dezenas de quilômetros (meso- $\gamma$ ). A frente de brisa, produzida pelo aquecimento diferencial entre o oceano e o continente, avança perpendicularmente à costa do continente com escala horizontal de algumas centenas de quilômetros (meso- $\beta$ ). Ambos os tipos de frente são identificados pelos padrões da circulação próxima à superfície e pela redução da temperatura potencial nas regiões da superfície sob sua influência.

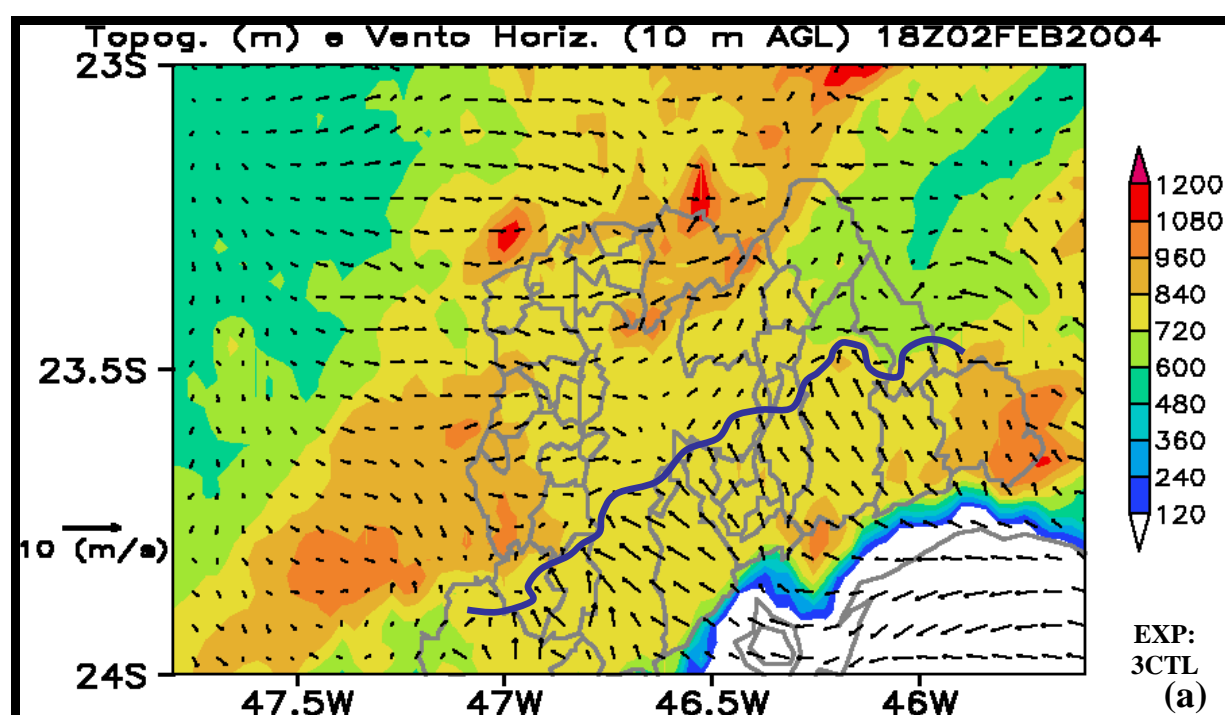


**Fig. 4.27:** Campo vetorial do vento horizontal ( $\text{m s}^{-1}$ ) e temperatura potencial (K) [sombreado] a 10 m acima do nível do solo em 02 de fevereiro de 2004 às 1700 UTC (a), 1800 UTC (b), 1900 UTC (c), 1930 UTC (d), 2000 UTC (e) e 2030 UTC (f). Os vetores estão plotados a cada dois pontos de grade. O intervalo de variação da temperatura potencial é de 1 K. As letras garrafais A, B e C nos painéis d e f marcam as posições das células convectivas e são referidas no texto. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.

Às 1700 UTC (Fig. 4.27a), que antecede o surgimento das frentes de brisa e rajadas, a maior parte da região em análise apresenta valores de temperatura potencial próximos a 307 K. O efeito da penetração da brisa marítima é evidente pela redução da temperatura potencial ao longo da costa paulista (Figs. 4.27a e 4.27b). A frente de brisa avança para o interior do continente nas horas seguintes (Figs. 4.27c e 4.27d) e se mantém paralela à linha da costa. A partir das 1800 UTC (Fig. 4.27b), observa-se divergência em baixos níveis, relacionada às

correntes descendentes produzidas pela precipitação. Há resfriamento da superfície nas áreas de convecção. A velocidade de propagação das frentes de brisa é diretamente proporcional à diferença de temperatura potencial entre a massa de ar resfriada pelas correntes descendentes e a massa do ar ambiente (Wakimoto, 1982; Cotton e Anthes, 1989).

Pelas Figs. 4.27c a 4.27f verifica-se que os efeitos das frentes de rajada mesclam-se àqueles devidos à penetração da frente de brisa na RMSF e resultam num complexo padrão de distribuição da temperatura potencial em baixos níveis da atmosfera. Como consequência dessas interações dinâmicas, constata-se um resfriamento generalizado do ar próximo à superfície (Figs. 4.27e e 4.27f).



**Fig. 4.28:** Campo vetorial do vento horizontal ( $\text{m s}^{-1}$ ) a 10 m acima da superfície e campo de topografia (m) para o experimento controle às (a) 1800 UTC, (b) 1830 UTC, (c) 1900 UTC e (d) 1930 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Vetor padrão apresentado na parte inferior esquerda do painel. Os vetores estão plotados a cada 2 pontos de grade. A curva em azul índigo representa a linha imaginária da frente de brisa no mesmo horário. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSF.

As Figs. 4.28a a d trazem uma análise subjetiva da posição da frente de brisa marítima e rajadas com base na distribuição da temperatura potencial das Figs. 4.27a a 4.27f. Na Fig. 4.28a a curva imaginária em azul mostra a posição da frente de brisa marítima sobre a RMSF às 1800 UTC. A frente de brisa marítima é denotada pelo vento de SE. Na Fig. 4.28b, referente às 1830 UTC, a frente de brisa gera levantamento adicional para a tempestade

originada no quadrante leste da RMSP, identificada com a letra B na Fig. 4.27d, assim como para a célula convectiva a sudoeste da RMSP na Fig. 4.28b (C na Fig. 4.27d).

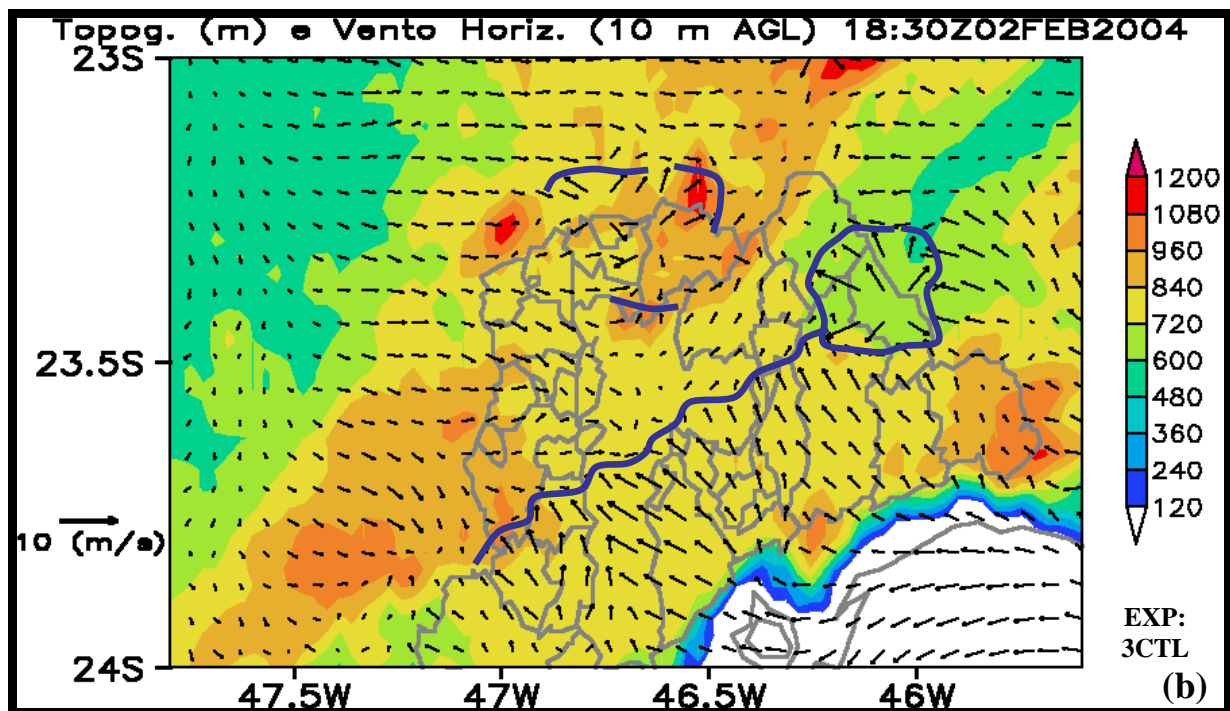


Fig. 4.28: Continuação.

A célula convectiva espúria com origem ao norte da RMSP (A na Fig. 4.27d), não observada com o radar (Fig. 4.19 e Apêndice C-1), não foi produzida pela frente de brisa, mas pela instabilidade convectiva induzida pelo aquecimento diferencial da superfície naquela região. Em adição, é possível relacionar os efeitos de frentes de rajadas oriundas das células convectivas antecedentes mais ao norte e a nordeste da RMSP como mecanismos de levantamento inicial das parcelas de ar para esta célula convectiva espúria.

A Fig. 4.28c indica que a área da RMSP onde se intensificou a célula convectiva profunda identificada pela letra D (Fig. 4.27f) constitui um ponto de colisão entre a frente de brisa que avança para aquela região e frentes de rajadas oriundas de outras células convectivas antecedentes. São identificadas três células convectivas antecedentes, denotadas pelas letras A, B e C na Fig. 4.27d. Cada uma delas contribui com sua frente de rajada para o escoamento do ar próximo à superfície, assim como há também a contribuição da frente de brisa. Numa análise mais detalhada, no entanto, um jato de baixos níveis pode ser identificado na posição indicada pela seta azul da Fig. 4.28d, o qual parece ter resultado da interação entre a frente de rajada da célula C da Fig. 4.27d com o escoamento da frente de brisa. Neste caso, este jato de

baixos níveis parece ser o mais provável mecanismo de disparo das parcelas de ar nos baixos níveis que produziu a célula D (Fig. 4.27f).

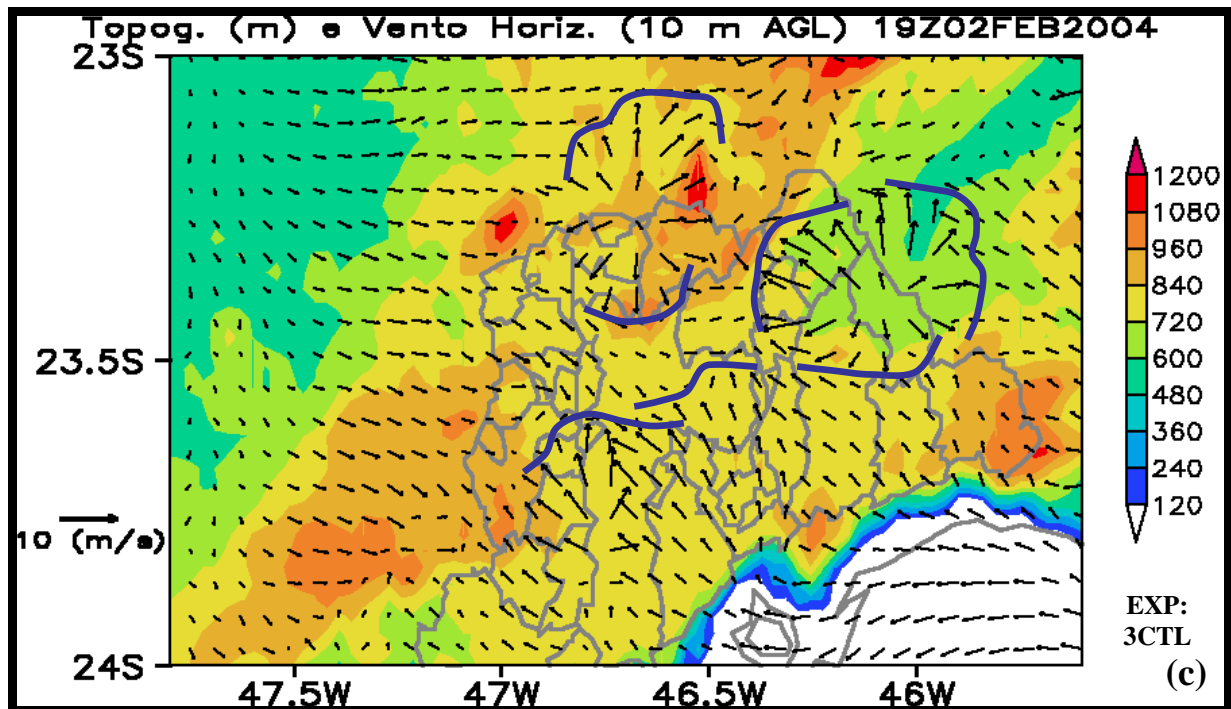


Fig. 4.28: Continuação.

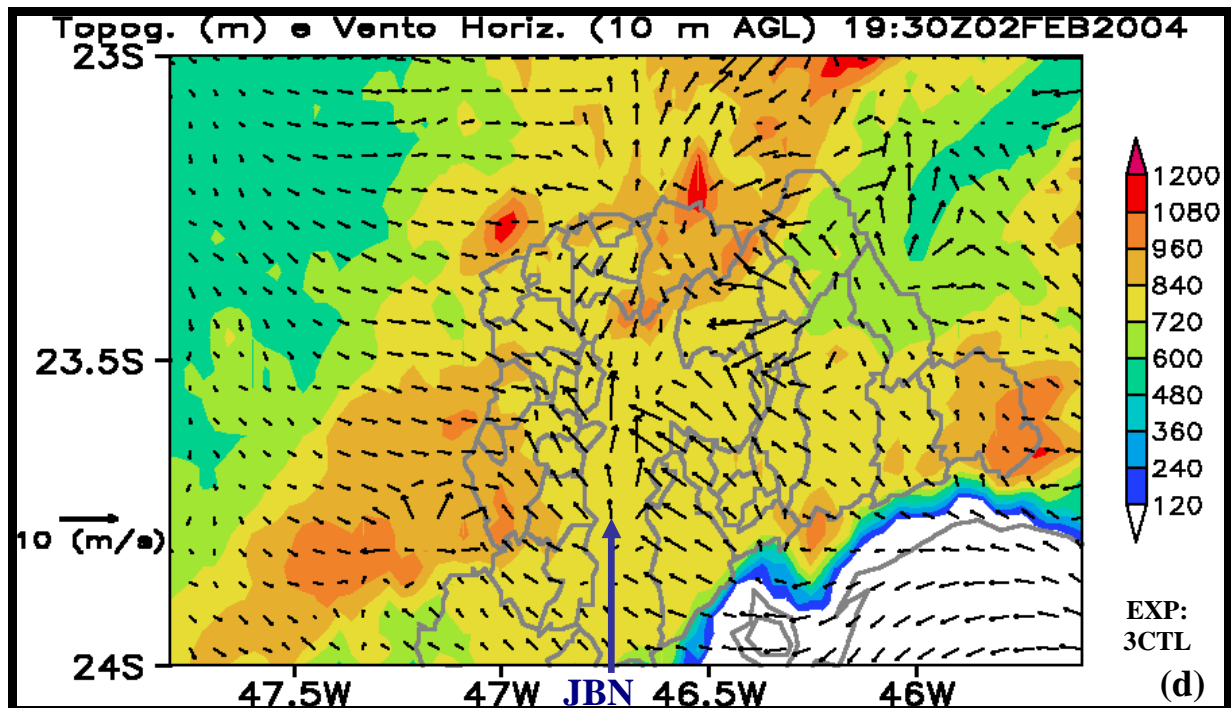
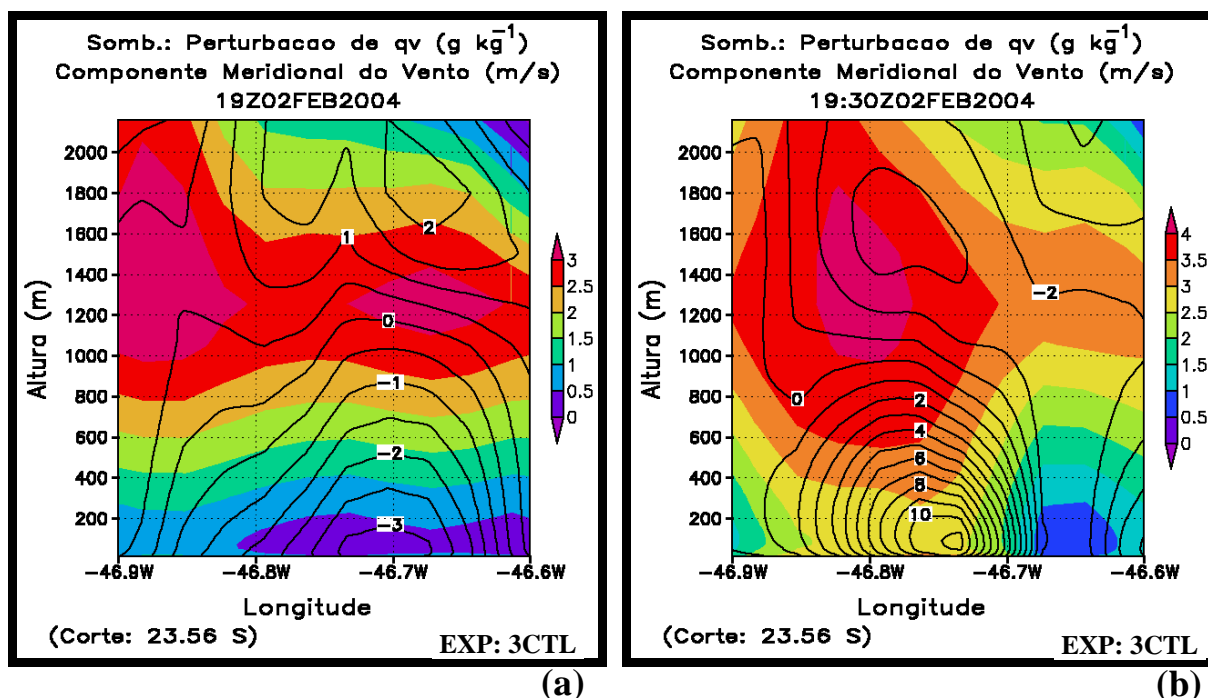


Fig. 4.28: Continuação.



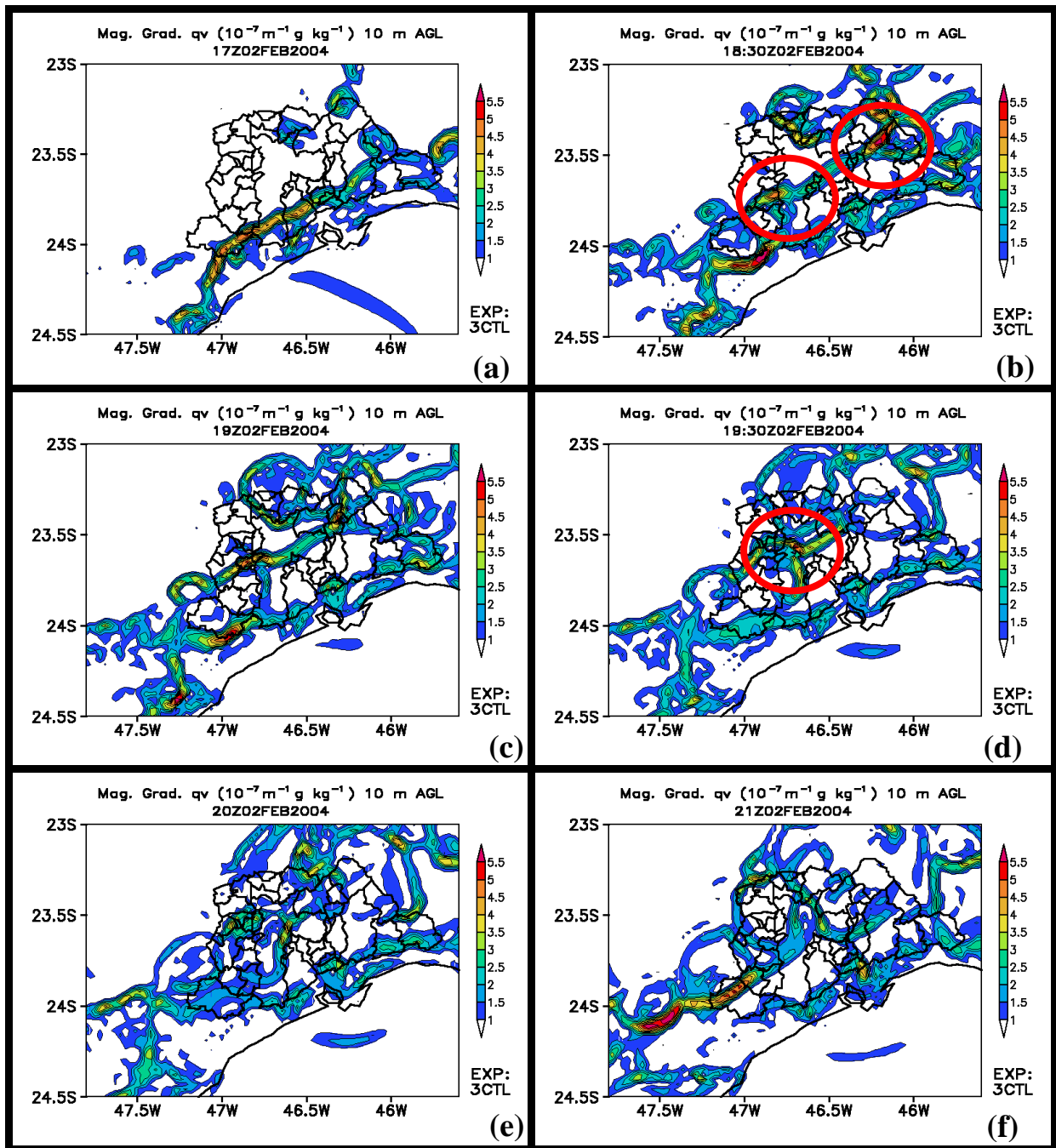
**Fig. 4.29:** Corte vertical em 23.56 °S da perturbação da razão de mistura do vapor d'água e da componente meridional do vento nos primeiros 2.000 m da atmosfera em (a) 1900 UTC e (b) 1930 UTC de 02 de fevereiro de 2004. As barras de cores indicam os valores ( $\text{g kg}^{-1}$ ) para os campos sombreados. O intervalo das isolinhas é de  $1 \text{ m s}^{-1}$ .

Os cortes verticais da Fig. 4.29 apresentam as distribuições verticais dos campos de perturbação de razão de mistura de vapor d'água e a componente meridional do vento entre 0 e 2.000 m, na latitude de 23.56 °S. Verifica-se que há um centro de máxima velocidade do componente meridional do vento de  $11 \text{ m s}^{-1}$  na posição indicada na Fig. 4.29 e forte componente de sul. Este máximo possui uma estrutura cilíndrica com aproximadamente 20 km de largura, 800 m de altura (Fig. 4.29b) e pelo menos 10 km de comprimento (Fig. 4.28d), que pode ser um jato de baixos níveis. Deduz-se da Fig. 4.29 que este jato deve ter sido responsável pelo aumento de vapor d'água verificado.

#### 4.2.2.4 Campos derivados das simulações numéricas

A Fig. 4.30 mostra os campos do gradiente do vapor d'água a 10 m da superfície obtidos no experimento controle de 3 km de resolução (3CTL) entre 1700 UTC e 2100 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Este campo permite inspecionar as frentes de brisa e de rajada enquanto as mesmas transportam a umidade. A análise desses campos mostra com clareza que as frentes de rajada geradas a partir das correntes descendentes oriundas de células convectivas possuem a forma circular, enquanto as zonas de contraste de umidade associadas à frente de brisa marítima possuem um aspecto linear.



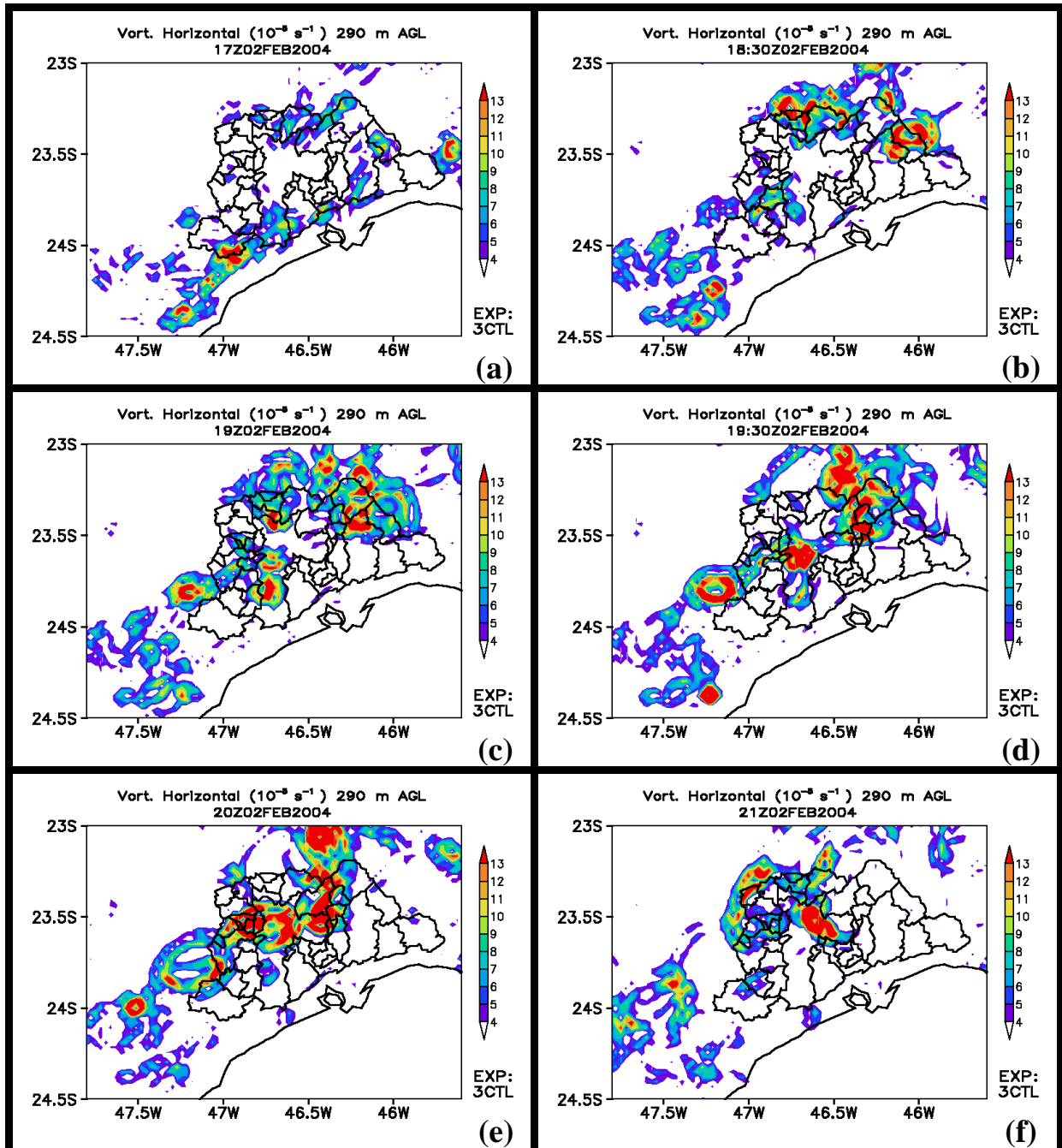


**Fig. 4.30:** Gradiente do vapor d'água ( $10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$ ) a 10 m acima do nível da superfície sombreados segundo as barras de cores à direita das figuras, no experimento controle de 3 km de resolução em 02 de fevereiro de 2004 às (a) 1700 UTC, (b) 1830 UTC, (c) 1900 UTC, (d) 1930 UTC, (e) 2000 UTC e (f) 2100 UTC. O círculo vermelho nas figuras (b) e (d) destacam pontos de colisão entre diferentes frentes. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.

Inicialmente, o aspecto geral desses campos é mais claro e bem definido (Fig. 4.30a), mas, com o tempo, a distribuição espacial das zonas de contraste de umidade fica complexa. Nestes casos (e.g., Figs. 4.30b e 4.30c), identificam-se interações entre ambos os tipos de frentes na forma de colisões, o que faz desse campo diagnóstico uma boa ferramenta no monitoramento

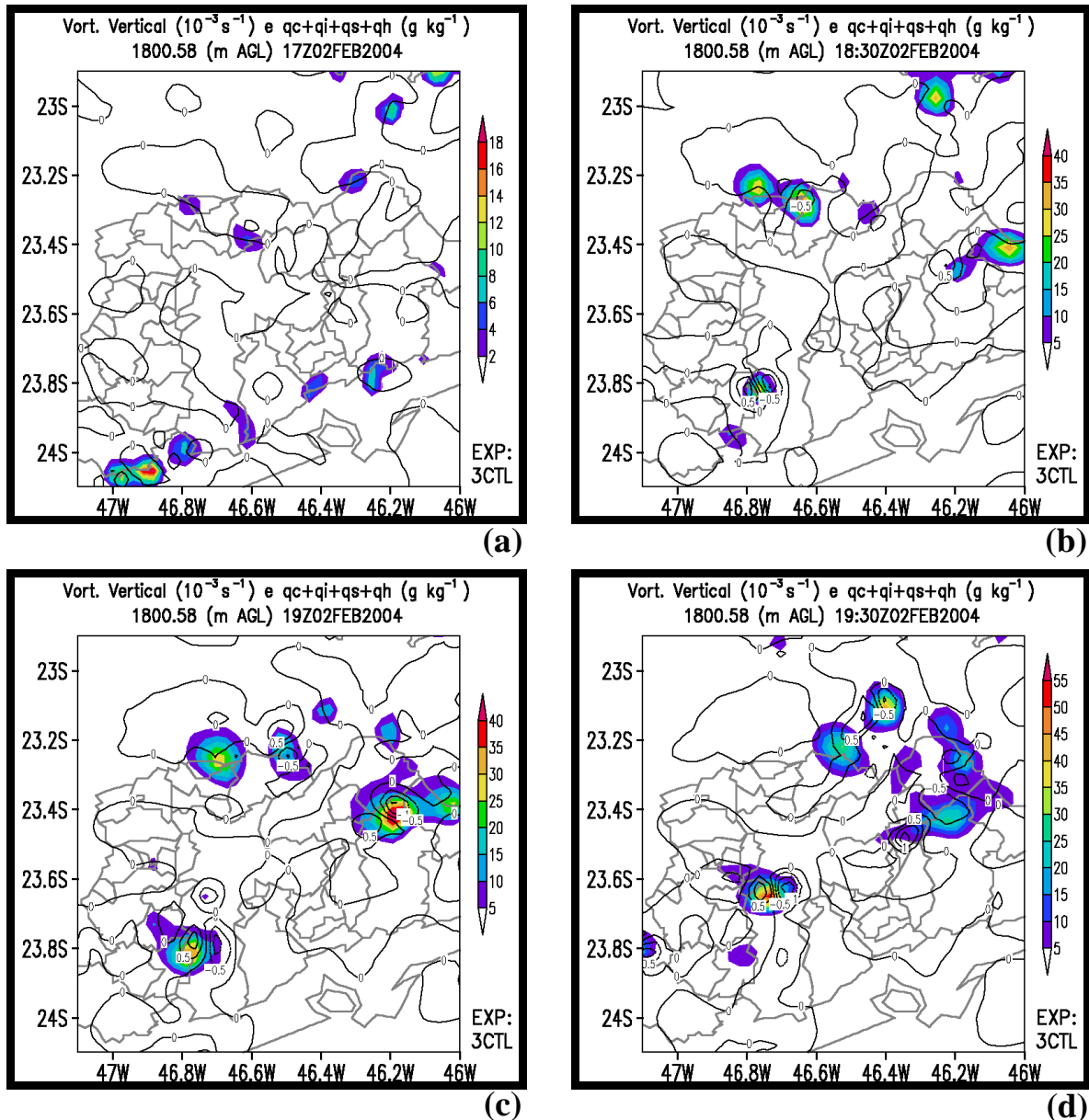
dos sistemas de precipitação em ambiente de escoamentos superficiais complexos em situações de instabilidade atmosférica.

As Figs. 4.30b (1830 UTC), 4.30c (1900 UTC) e 4.30d (1930 UTC) mostram colisões entre frentes de rajada e brisa em dois pontos distintos na RMSP, onde estão se desenvolvendo novas células convectivas profundas mostradas na Fig. 4.26b.



**Fig. 4.31:** Magnitude da vorticidade relativa horizontal ciclônica ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) a 290 m acima do nível da superfície sombreados segundo as barras de cores à direita das figuras, no experimento controle de 3 km de resolução em 02 de fevereiro de 2004 às (a) 1700 UTC, (b) 1830 UTC, (c) 1900 UTC, (d) 1930 UTC, (e) 2000 UTC e (f) 2100 UTC. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.

Os campos da Fig. 4.31 mostram que as estruturas meteorológicas de mesoescala e escalas menores na atmosfera estão conjugadas a alta vorticidade relativa horizontal ciclônica. De fato, nota-se que esses altos valores ocorrem nas regiões onde as supercélulas simuladas no experimento controle estão ativas (Fig. 4.32).



**Fig. 4.32:** Componente vertical da vorticidade relativa ciclônica ( $10^{-3} s^{-1}$ ) a 1800 m acima do nível da superfície [contornos], e nebulosidade ( $g kg^{-1}$ ) sombreada segundo as barras de cores, no experimento controle de 3 km de resolução em 02 de fevereiro de 2004 às (a) 1700 UTC, (b) 1830 UTC, (c) 1900 UTC, (d) 1930 UTC, (e) 2000 UTC, (f) 2030 UTC, (g) 2100 UTC e (h) 2130 UTC. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSF.

Junto aos grandes sistemas convectivos, evidenciados pelos núcleos de nebulosidade na Fig. 4.32, são identificados dipolos de vorticidade relativa vertical. O modelo conceitual de conversão de vorticidade horizontal em vorticidade vertical em tempestades severas (subseção

2.4.2) permite afirmar que os rolos de vorticidade horizontal (Xue e Martin, 2006), ao encontrarem alguma forçante à superfície (elevações topográficas, por exemplo) são convertidos em tubos de vorticidade relativa vertical. Os rolos convectivos horizontais são identificados na Fig. 4.31 pelos centros de máxima vorticidade, que atingem valores acima de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , uma ordem de magnitude maior do que a vorticidade relativa de escala sinótica (Bluestein, 1993). Wilson et al. (1992) aplicam o mesmo raciocínio para explicar a convecção profunda associada ao Vórtice de Denver (Colorado, EUA).

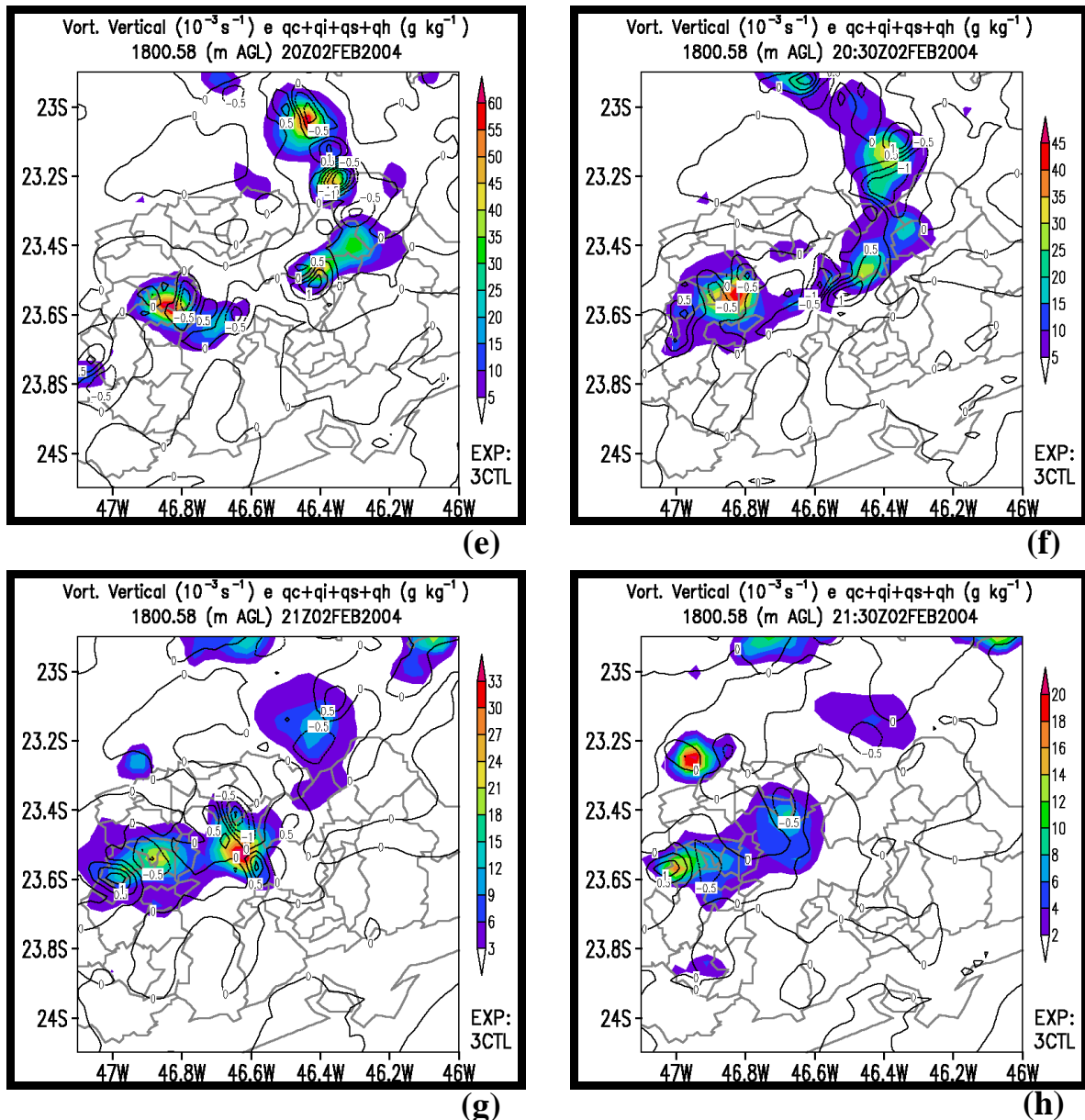


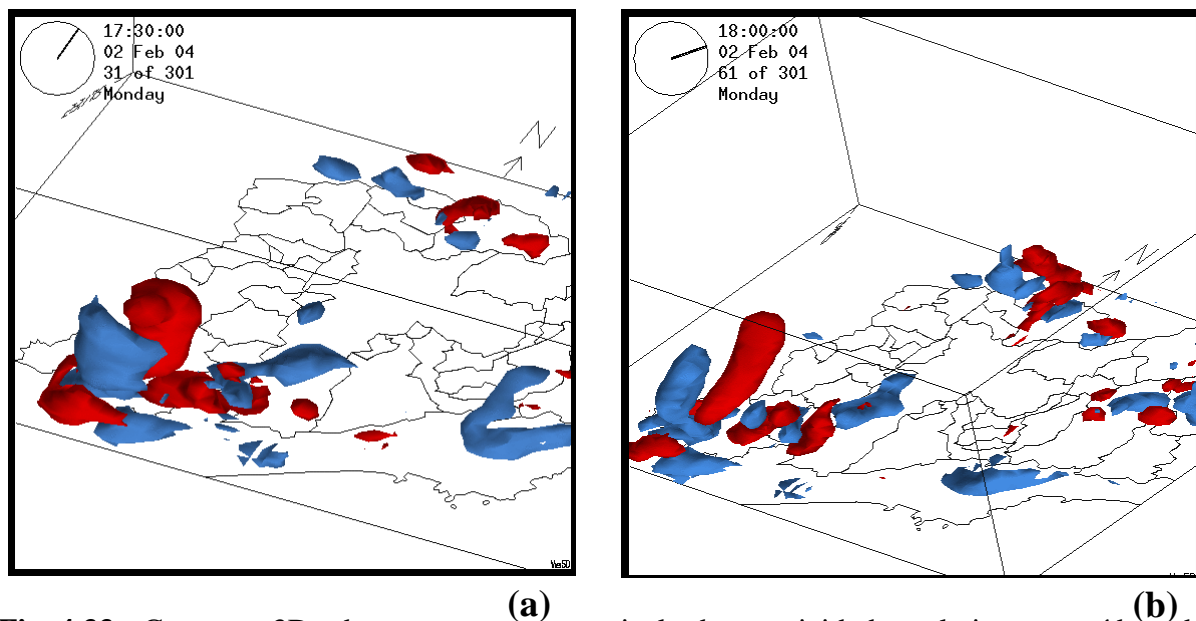
Fig. 4.32: Continuação.

Os dipolos de vorticidade estão também associados ao movimento vertical no interior das células, à sua tendência de subdivisão, bem como à direção preferencial de propagação das

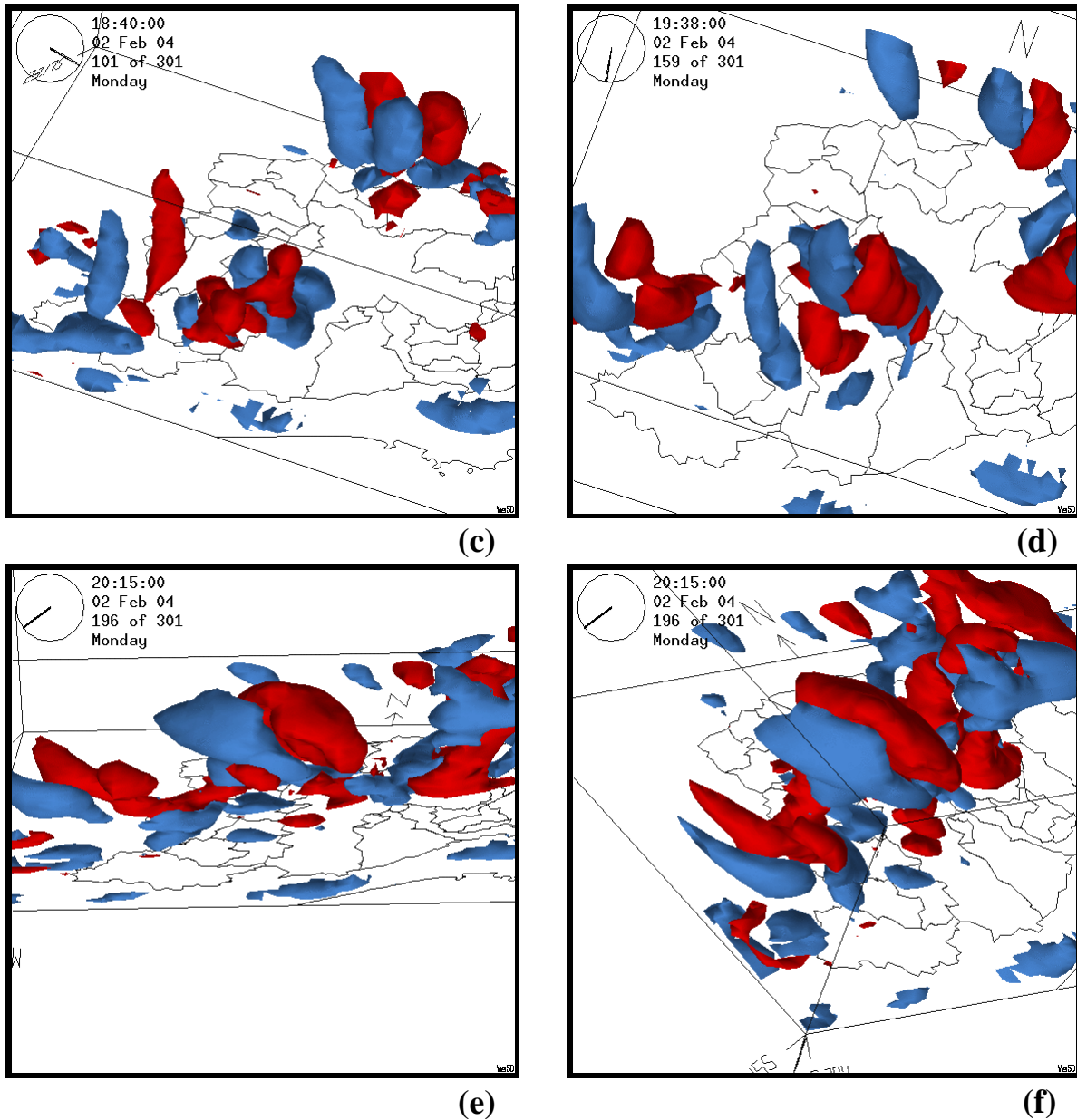
células convectivas, sejam elas contínuas ou discretas (Menezes e Silva Dias, 1996). Os centros de vorticidade relativa negativos ou ciclônicos são referidos como mesociclones (Stull, 2004).

Os campos de componente vertical da vorticidade relativa 3D revelam a complexidade da estrutura vertical da dinâmica atmosférica na presença de sistemas convectivos de mesoescala. A célula convectiva ao sul da Capital indica geração de vorticidade ciclônica (isosuperfícies azuis) próximo à superfície nos momentos que antecedem o desenvolvimento da célula convectiva (Fig. 4.33a). Em seguida (Fig. 4.33b), a tendência à conservação do momento angular na área do distúrbio gera o par positivo de vorticidade relativa (isosuperfície vermelha). Às 1840 UTC (Fig. 4.33c) nota-se a advecção vertical da vorticidade relativa ciclônica devido à intensificação do movimento vertical ascendente em baixos níveis.

Com o maior desenvolvimento das células convectivas, entre 1938 UTC (Fig. 4.33d) e 2015 UTC (Fig. 4.33e e f), as estruturas de vorticidade relativa crescem verticalmente e se entrelaçam no sentido ciclônico para o Hemisfério Sul. O entrelaçamento dos centros opostos de vorticidade marca o início do decaimento da célula convectiva profunda em análise.



**Fig. 4.33:** Campos 3D de componente vertical de vorticidade relativa extraídas do experimento controle 3CTL em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1730 UTC, (b) 1840 UTC, (c) 1730 UTC, (d) 1840 UTC, (e) 2015 UTC e (f) mesmo horário que em (e), com outro ângulo de visão. Isosuperfícies azuis correspondem a estruturas com valores de vorticidade inferiores a  $-3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  e isosuprefícies vermelhas, a valores superiores a  $+3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ . Altura máxima da aresta vertical: 21 km.

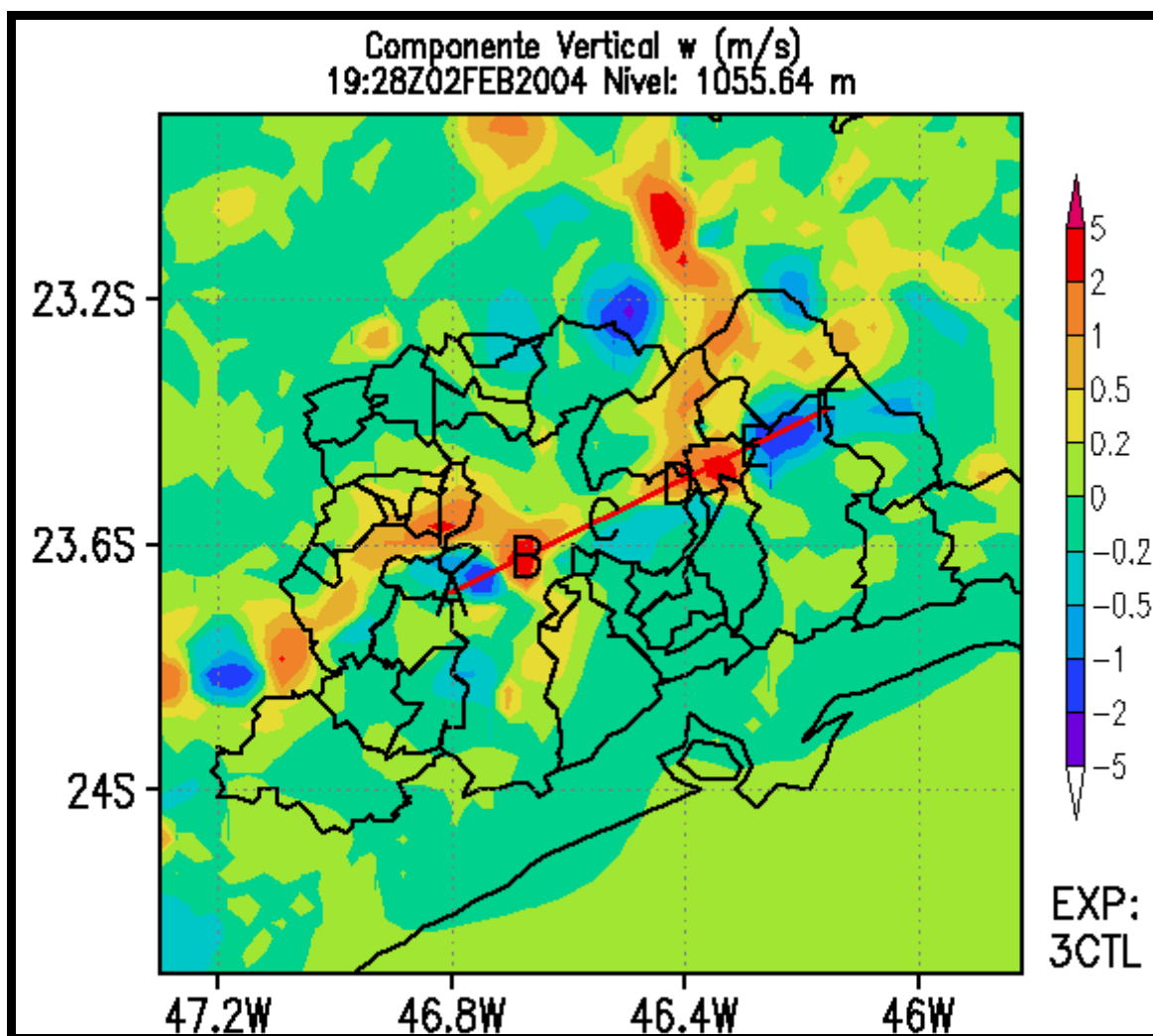


**Fig. 4.33:** Continuação.

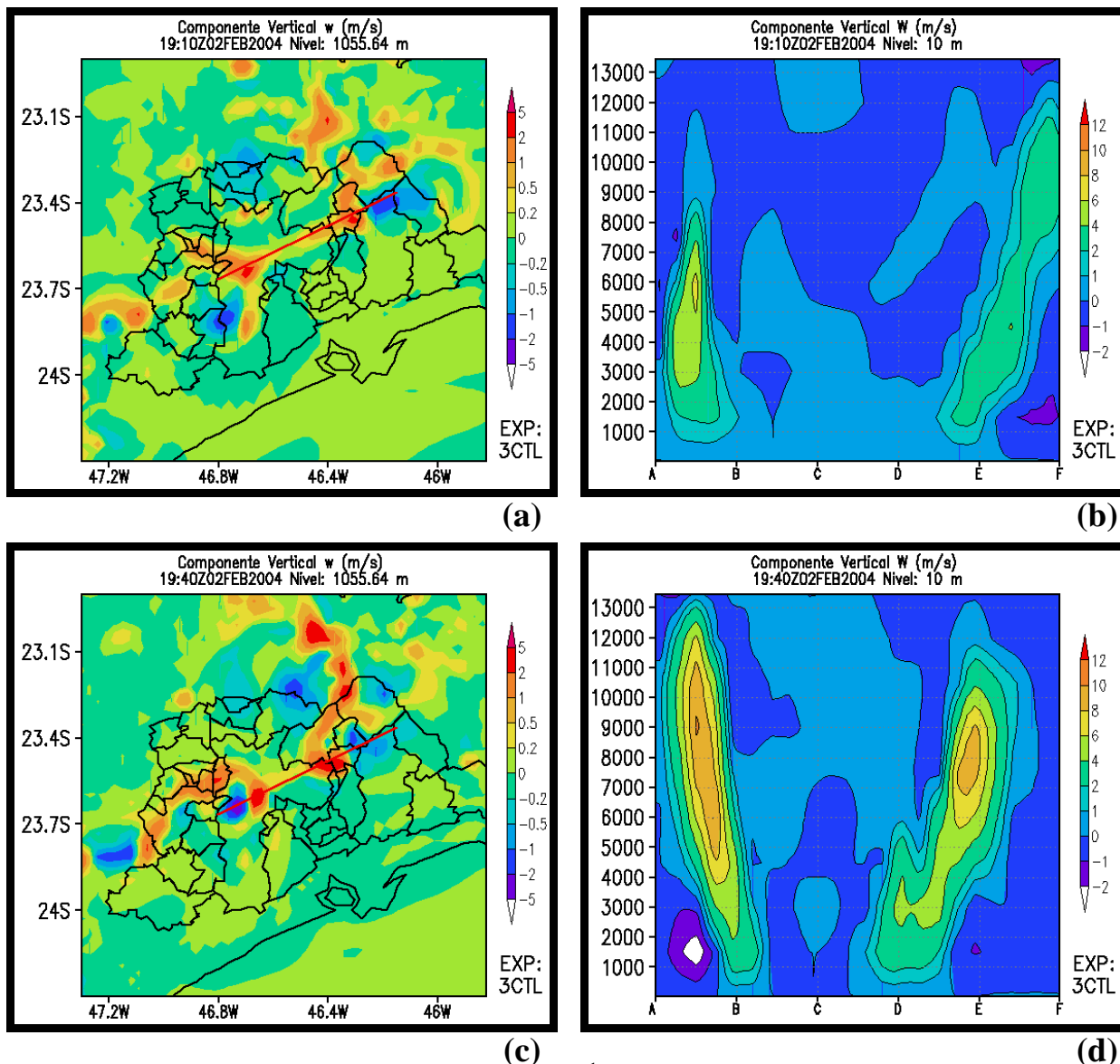
#### 4.2.2.5 Propagação horizontal das células convectivas simuladas

A Fig. 4.34 mostra o posicionamento dos pontos A a F sobre a linha de corte vertical da Fig. 4.35. A Fig. 4.35 mostra a propagação horizontal das frentes de brisa e rajadas e suas interações, que modulam o campo de movimento vertical no experimento 3CTL entre 1800 UTC e 2050 UTC de 02 de fevereiro de 2004 a 1.056 m do solo. Nos cortes verticais da Fig. 4.35, o eixo das abscissas corresponde à linha de corte (em vermelho) dos campos horizontais de movimento vertical.

Há fraca subsidência ( $\sim -0.5 \text{ m s}^{-1}$ ) às 1910 UTC (Fig. 4.35a), entremeada por núcleos isolados de movimento vertical ascendente de até  $5 \text{ m s}^{-1}$  que concorda com as análises GFS (Fig. 4.10). A seqüência da Fig. 4.35 mostra como as frentes de rajada se aproximam umas das outras na direção da reta vermelha dos respectivos cortes verticais, que evidenciam a evolução temporal das correntes verticais ascendentes associadas às duas células convectivas sob análise.



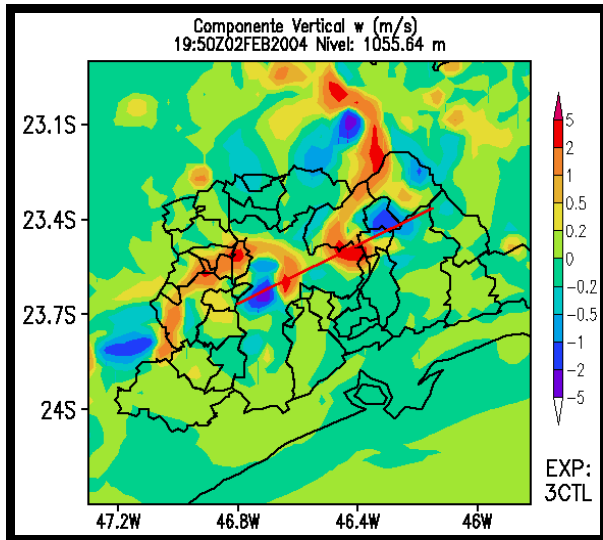
**Fig. 4.34:** Componente vertical do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) a 1056 m do experimento 3CTL para 1928 UTC de 02 de fevereiro de 2004. A linha vermelha e as letras A a F se referem à abscissa dos cortes verticais apresentados na Fig. 4.35. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.



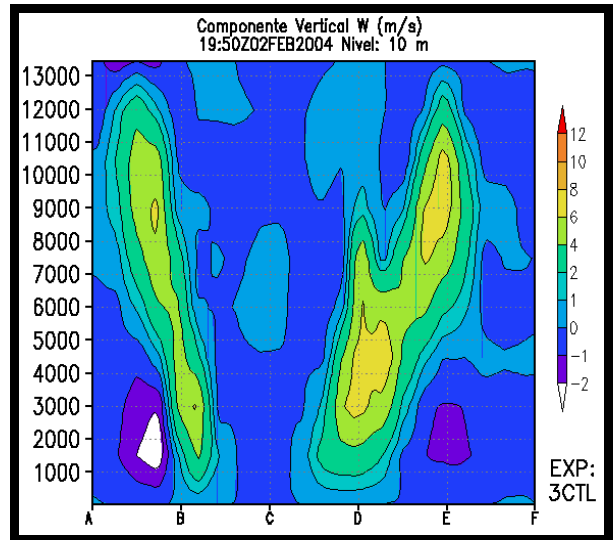
**Fig. 4.35:** Componente vertical do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) a 1056 m em (a), (c), (e), (g) (i) e (k) e correspondente corte vertical na linha vermelha em (c), (d), (f), (h), (j) e (l), respectivamente às 1910 UTC, 1940 UTC, 1950 UTC, 2000 UTC, 2007 UTC e 2020 UTC, de 02 de fevereiro de 2004 no experimento 3CTL. Estão indicadas as barras de cores correspondentes aos campos sombreados, latitudes, longitudes, contornos geopolíticos dos municípios da RMSP e altitudes.

A animação dos campos de movimento vertical da camada limite planetária (não mostrado) indica que a frente de brisa se propagou continente adentro entre 1700 UTC e 1845 UTC, até a região de vale da Capital, onde estacionou, entre 1845 UTC e 2000 UTC, na posição marcada pela linha vermelha das Figs. 4.35c a g.

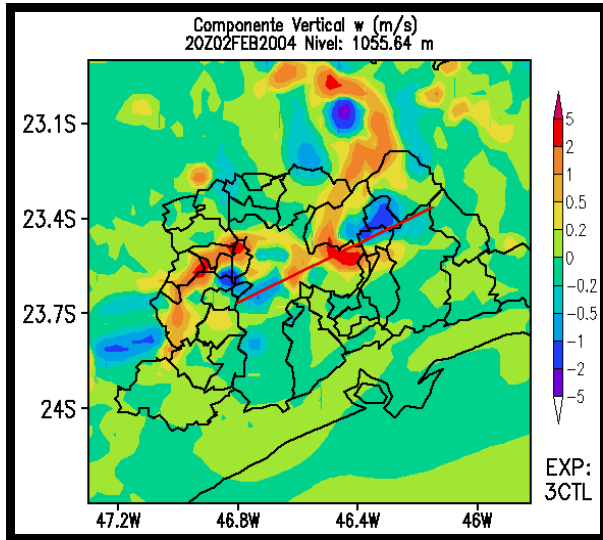




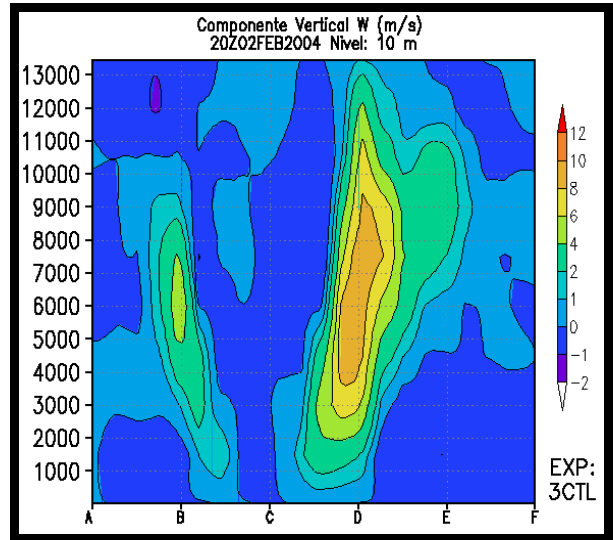
(e)



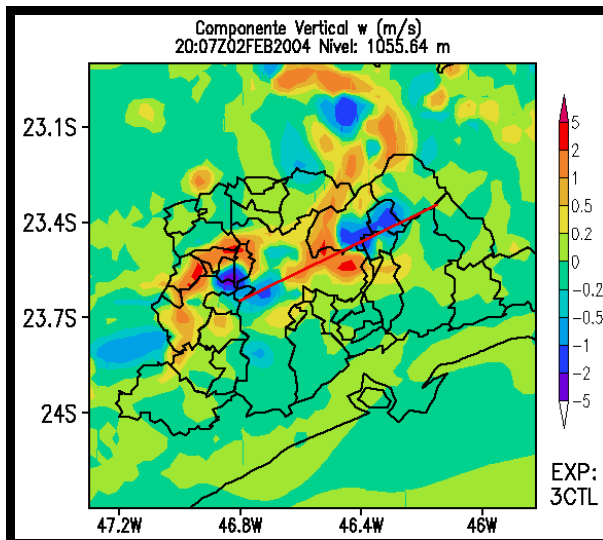
(f)



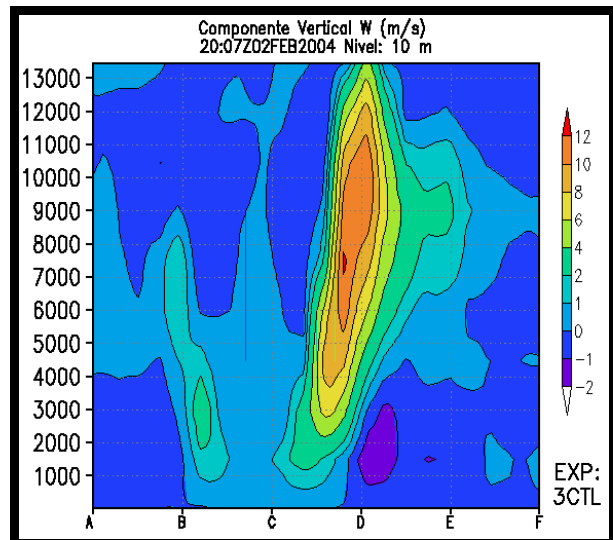
(g)



(h)



(i)



(j)

Fig. 4.35: Continuação.

A ilha de calor urbana na RMSP acelera a penetração da frente de brisa marítima e, depois, retarda sua penetração para o interior do continente (Freitas et al., 2007). A simulação 3CTL corrobora esta conclusão, mas indica que o efeito do vale no interior da Capital retarda a propagação da brisa marítima. A simulação 3CTL não inclui o efeito da ilha de calor urbana.

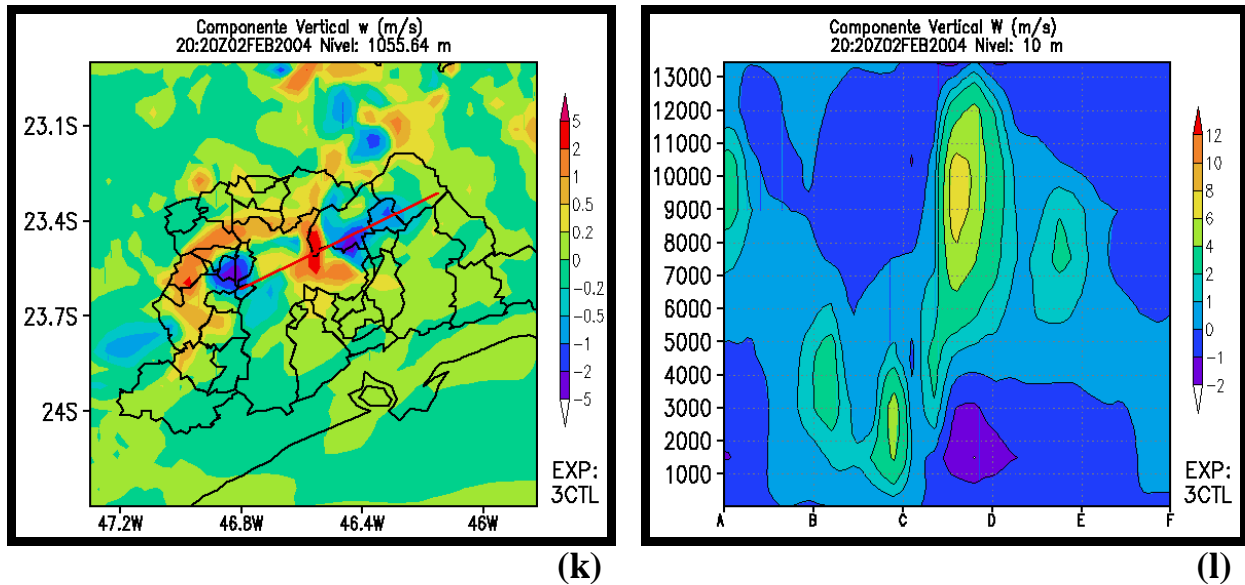


Fig. 4.35: Continuação.

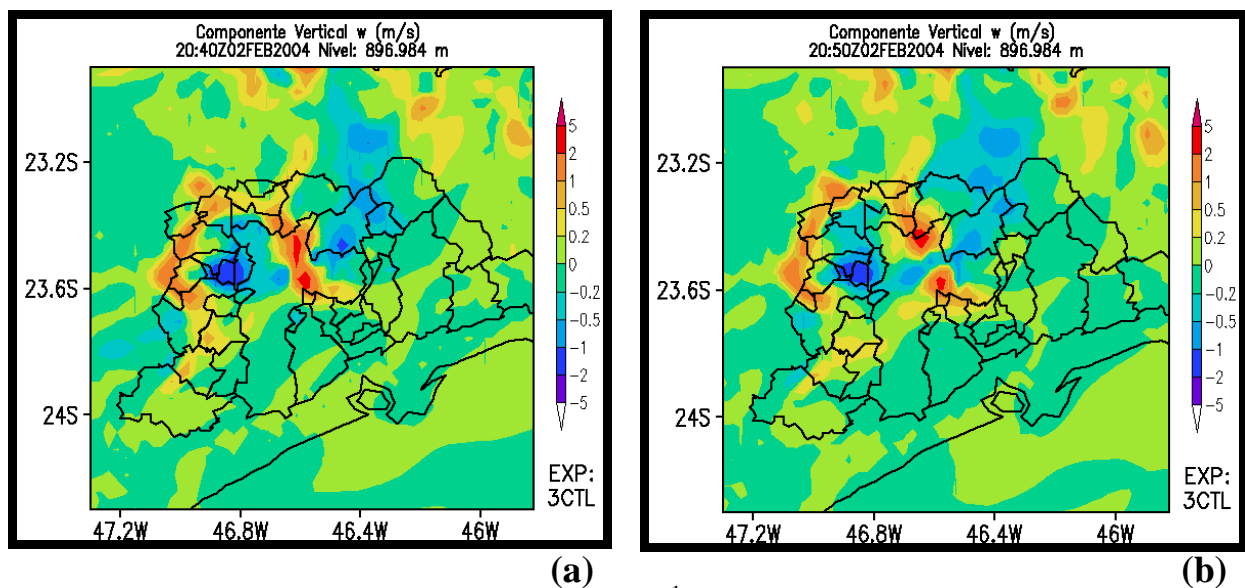
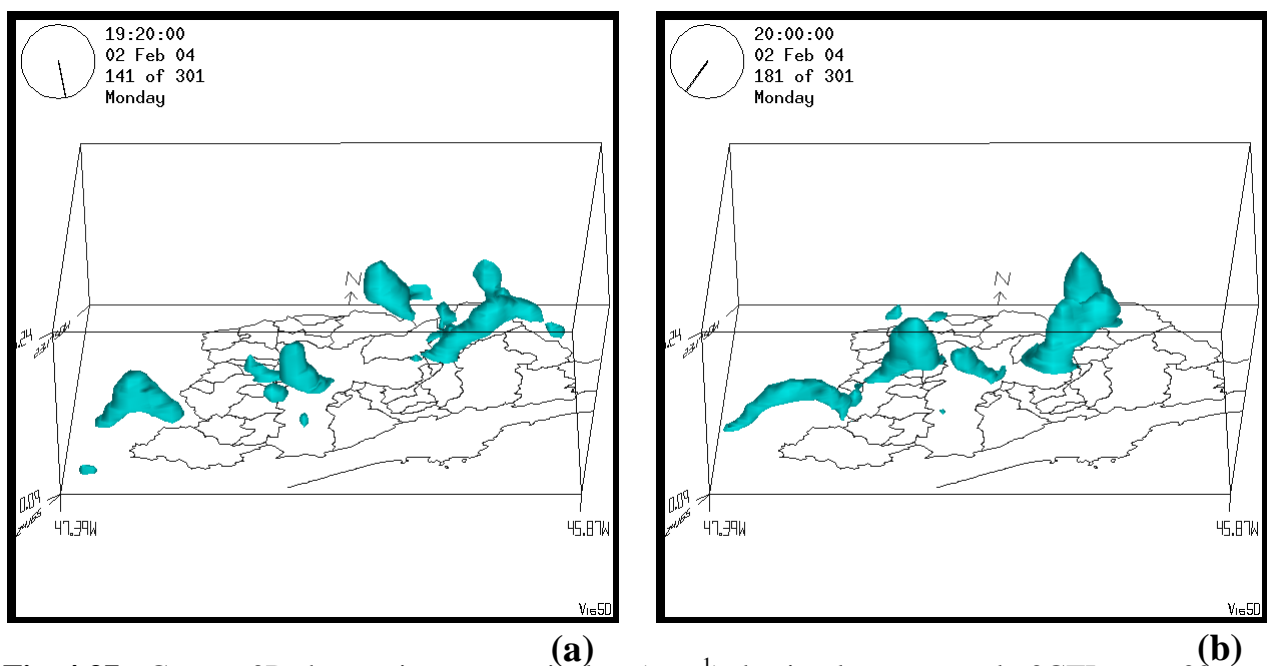


Fig. 4.36: Componente vertical do vento ( $m s^{-1}$ ) no nível aproximado de 897 m no experimento 3CTL para (a) 2040 UTC e (b) 2050 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Estão indicadas as barras de cores correspondentes aos campos sombreados, latitudes, longitudes e contornos geopolíticos dos municípios da RMSP.

Entre 1910 UTC e 2007 UTC (Fig. 4.35a a i), as duas frentes de rajada se aproximam uma da outra e colidem. A maior intensidade das correntes ascendentes é de  $12 m s^{-1}$  entre 7.000 e 8.000 m de altitude às 2007 UTC (Fig. 4.35i). A superposição dos movimentos ascendentes

das duas frentes de rajada se soma por meio da vorticidade horizontal de sinais opostos de cada uma, que resulta em movimento vertical ascendente.

Droegemeier e Wilhelmson (1985a) indicam que a aproximação de duas frentes de rajadas resulta em duas áreas de convergência de massa e umidade nas regiões de saída do ar interveniente entre as duas piscinas de ar frio que se aproximam (seção 2.4.1). Desta forma, as regiões preferenciais para o movimento vertical ascendente seriam as áreas de convergência, externas ao ponto de colisão das frentes de rajada. Contudo, a simulação 3CTL indica primeiro um reforço de movimento ascendente no ponto de colisão das frentes de rajada e, depois, o surgimento de núcleos de movimento ascendente nas regiões de saída do ponto de colisão.



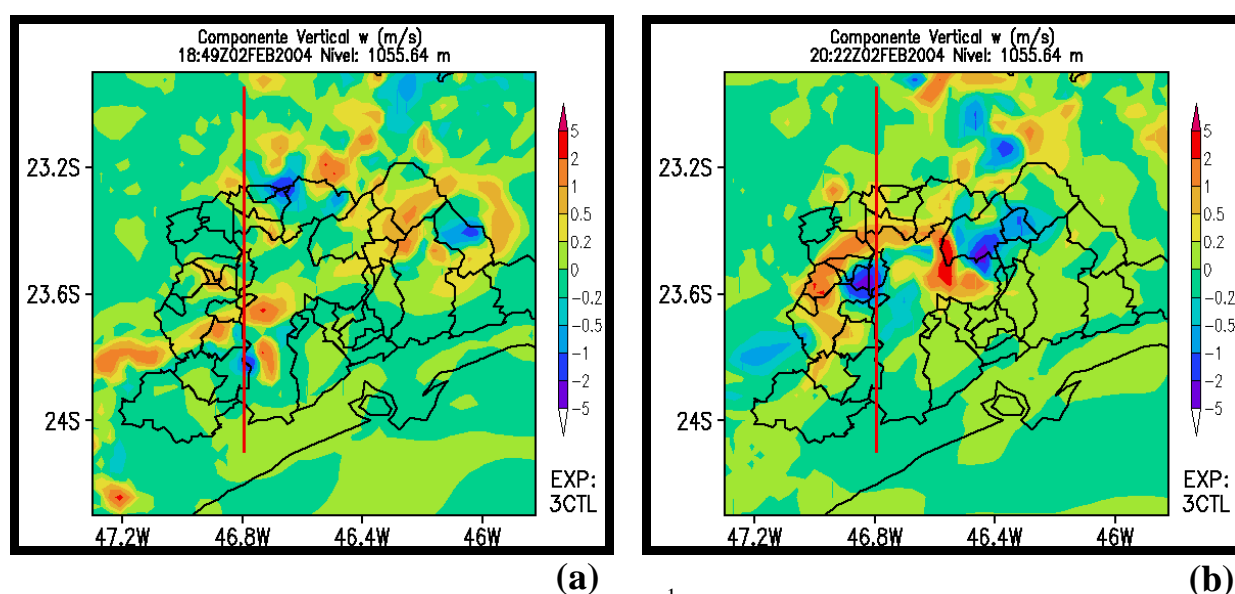
**Fig. 4.37:** Campo 3D do movimento vertical  $w$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) da simulação controle 3CTL para 02 de fevereiro de 2004 às (a) 1920 UTC e (b) 2000 UTC. Isosuperfícies de  $w > 1 \text{ m s}^{-1}$ . Estão indicados a latitude, longitude, contornos geopolíticos dos municípios da RMSP, data e horário do campo e a altitude da caixa em km. O norte está indicado pela seta rotulada N.

O centro de movimento vertical resultante da colisão adquire orientação sul-norte e se subdivide em dois centros isolados (Fig. 4.36a e b). Cada centro adquire movimento oposto em relação ao outro: um para norte e, outro, para sul (Fig. 4.36b), com perda de intensidade na seqüência.

A Fig. 4.37 mostra o movimento vertical 3D, que indica a propagação horizontal da célula convectiva no leste da Capital Paulista para oeste, sobre a linha de frente de brisa estacionária

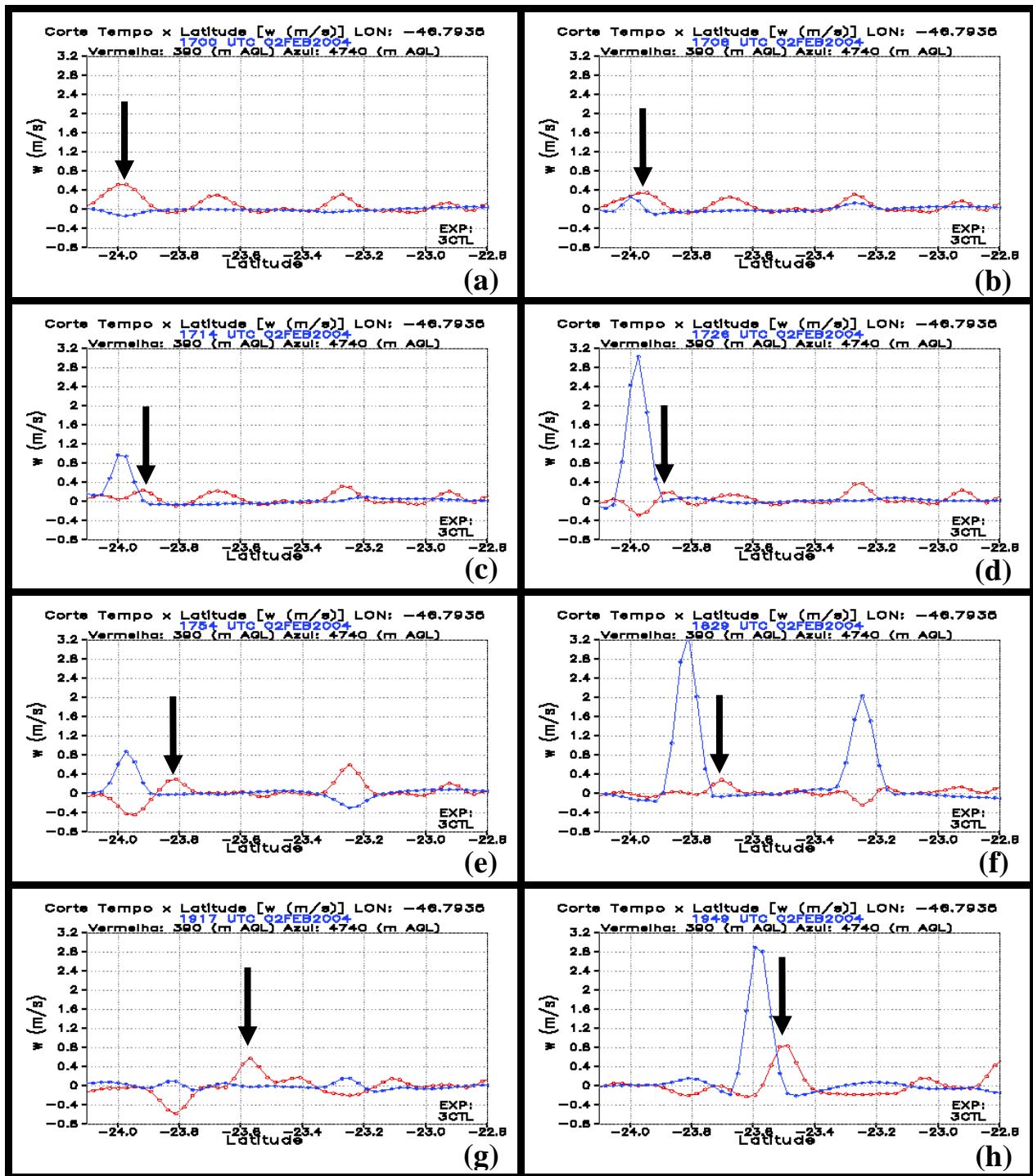
às 2000 UTC (Fig. 4.35g). Esta propagação é resultante da dinâmica da CLP (Pereira Filho et al., 1999).

A velocidade de propagação de uma das frentes de rajada da simulação 3D em 02 de fevereiro de 2004 pode ser estimada do campo de movimento vertical. A Fig. 4.38 mostra o campo de movimento vertical a 1.055 m. A linha vermelha indica o corte latitudinal para obtenção dos diagramas do movimento vertical associado à frente de rajada da célula convectiva que surgiu no oeste da Capital (Fig. 4.39).



**Fig. 4.38:** Componente vertical do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) no nível aproximado de 1056 m no experimento 3CTL para (a) 1849 UTC e (b) 2022 UTC de 02 de fevereiro de 2004. A linha vermelha representa a linha do corte latitudinal das figuras referidas no texto. Estão indicadas as barras de cores correspondentes aos campos sombreados, latitudes, longitudes e contornos geopolíticos dos municípios da RMSP.

Na seqüência temporal do corte latitudinal ( $\sim 46.8^\circ\text{W}$ ) do campo de movimento vertical (Fig. 4.39), observa-se que a propagação da frente de rajada do oeste da Capital (Fig. 4.38) está associada a uma onda senoidal cuja crista indica ascendência que acompanha a frente de rajada nos níveis mais baixos da atmosfera (linhas vermelhas na Fig. 4.39, 390 m acima da superfície). As setas da Fig. 4.39 indicam a posição desta crista ao longo do tempo. A seqüência da Fig. 4.39 indica a propagação da onda em baixos níveis da atmosfera, seguida da excitação de uma nova onda nos níveis médios da troposfera (linhas azuis na Fig. 4.39, 4.740 m acima da superfície).



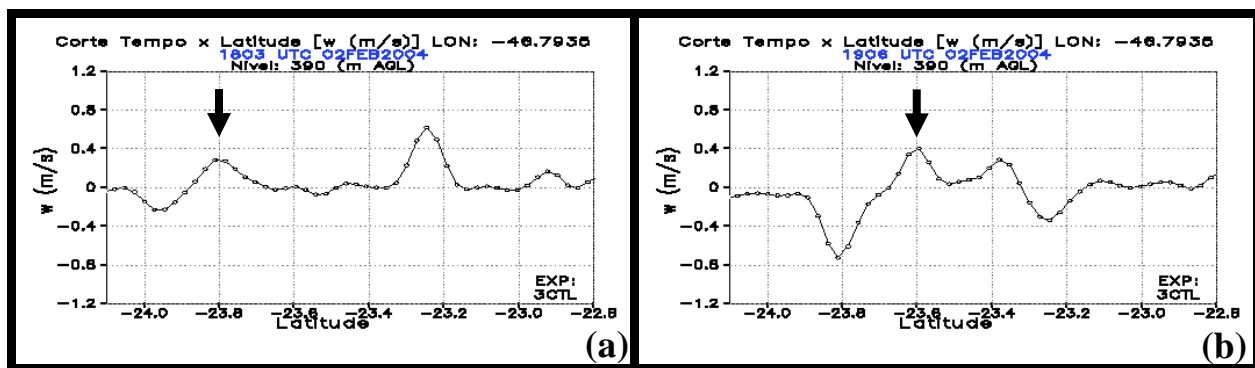
**Fig. 4.39:** Corte latitudinal (longitude  $\approx 46.8^\circ\text{W}$ ) do movimento vertical ( $\text{m s}^{-1}$ ) nos níveis de 390 m (curva vermelha) e 4740 m (curva azul) acima da superfície. Experimento controle (3CTL) em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1700 UTC, (b) 1708 UTC, (c) 1714 (UTC), (d) 1726 UTC, (e) 1754 UTC, (f) 1829 UTC, (g) 1917 UTC e (h) 1949 UTC. As setas indicam a crista da onda associada à frente de rajada referida no texto.

A energia termodinâmica associada à liberação de calor latente pela condensação da umidade nas nuvens resulta em correntes ascendentes mais intensas na média troposfera (Figs. 4.39a a d). Observa-se na Fig. 4.39d que a precipitação produz subsidência (cavado em  $24^\circ\text{S}$ .) Esta

subsidiência se intensifica entre 1926 UTC (Fig. 4.39d) e 1954 UTC (Fig. 4.39e), enquanto o movimento vertical ascendente perde intensidade nos níveis médios (curva azul na Fig. 4.39e).

O cavado é uma piscina de ar frio, responsável pela propagação da crista para norte. Conclui-se que o movimento ascendente que acompanha a crista eleva parcelas de ar próximas à superfície para seu nível de convecção espontânea, que se instabilizam (Figs. 4.39c e d).

Há evidência, nas Figs. 4.39f a 4.39h, de que a frente de rajada é responsável pelo movimento vertical ascendente em níveis médios da troposfera. Células convectivas profundas surgem ao longo da linha vermelha (Fig. 4.38) com propagação discreta para norte. Estas células surgem e se desenvolvem concomitante às células profundas mais ao sul.



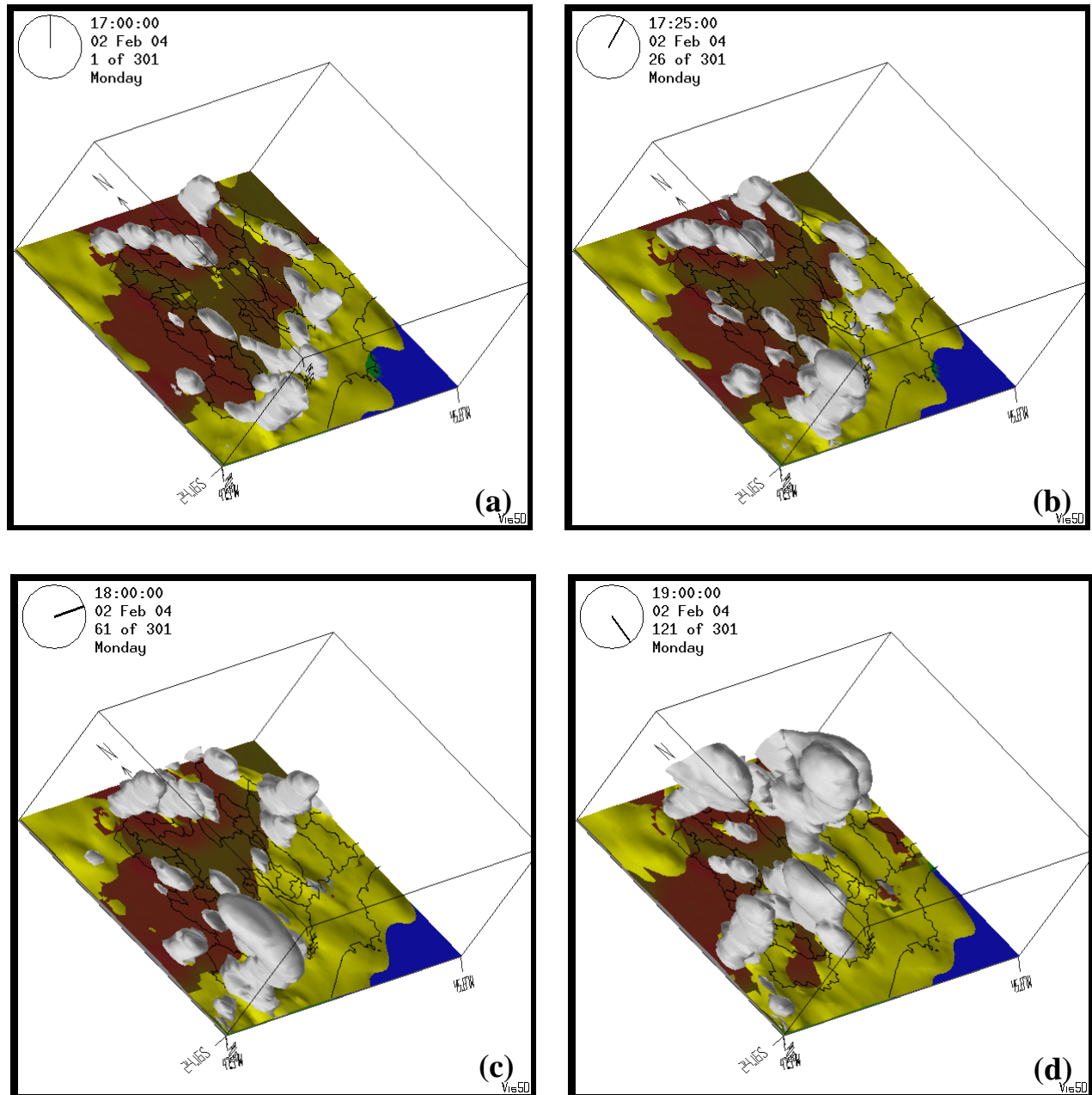
**Fig. 4.40:** Corte latitudinal (longitude  $\approx -46.8^\circ$ ) do movimento vertical ( $\text{m s}^{-1}$ ) no nível de 390 m acima do solo. Experimento controle (3CTL) em 02 de fevereiro de 2004 para (a) 1803 UTC, (b) 1906 UTC. As setas indicam a crista da onda associada à frente de rajada referida no texto.

A velocidade de fase da onda associada à propagação da frente de brisa a 390 m acima da superfície pode ser obtida a partir da Fig. 4.40. Pela distância percorrida pela crista entre 1803 UTC (Fig. 4.40a) e 1906 UTC (Fig. 4.40b), a velocidade da onda é de  $5.9 \text{ m s}^{-1}$ , metade da velocidade das frentes de rajada relatadas em Cotton e Anthes (1989), mas compatível com outras medidas instrumentais (Wakimoto, 1982).

#### 4.2.2.6 Convecção profunda e frente de brisa

Os campos 3D simulados de alta resolução do experimento 3CTL reforçam as análises realizadas até o momento. Os campos da Fig. 4.41 mostram isosuperfícies da razão de mistura do vapor d'água de  $14 \text{ g kg}^{-1}$  (amarela) e das razões de mistura de água de nuvem, cristais de gelo e neve acima de  $1 \text{ g kg}^{-1}$  (branca). Observa-se que a simulação da convecção profunda explícita é adequada. Identificam-se células profundas em diversos estágios, como cúmulos

congestus (Figs. 4.41a e 4.41b) e cumulonimbus (Figs. 4.41c e 4.41d). Há também células convectivas rasas. Células profundas nascem, desenvolvem-se e se propagam ao largo da isosuperfície da razão de mistura de vapor d'água de  $14 \text{ g kg}^{-1}$  associada à penetração da brisa marítima.



**Fig. 4.41:** Isosuperfícies 3D da razão de mistura do vapor d'água ( $14 \text{ g kg}^{-1}$ , isosuperfície amarela) e das razões de mistura de água de nuvem, cristais de gelo e neve acima de  $1 \text{ g kg}^{-1}$  (isosuperfície branca) representando nuvens. O campo de fundo nestas figuras refere-se à topografia (azul: oceano). O mapa da RMSD está indicado por linhas pretas. No centro do mapa encontra-se a Capital. O norte está indicado por uma seta e pela letra N. A aresta superior do cubo possui altura máxima de 20 km. Os horários no alto das figuras estão em UTC.

Sugere-se utilizar uma isosuperfície de razão de mistura de vapor d'água para prever o surgimento, desenvolvimento e propagação de células convectivas profundas. No evento de 02 de fevereiro de 2004, essa isosuperfície foi de  $14 \text{ g kg}^{-1}$ .

#### 4.2.2.7 Perfil termodinâmico simulado

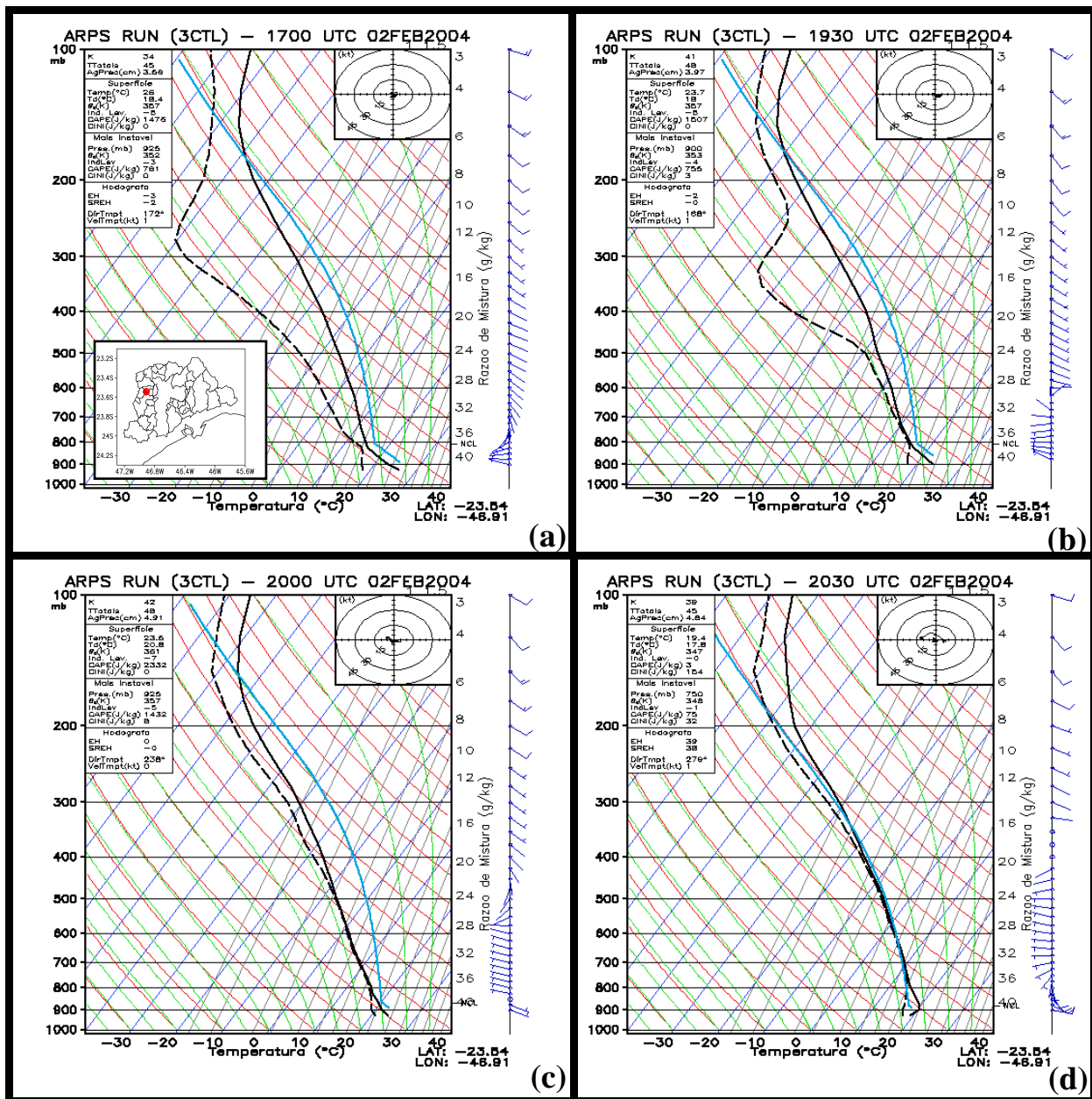
Os perfis termodinâmicos da simulação controle 3CTL em  $23.54^\circ \text{ S}$  e  $46.91^\circ \text{ W}$  estão mostrados na Fig. 4.42, considerado um ponto de interesse por se situar no caminho da frente de brisa/rajada em propagação para norte.

A Fig. 4.42a mostra o diagrama SkewT-LogP próximo da frente de rajada. O perfil vertical da temperatura ambiente (linha contínua) entre 920 hPa e 820 hPa, que segue paralela às linhas adiabáticas secas, é estável/neutro na camada de mistura. Entre 1700 UTC (Fig. 4.42a) e 1930 UTC (Fig. 4.42b), a CAPE é de  $1.500 \text{ J kg}^{-1}$  e CINI,  $0 \text{ J kg}^{-1}$ . O índice de instabilidade K aumenta de 34 para 41 e, o de Total Totals, de 45 para 48, enquanto a temperatura do ar no primeiro nível decresce de  $26^\circ \text{ C}$  para  $23.7^\circ \text{ C}$ . Frentes de rajada advectam ar relativamente frio.

Os perfis verticais de vento entre 1700 UTC (Fig. 4.42a) e 2030 UTC (Fig. 4.42d) indicam fraco cisalhamento direcional entre 900 hPa e 400 hPa. Isto concorda com campos sinóticos (crista e subsidência). As sondagens do Campo de Marte indicam ventos fortes na alta troposfera. Esta discrepância entre os campos simulados e observados pode ser associada ao processo de filtragem de altas frequências do modelo global GFS. A assimilação de perfis verticais do vento observado nos horários próximos aos eventos convectivos (se disponíveis) poderiam trazer informações importantes na determinação do tipo de sistema convectivo em desenvolvimento, uma vez que estes dependem daquele perfil vertical (Weisman e Klemp, 1982; 1984; 1986; Droegemeier e Klemp, 1985a; 1985b; Menezes e Silva Dias, 1998).

Entre 1930 UTC (Fig. 4.42b) e 2030 UTC (Fig. 4.42d) a atmosfera está saturada de umidade do NCL até 500 hPa. A CAPE é máxima às 2000 UTC (Fig. 4.42c), com  $2.332 \text{ J kg}^{-1}$ . Nos 30 minutos posteriores, a CAPE se reduz a  $350 \text{ J kg}^{-1}$  (Fig. 4.42c). O NCL estava em 800 hPa às 2000 UTC (Fig. 4.42c) e 860 hPa às 2030 UTC (Fig. 4.42d). Portanto, a simulação 3CTL corrobora resultados anteriores (e. g., Bluestein, 1993).



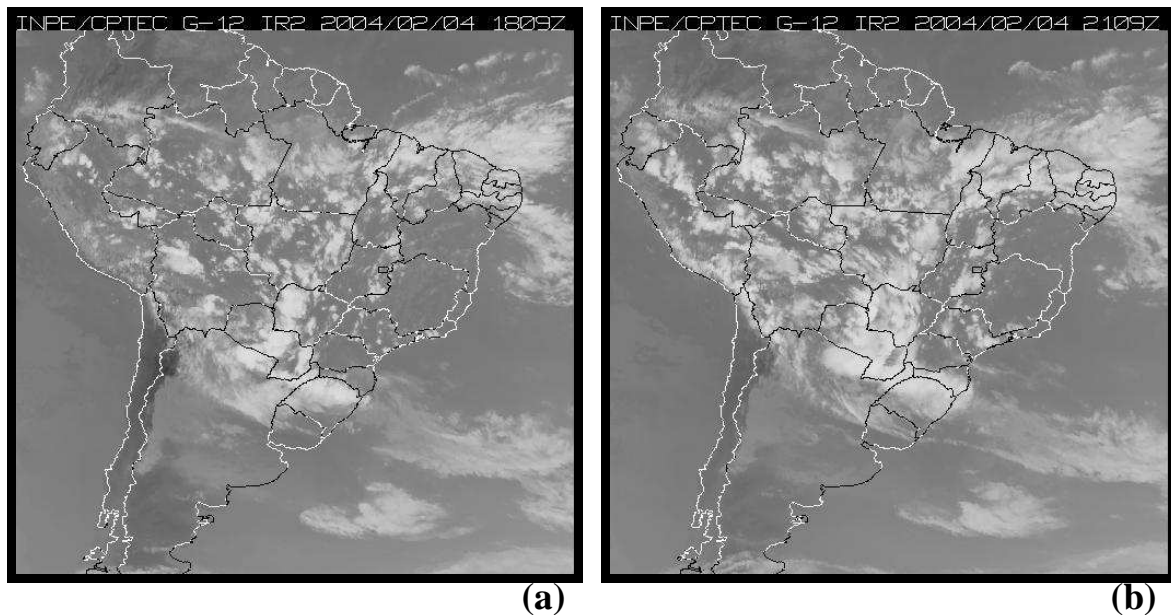


**Fig. 4.42:** Diagrama termodinâmico SkewT-LogP do perfil vertical termodinâmico extraído do experimento 3CTL às (a) 1700 UTC, (b) 1930 UTC, (c) 2000 UTC e (d) 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004. Curva tracejada preta:  $T_d$  (°C); curva contínua preta:  $T$  (°C); curva contínua azul clara corresponde à ascensão de uma parcela de ar levantada a partir do primeiro nível da sondagem. Bandeirolas azuis escuras: 1/2 barbela,  $2.5 \text{ m.s}^{-1}$ ; barbela inteira,  $5 \text{ m.s}^{-1}$ . O mapa da RMSR no canto inferior esquerdo em (a) indica o ponto geográfico de extração do perfil vertical termodinâmico. Os índices de instabilidade K, Totals e de levantamento, CAPE, CINI,  $\theta_e$ , T e  $T_D$  em superfície e água precipitável estão indicados no canto superior esquerdo das figuras. A hodógrafa está indicada no canto superior direito das figuras.

### 4.3 Evento de 04 de fevereiro de 2004

A cidade de São Paulo sofreu transtornos econômicos e sociais de grande monta em 04 de fevereiro de 2004 (conforme registros fotográficos das Figs. 1.3 e 1.4) por causa de um sistema convectivo intenso na Zona Leste da Capital (Pereira Filho et al., 2004; Barros et al., 2004). Convecção isolada foi detectada pelo radar às 1700 UTC.

#### 4.3.1 Análise sinótica do dia 04 de fevereiro de 2004

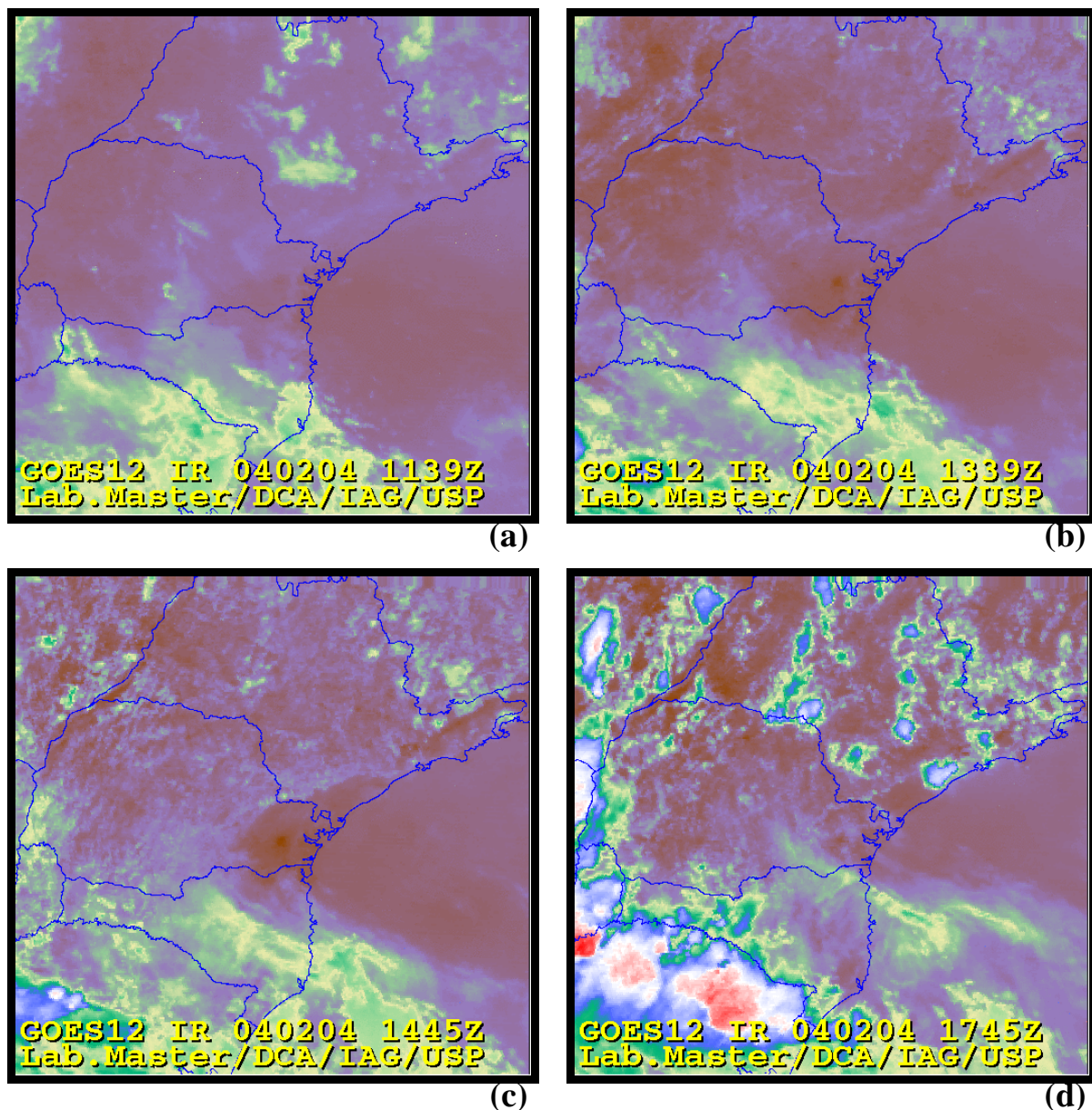


**Fig. 4.43:** Imagens do canal infravermelho do satélite GOES-12 em 04 de fevereiro de 2004 às 1809 UTC (a) e 2109 UTC (b). Estão indicados contornos geopolíticos. Fonte: Cptec/Inpe.

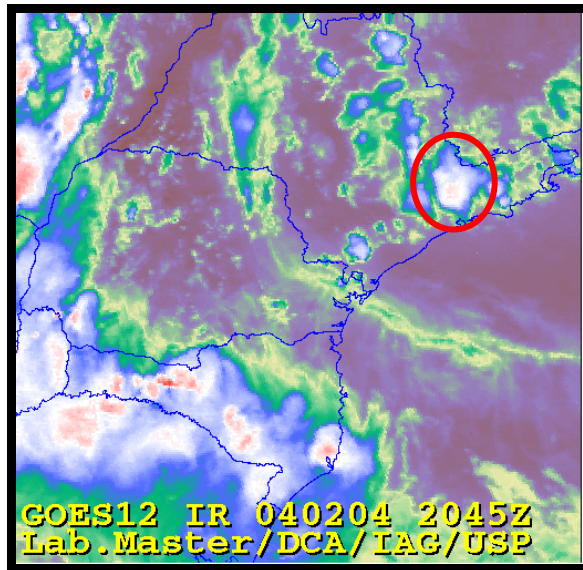
As imagens do canal infravermelho do satélite GOES-12 de baixa resolução espacial da Fig. 4.43 mostra que a Região Sudeste e a parte sul da Região Nordeste do Brasil estavam sob domínio da Alta do Atlântico Sul. No Rio Grande do Sul e Santa Catarina havia nebulosidade de uma frente fria na Região Sul do País com sistemas convectivos meso- $\alpha$  (Fig. 4.44).

Nuvens rasas na faixa leste de São Paulo foram dissipadas entre 1139 UTC e 1339 UTC (Figs. 4.44a e b, respectivamente), por causa da Alta do Atlântico Sul e do aquecimento diabático. Notam-se áreas sobreaquecidas do leste do Paraná ao leste de São Paulo (Fig. 4.44c). Mais tarde, às 1745 UTC (Fig. 4.44d), sistemas convectivos se desenvolveram na faixa leste de São Paulo onde havia forte aquecimento superficial. Sistemas convectivos de mesoescala se desenvolveram no Rio Grande do Sul também. Curitiba ainda apresentava uma ilha de calor às 2045 UTC (Fig. 4.44e). Às 2345 UTC (Fig. 4.44f), havia convecção sobre esta, similar à RMSP.

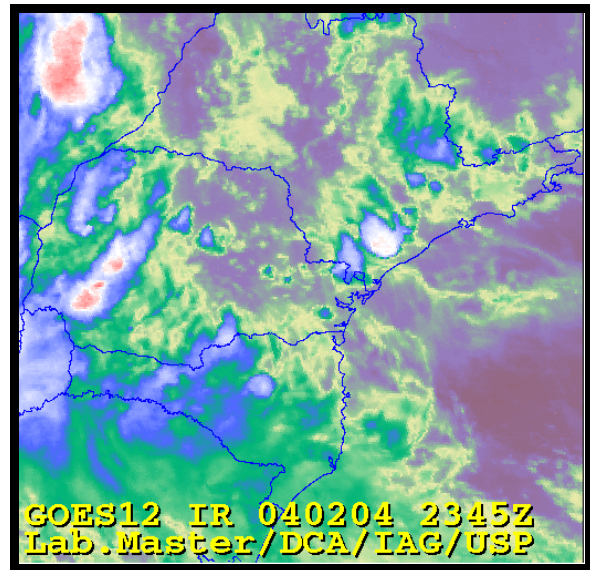
Observa-se um sistema convectivo intenso sobre a RMSP às 2045 UTC (Fig. 4.44e), já dissipado às 2345 UTC (Fig. 4.44f). Nota-se atividade convectiva no extremo sul de São Paulo. O sistema convectivo da RMSP era o maior no Estado de São Paulo às 2045 UTC e sugere uma supercélula semelhante à de 02 de fevereiro de 2004.



**Fig. 4.44:** Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho em alta resolução espacial (4 km) em 04 de fevereiro de 2004 para (a) 1139 UTC, (b) 1339 UTC, (c) 1445 UTC, (d) 1745 UTC, (e) 2045 UTC e (f) 2345 UTC. Estão indicados contornos geopolíticos. Fonte: Laboratório Master/DCA/IAG/USP.



(e)



(f)

Fig. 4.44: Continuação.

A Fig. 4.13 mostra que, para o dia 04 de fevereiro de 2004 havia uma camada de ar quente e úmido entre a superfície e o nível de 850 hPa. Uma camada mais fria logo acima indicava potencial de instabilidade para o desenvolvimento de células convectivas.

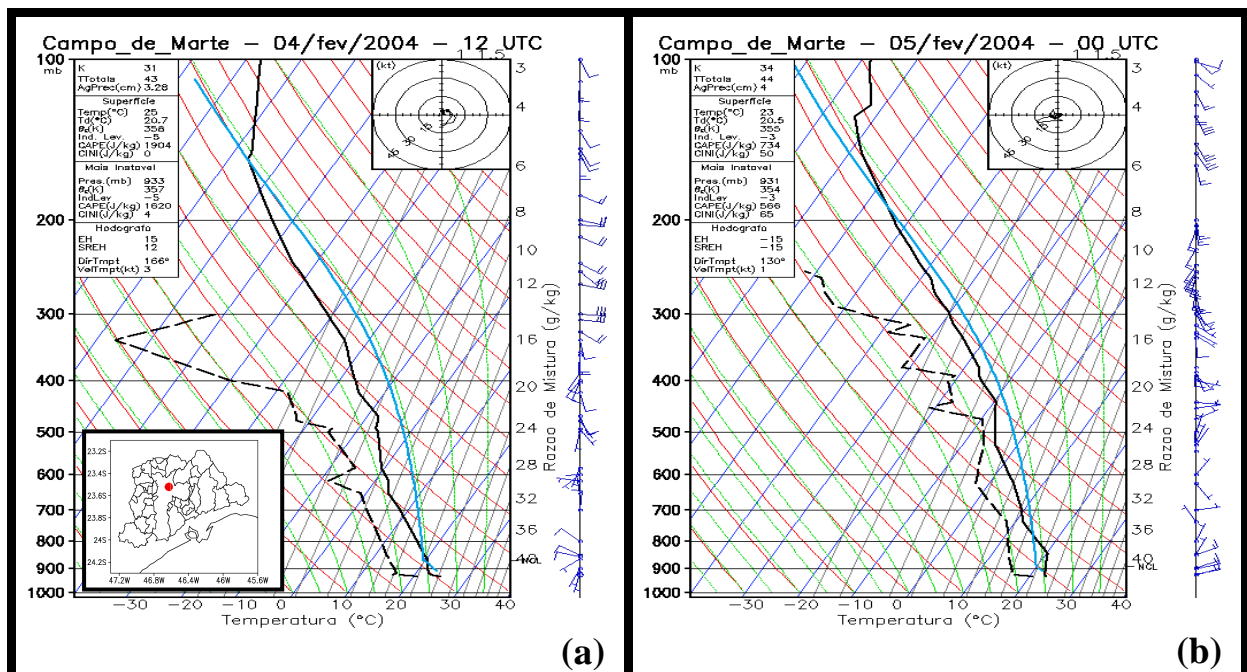
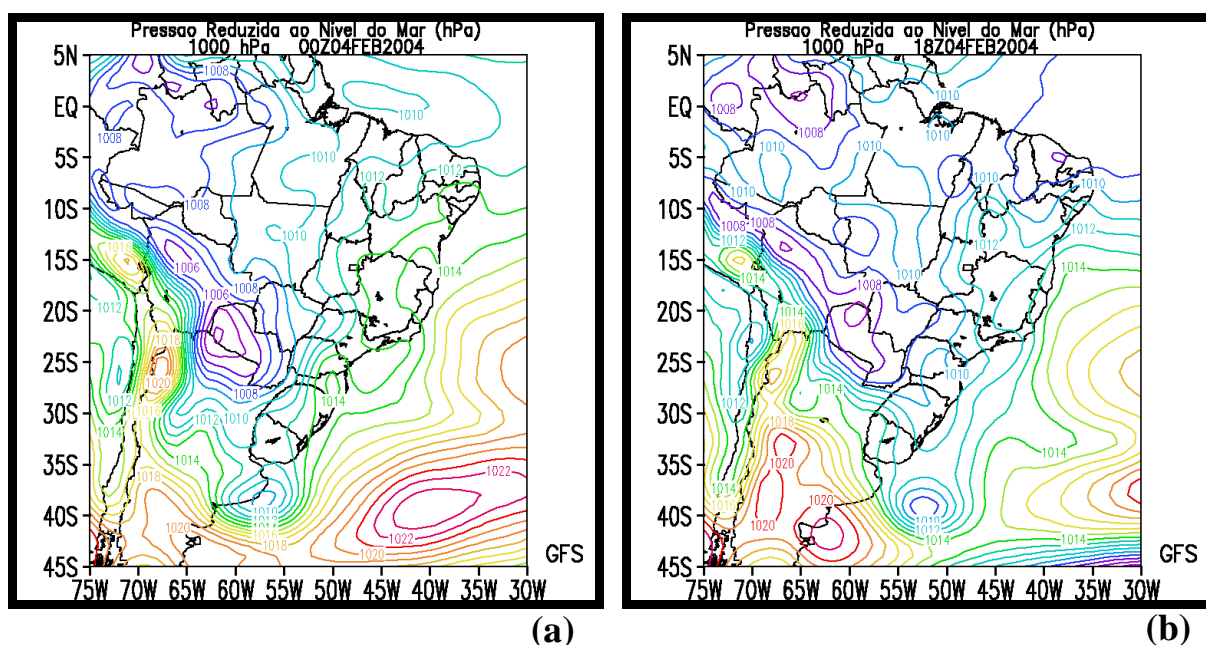


Fig. 4.45: Similar à Fig. 4.42, exceto para (a) 1200 UTC de 04 de fevereiro de 2004 e (b) 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2005.

A sondagem das 1200 UTC de 04 de fevereiro de 2004 (Fig. 4.45a) indicava CAPE de  $1.900 \text{ J kg}^{-1}$ . O índice de levantamento era de -5, ambos semelhantes ao do evento de 02 de fevereiro de 2004 (Fig. 4.14). Havia cisalhamento direcional do vento entre a superfície e 400 hPa, com

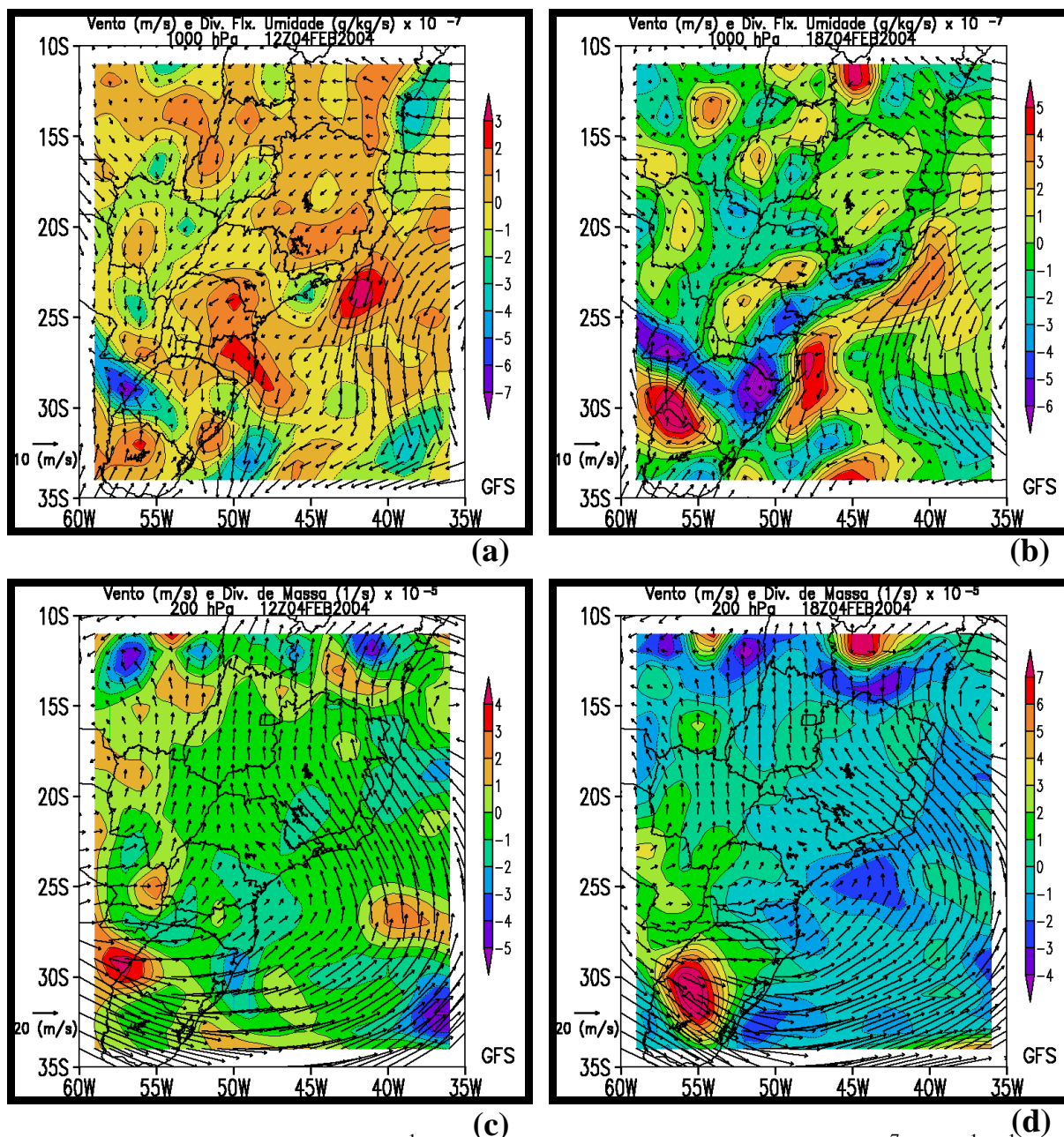
baixa intensidade. A sondagem posterior às tempestades (Fig. 4.45b), indicaram redução dos valores de CAPE e de índice de levantamento, aumento de CINI e perfis de T e Td próximos.

Os campos de pressão reduzida ao nível do mar das análises do modelo GFS em 04 de fevereiro de 2004 estão mostrados na Fig. 4.46. Havia um cavado invertido no campo de pressão no Estado de São Paulo, com baixas no leste do Paraná e sul de São Paulo de 1010 hPa às 1800 UTC (Fig. 4.46b). A Baixa do Chaco no Paraguai induziu uma ciclogênese ao sul do Uruguai e a convecção no Rio Grande do Sul, conforme mostram as imagens GOES-12 da Fig. 4.43. A maior parte da costa leste brasileira estava sob domínio da Alta do Atlântico, enquanto um centro de alta pressão transiente se deslocava rapidamente para leste no sul do Oceano Atlântico.

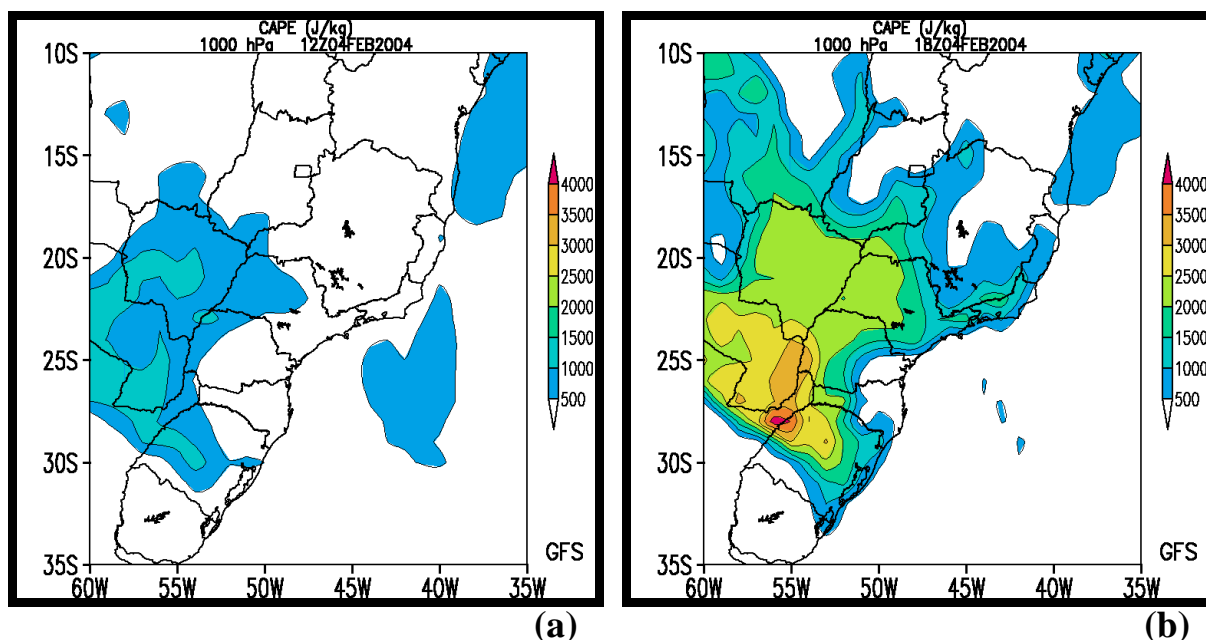


**Fig. 4.46:** Campos de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) das análises do modelo GFS em 04 de fevereiro de 2004 para (a) 0000 UTC e (b) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas é de 1 hPa. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Gradientes de pressão mais intensos a oeste se devem à presença da Cordilheira dos Andes. Cores quentes indicam valores mais altos.

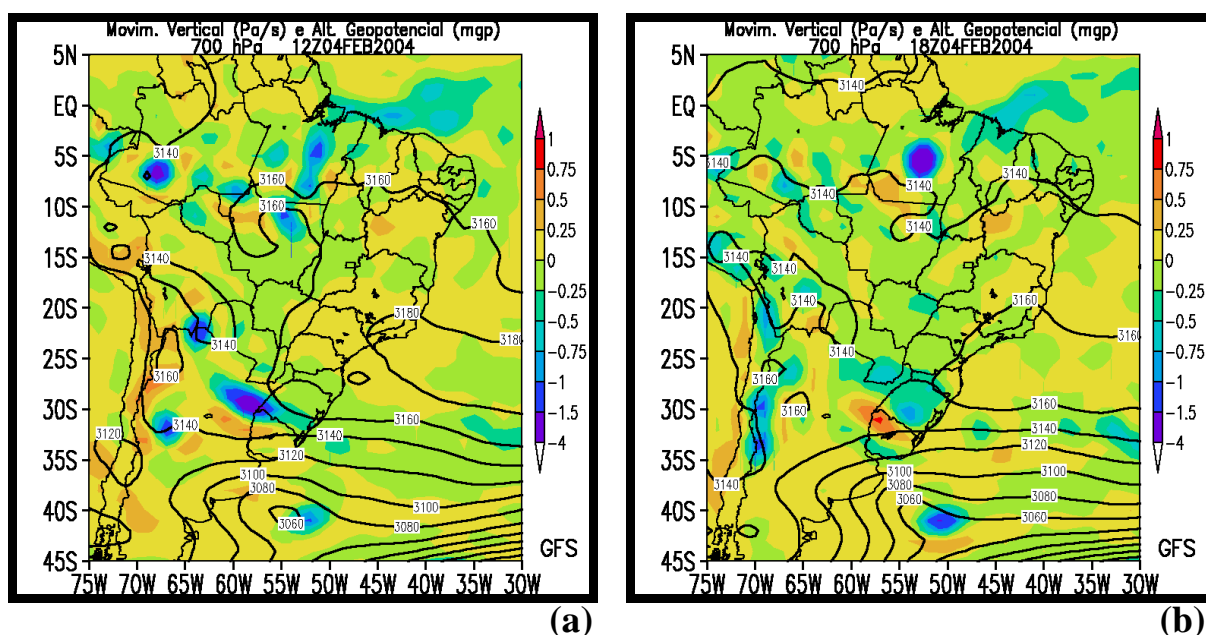
Os campos de vento e divergência de umidade em 1000 hPa indicam que a análise GFS assimilou o campo de massa e umidade da penetração da brisa marítima na costa leste do Estado de São Paulo entre 1200 UTC (Fig. 4.47a) e 1800 UTC (Fig. 4.47b). Os campos de vento indicavam circulações de norte e nordeste associadas à Alta do Atlântico. A convergência de umidade era da ordem de  $-2$  e  $-3 \times 10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . Havia convergência de massa e subsidência em 200 hPa nesses horários (Fig. 4.47c e 4.47d). A CAPE variou de 1.000 a  $1.500 \text{ J kg}^{-1}$  entre 1200 UTC (Fig. 4.48a) e 1800 UTC (Fig. 4.48b).



**Fig. 4.47:** Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e divergência do fluxo de umidade ( $10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) das análises do modelo GFS em 04 de fevereiro de 2004 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC em 1000 hPa. Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e divergência de massa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) das análises do modelo GFS em 04 de fevereiro de 2004 para (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC em 200 hPa. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de divergência do fluxo de umidade ( $10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) em (a) e (c) e divergência de massa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em (b) e (d). Os vetores padrão estão indicados no canto inferior esquerdo das figuras.



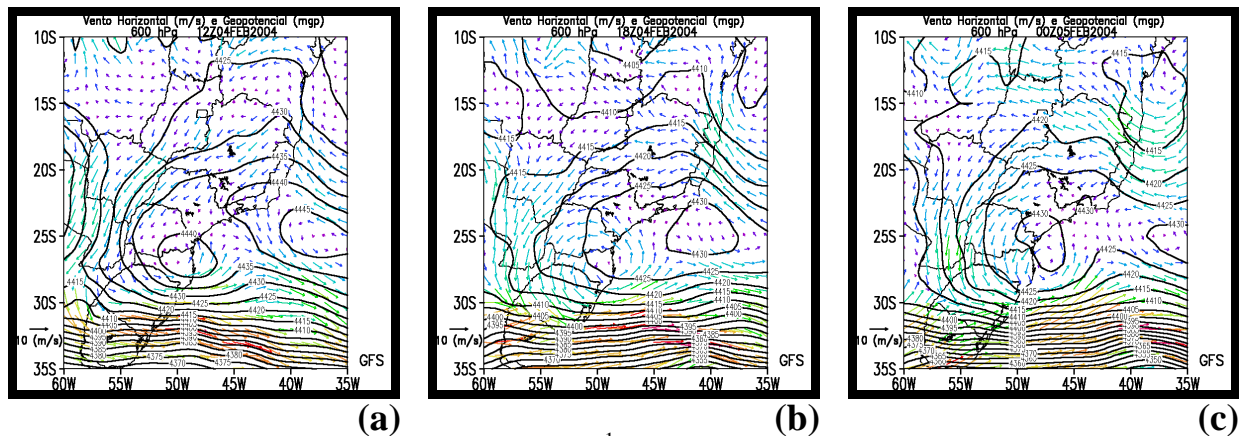
**Fig. 4.48:** Campos de CAPE ( $\text{J kg}^{-1}$ ) das análises do modelo GFS em 04 de fevereiro de 2004 às (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC no nível de 1000 hPa. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados ( $\text{J kg}^{-1}$ ).



**Fig. 4.49:** Campos de movimento vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) [sombreado] e altura geopotencial (mgs) [contornos] das análises do modelo GFS no nível isobárico de 700 hPa em 04 de fevereiro de 2004 às (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 20 mgs. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados ( $\text{Pa s}^{-1}$ ).

As análises GFS em média troposfera no dia 04 de fevereiro de 2004 indicavam crista no geopotencial na Região Sudeste, que perdurou por todo o período analisado, similar àquela do evento de 02 de fevereiro de 2004, que apresentava subsidência em níveis altos e médios. Às 1200 UTC de 04 de fevereiro de 2004 (Fig. 4.49a para 700 hPa), o movimento vertical em

grande parte da Região Sudeste era subsidente, menor que  $0.25 \text{ Pa s}^{-1}$ . Na análise das 1800 UTC (Fig. 4.49b), havia movimento ascendente de até  $-0.25 \text{ Pa s}^{-1}$  devido ao aquecimento superficial. Uma crista no geopotencial em 600 hPa entre 1200 UTC de 04 de fevereiro de 2004 (Fig. 4.50a) e 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004 (Fig. 4.50c) é aparente. Observa-se que a circulação na faixa leste de São Paulo era de sudeste-noroeste em 600 hPa às 1800 UTC (Fig. 4.50b).



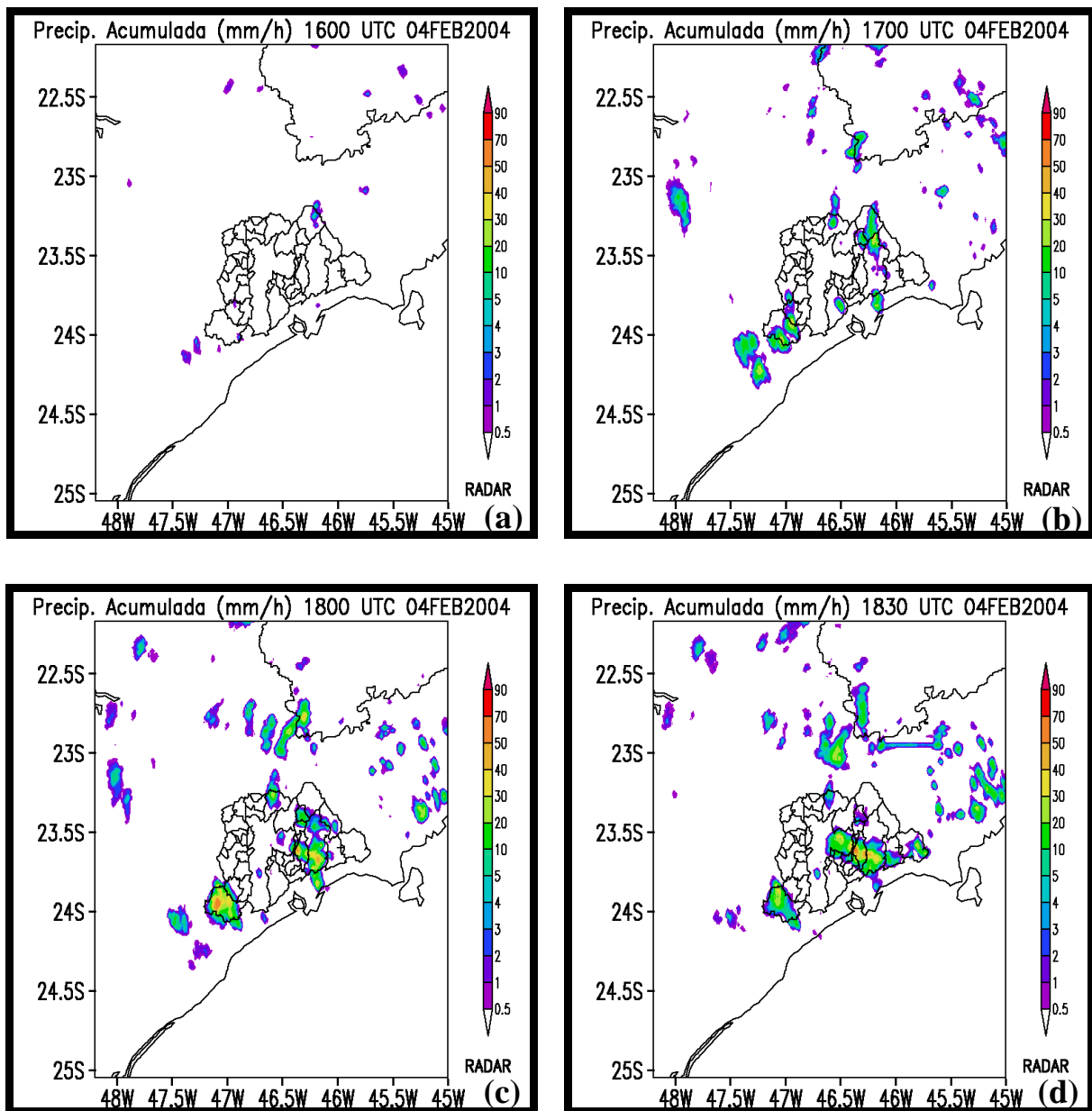
**Fig. 4.50:** Campos de vento horizontal ( $\text{m s}^{-1}$ ) e altura geopotencial (mvp) [contornos] das análises do modelo GFS no nível isobárico de 600 hPa em 04 de fevereiro de 2004 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC e (c) 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 5 mvp. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopotênticos.

### 4.3.2 Análise da precipitação acumulada estimada pelo radar de São Paulo

Os campos de precipitação acumulada em 1 hora obtidos com o radar meteorológico de São Paulo em 04 de fevereiro de 2004 da Fig. 4.51 indicavam precipitação na Zona Leste da Capital de São Paulo a partir das 1830 UTC (Fig. 4.51d) maior que 30 mm. A precipitação se iniciou a nordeste e sudoeste da RMSP às 1600 UTC (Fig. 4.51a), com maior abrangência espacial, às 1700 UTC (Fig. 4.51b), em regiões de topografia acentuada (Fig. C.1d do Apêndice C-1).

Após a intensificação da célula convectiva na Zona Leste da Capital (Figs. 4.51e e f), os sistemas de precipitação adquiriram a estrutura de linha de instabilidade na direção sudeste-noroeste, orientada pelo vento em 600 hPa (Fig. 4.50b), que chegaria ao norte da Capital nas horas seguintes (Fig. 4.51g e h). As células a nordeste da RMSP formaram linhas.





**Fig. 4.51:** Estimativas de precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) obtidas do CAPPI de 3 km do radar meteorológico de São Paulo para 04 de fevereiro de 2004 sombreados segundo as barras de cores às (a) 1600 UTC, (b) 1700 UTC, (c) 1800 UTC, (d) 1830 UTC, (e) 1900 UTC, (f) 1930 UTC, (g) 2000 UTC e (h) 2030 UTC. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.

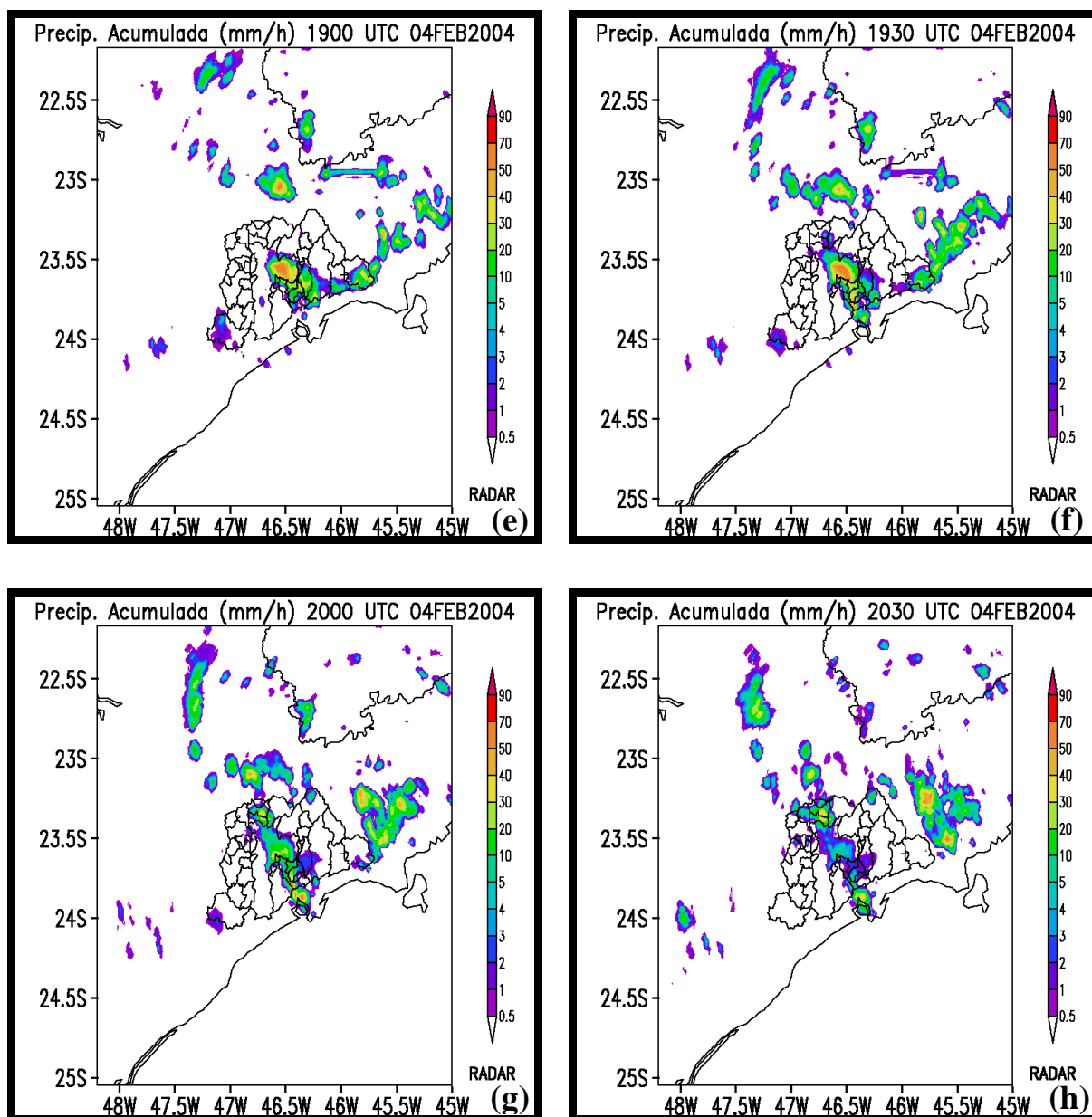


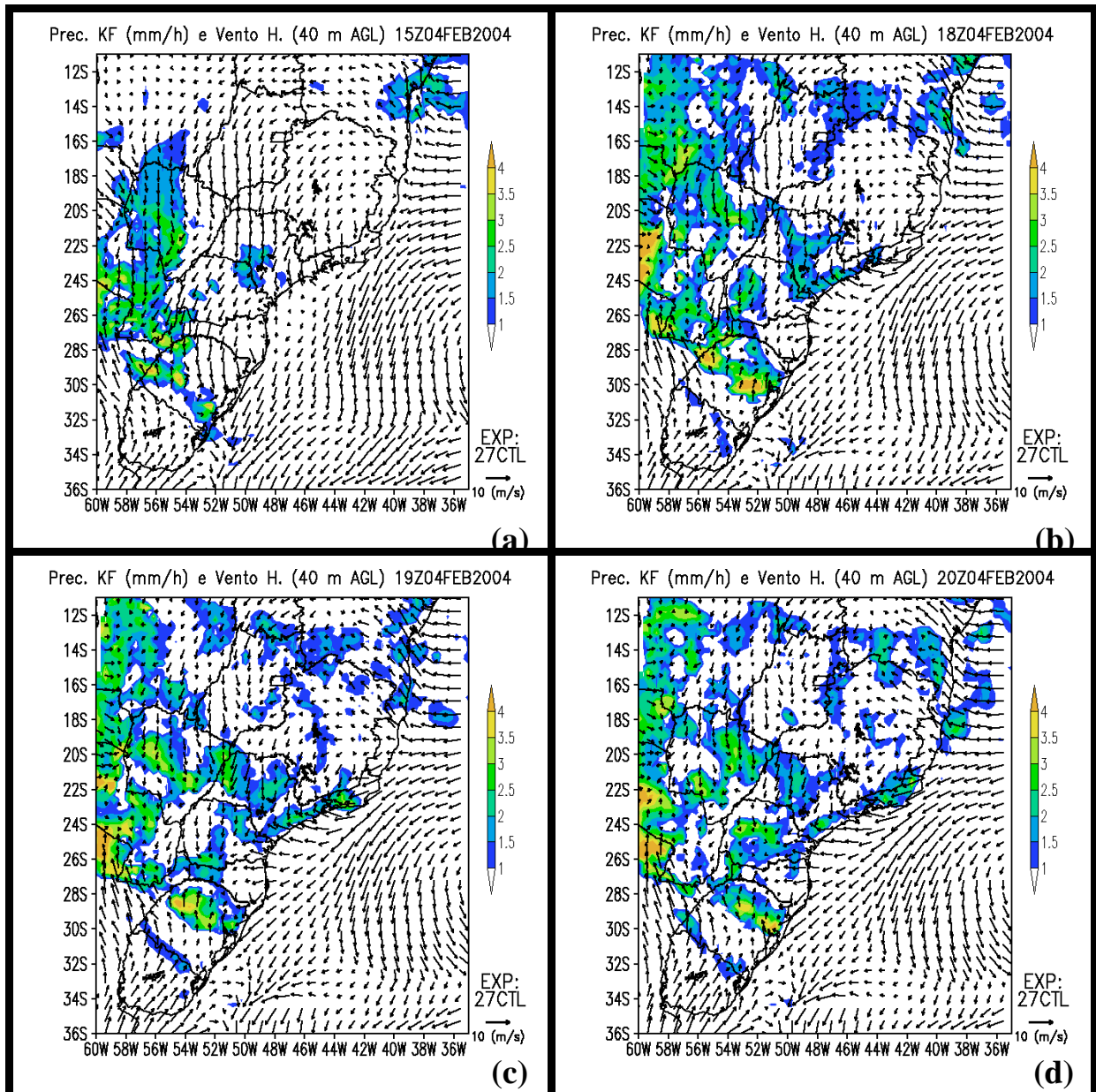
Fig. 4.51: Continuação.

### 4.3.3 Resultados das simulações numéricas

A condição sinótica entre os dias 02 e 04 de fevereiro de 2004 não mudou significativamente, mas há diferenças nas simulações numéricas entre ambos os eventos. O método proposto na seção 3.5.1 foi inadequado para simular o sistema convectivo intenso na Zona Leste da Capital nas grades de alta resolução espacial. Aplicou-se, então, o ADAS (ARPS Data Assimilation System) na assimilação de dados das redes de superfície para melhorar as simulações nas grades de 9, 3 e de 1 km.

### 4.3.3.1 Resultados da grade de 27 km de resolução

Os resultados das simulações da grade de 27 km mostram que o vento mudou de oeste-noroeste para leste-sudeste no litoral paulista às 1500 UTC (Fig. 4.52a), na chegada da frente de brisa. Nos horários seguintes (Figs. 4.52b a d), a distribuição espacial da precipitação é similar às respectivas imagens de satélite da Fig. 4.43, mas maior em São Paulo, Minas Gerais e sul da Bahia.



**Fig. 4.52:** Precipitação acumulada à superfície gerada pela parametrização de Kain-Fritsch (barra de cores indica  $\text{mm h}^{-1}$ ) e ventos ( $\text{m s}^{-1}$ ) no primeiro nível do modelo (40 m acima da superfície) na grade de 27 km de resolução em 04 de fevereiro de 2004 às (a) 1500 UTC, (b) 1800 UTC, (c) 1900 UTC e (d) 2000 UTC. Os vetores estão plotados a cada 3 pontos de grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Vetores padrão estão indicados no canto inferior direito das figuras.

Na faixa leste de São Paulo, às 1900 UTC (Fig. 4.52c), a distribuição espacial da precipitação simulada é comparável com a nebulosidade medida pelo satélite da Fig. 4.43a.

Os resultados da simulação com a grade de 27 km foram, então, utilizados como condições iniciais e de fronteira para a grade de 9 km de resolução.

#### 4.3.3.2 Resultados das simulações com a grade de 9 km e assimilações ADAS

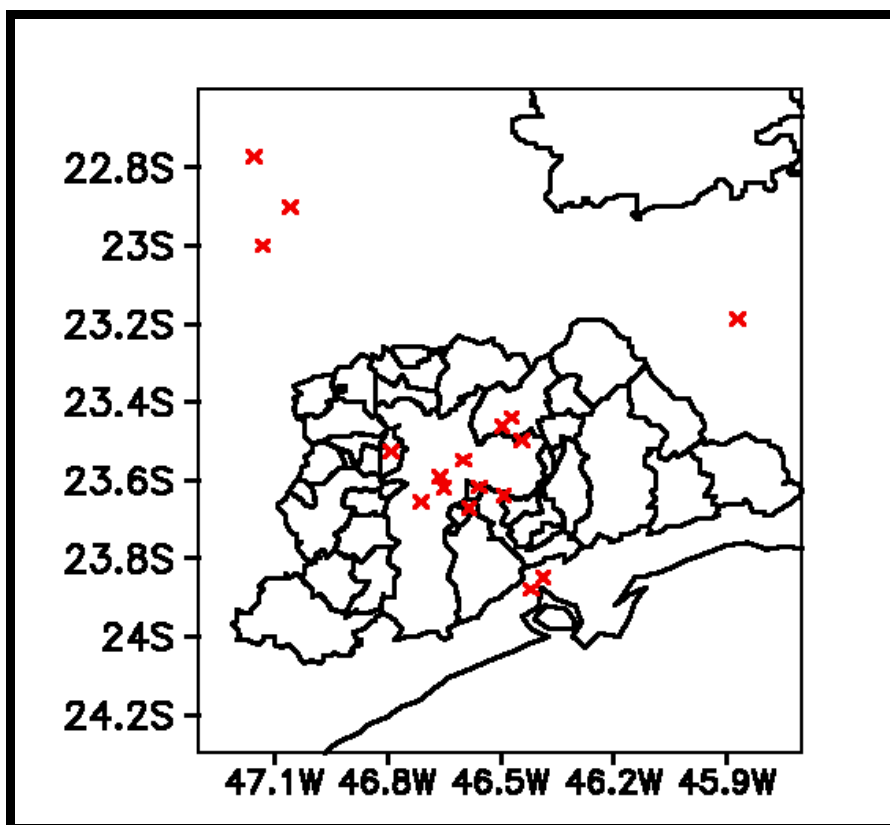
Foram realizados 3 experimentos com a grade de 9 km:

- **9CTL:** experimento controle (Tabela 3). Utilizou os resultados da simulação de 27 km como condições iniciais (às 1200 UTC de 04 de fevereiro de 2004) e de fronteira;
- **9AD1:** utilizou a condição inicial dada pela análise objetiva ADAS (Bratseth, 1986) das 1200 UTC de 04 de fevereiro de 2004, que combina os resultados da grade de 27 km com variáveis medidas (SYNOP, METAR e CETESB). As condições de fronteira foram as mesmas de 9CTL;
- **9AD2:** similar a 9AD1, exceto para a assimilação incremental (Bloom et al., 1996) da análise objetiva das 1800 UTC, para forçar as soluções do modelo numérico *durante sua execução*. A análise objetiva das 1800 UTC foi similar à das 1200 UTC e combinou os resultados da grade de 27 km das 1800 UTC com as medições de temperatura, umidade e vento. A assimilação ocorreu entre 1745 UTC e 1815 UTC a cada passo de tempo de integração.

A Tabela 5 mostra as características básicas dos experimentos numéricos para estes testes de sensibilidade.

**Tabela 5 - Experimentos de sensibilidade à assimilação de dados na grade de 9 km**

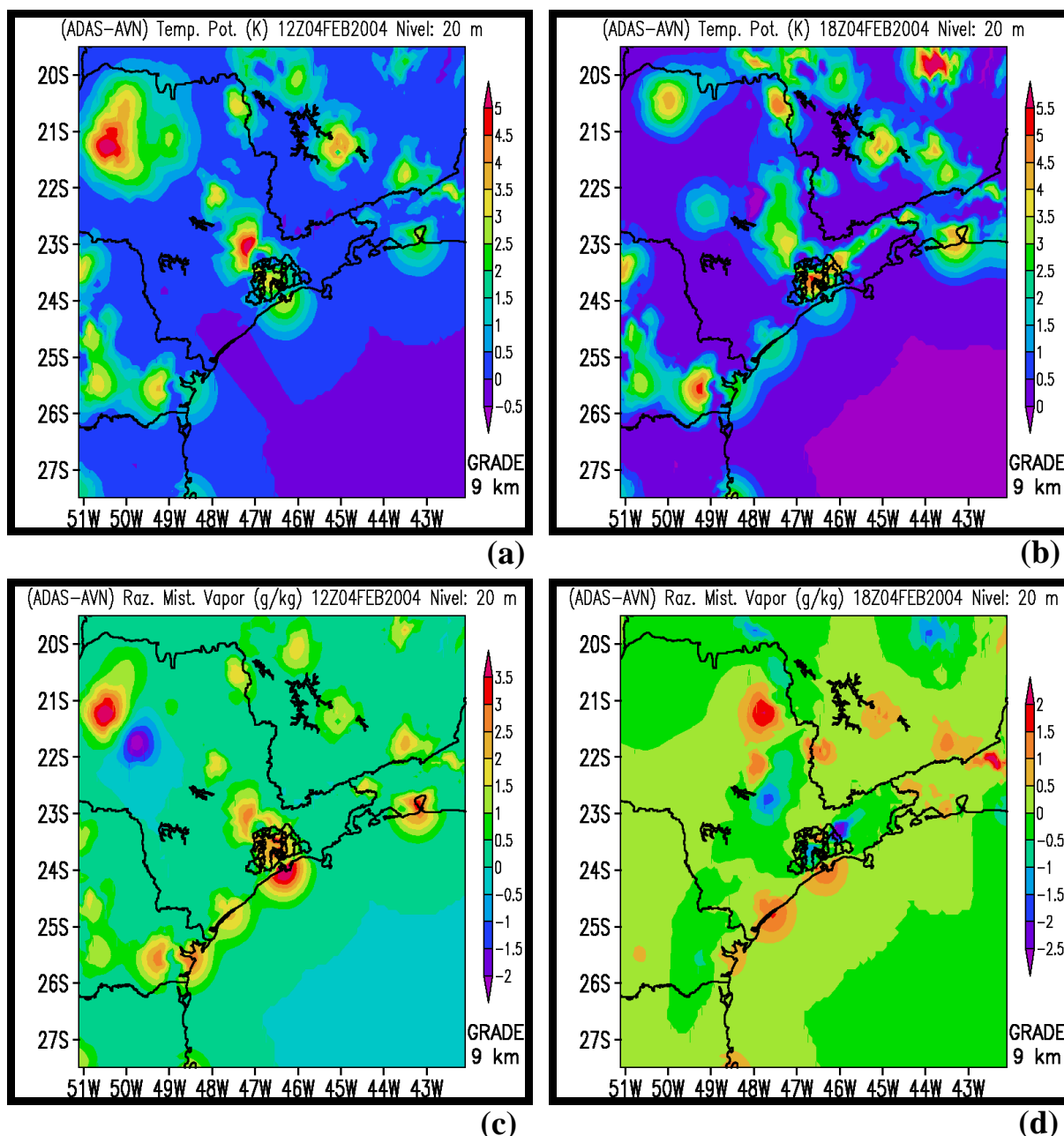
Características dos Experimentos	Nome do Experimento		
	9CTL	9AD1	9AD2
Paramet. de Cúmulos	Sim	Sim	Sim
Paramet. de Microfísica	Sim	Sim	Sim
Condições Iniciais ADAS	Não	Sim	Sim
Assimilação Incremental	Não	Não	Sim



**Fig. 4.53:** Localização geográfica das estações da rede de superfície SYNOP, METAR e CETESB, das quais alguma medida foi assimilada nas simulações do caso de 04 de fevereiro de 2004. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.

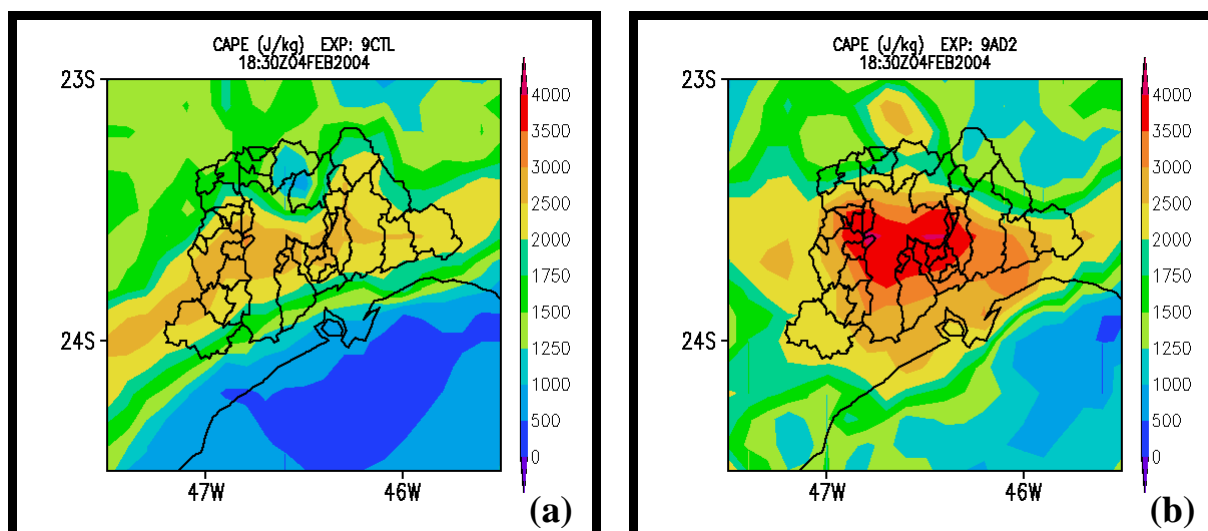
A Fig. 4.53 mostra a distribuição espacial das estações da rede de superfície SYNOP, METAR e CETESB na RMSP utilizadas na assimilação. A distribuição destas é irregular e concentrada de estações nas áreas mais povoadas da Capital, bem como nas regiões de Campinas e Baixada Santista. A Zona Leste da Capital, área de interesse para o estudo da ilha de calor urbana (Pereira Filho, 2000), é desprovida de estações.

A Fig. 4.54 mostra a diferença entre as condições iniciais com e sem assimilação de dados de superfície no primeiro nível da grade de 9 km para os campos de temperatura potencial e razão de mistura de vapor d'água. Nos campos de temperatura potencial (Figs. 4.54a e b), as temperaturas assimiladas são mais altas do que as temperaturas dos campos de estimativa inicial, provenientes da simulação de 27 km. Constatam-se maiores valores positivos nas áreas próximas a São Paulo, Campinas, Curitiba, Belo Horizonte e Rio de Janeiro. Nos campos de umidade (Figs. 4.54c e d), notam-se núcleos positivos e negativos nos campos de diferenças em ambos os horários. A distribuição espacial das variações nos campos de temperatura e umidade aponta para a necessidade de uma melhor distribuição das estações meteorológicas de superfície e um maior número de estações.

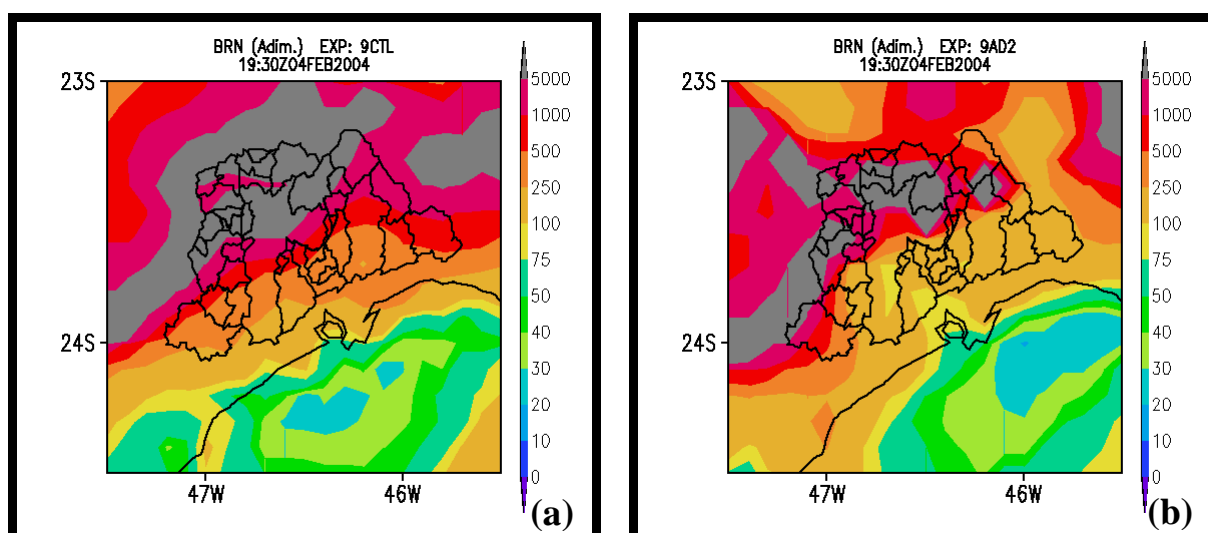


**Fig. 4.54:** Diferença entre as condições iniciais obtidas com assimilação de dados de superfície (ADAS) e sem assimilação de dados de superfície (AVN) no primeiro nível da grade do modelo para o campo de temperatura potencial (K) às (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC, e para o campo de razão de mistura de vapor d'água ( $\text{g kg}^{-1}$ ) às (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC em 04 de fevereiro de 2004 na grade de 9 km. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam os valores sombreados nas figuras.

A precipitação acumulada pela parametrização de Kain-Fritsch para as 3 simulações de 9 km e estimadas pelo radar meteorológico de São Paulo são discutidas no Apêndice C-2. As simulações vão das 1200 UTC de 04 de fevereiro às 0000 UTC de 05 de fevereiro de 2004. A assimilação de dados na condição inicial (estática) e durante a execução do modelo (dinâmica) resultaram em maior concordância com as observações.



**Fig. 4.55:** Campos de CAPE de superfície ( $\text{J kg}^{-1}$ ) às 1830 UTC de 04 de fevereiro de 2004 para os experimentos (a) 9CTL e (b) 9AD2 (Tabela 5). Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. As barras de cores indicam os valores sombreados nas figuras.



**Fig. 4.56:** Similiar à Fig. 4.55, exceto para Número de Richardson Global [(Adim.)] às 1930 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

A Fig. 4.55a mostra a CAPE no experimento controle 9CTL e a Fig. 4.55b, no experimento 9AD2. As informações de superfície revelam uma ilha de calor urbana, que aumenta significativamente os valores de CAPE. No experimento controle, a CAPE chega a 2.500 na Capital e, no experimento 9AD2,  $3.500 \text{ J kg}^{-1}$ .

A Fig. 4.56 mostra a distribuição espacial do Número de Richardson Global (NRG) para os experimentos 9CTL (Fig. 4.56a) e 9AD2 (Fig. 4.56b). A assimilação incremental dos dados

das estações de superfície contribuiu para a redução de NRG de 100 (experimento 9CTL) para 75 (experimento 9AD2).

#### 4.3.3.3 Parametrização de cúmulos e assimilação de dados

O sistema convectivo da Zona Leste de São Paulo em 04 de fevereiro de 2004 é resolvido pela grade de 3 km e, portanto, pode ser simulado com condições físicas adequadas. Os resultados de três diferentes simulações numéricas (Tabela 6) são mostrados no Apêndice C-3. A simulação controle, denominada 3CCT (cúmulos controle), utilizou ambas as parametrizações de precipitação, a de cúmulos (Kain e Fritsch, 1993) e de microfísica de nuvens de Lin et al. (1983). O experimento 3CUM utilizou as mesmas condições iniciais e de fronteira de 3CCT, mas acionou somente a parametrização de cúmulos de Kain-Fritsch (KF). Finalmente, o experimento 3LIN, utilizou somente a parametrização de Lin et al. (1983) com as mesmas condições iniciais e de contorno que os outros experimentos. A Tabela 6 sintetiza as características destes experimentos.

**Tabela 6 - Experimentos de sensibilidade à parametrização de KF na grade de 3 km**

Características dos Experimentos	Nome do Experimento		
	3CCT	3CUM	3LIN
Paramet. de Cúmulos	Sim	Sim	Não
Paramet. de Microfísica	Sim	Não	Sim

Os 3 experimentos não simularam adequadamente o sistema convectivo da Zona Leste de São Paulo. O experimento 3CCT foi o que melhor simulou a evolução das células de precipitação. Sugere-se que faltou ao modelo o mecanismo físico associado à ilha de calor urbana (Pereira Filho, 2000).

Testou-se, em seguida, a hipótese da ilha de calor urbana na Zona Leste da Capital ser o principal mecanismo de disparo da intensa convecção observada por meio da inclusão de dados da rede de estações de superfície (Apêndice C-4). Os experimentos propostos para a grade de 3 km para os testes de sensibilidade com apenas a parametrização de LIN foram:



- **3CTL:** experimento controle (Tabela 3). Iniciou com condições iniciais e de fronteira da grade de 9 km;
- **3AD1:** iniciou com campos ADAS das 1200 UTC (campo de estimativa inicial da grade de 9 km mais medições das estações de superfície SYNOP, METAR e CETESB) e condições de fronteira iguais a de 3CTL com a assimilação incremental das 1800 UTC, igual à simulação 9AD2, exceto para temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água. Os campos de vento, pressão e demais razões de mistura não foram assimilados;
- **3AD2:** similar a 3AD1, exceto que os campos de temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água foram assimilados com as medidas de vento e demais razões de mistura.

A Tabela 7 sintetiza as características básicas dos experimentos numéricos para estes testes de sensibilidade.

**Tabela 7 - Experimentos de sensibilidade à assimilação de dados na grade de 3 km**

Características dos Experimentos	Nome do Experimento		
	3CTL	3AD1	3AD2
Paramet. de Cúmulos	Não	Não	Não
Paramet. de Microfísica	Sim	Sim	Sim
Condições Iniciais ADAS	Não	Sim	Sim
Assimilação Incremental	Não	Não	Sim

Os resultados estão descritos no Apêndice C-4 e indicam que os dados de superfície melhoram o desempenho do modelo quanto à fase e a amplitude dos sistemas precipitantes no interior da RMSP. É interessante notar que mesmo em regiões mais remotas, a assimilação de dados tem efeito positivo devido à advecção de massa para regiões sem dados (Kalnay, 2004). Em especial na Capital, a assimilação de dados de temperatura medidos nas estações SYNOP, METAR e CETESB contribuiu para melhor representação da ilha de calor urbana no interior

do domínio simulado (experimentos 3AD1 e 3AD2). Os resultados do experimento 3AD2 indicam também que o campo de vento melhora o desempenho do modelo.

#### 4.3.3.4 Simulações na grade de 1 km

Os resultados das simulações na grade de 3 km do evento do dia 04 de fevereiro de 2004 foram mais limitados do que a de controle 3CTL do evento de 02 de fevereiro de 2004. Nas próximas seções, são mostrados os resultados obtidos com os experimentos de 1 km de resolução com o objetivo de verificar os efeitos da assimilação das medidas de superfície em grades de altíssima resolução espacial.

Os experimentos na grade de 1 km são:

**1CTL:** simulação controle, sem assimilação de dados adicionais, com condição inicial da simulação 3AD2 das 1200 UTC com dados SYNOP, METAR e CETESB;

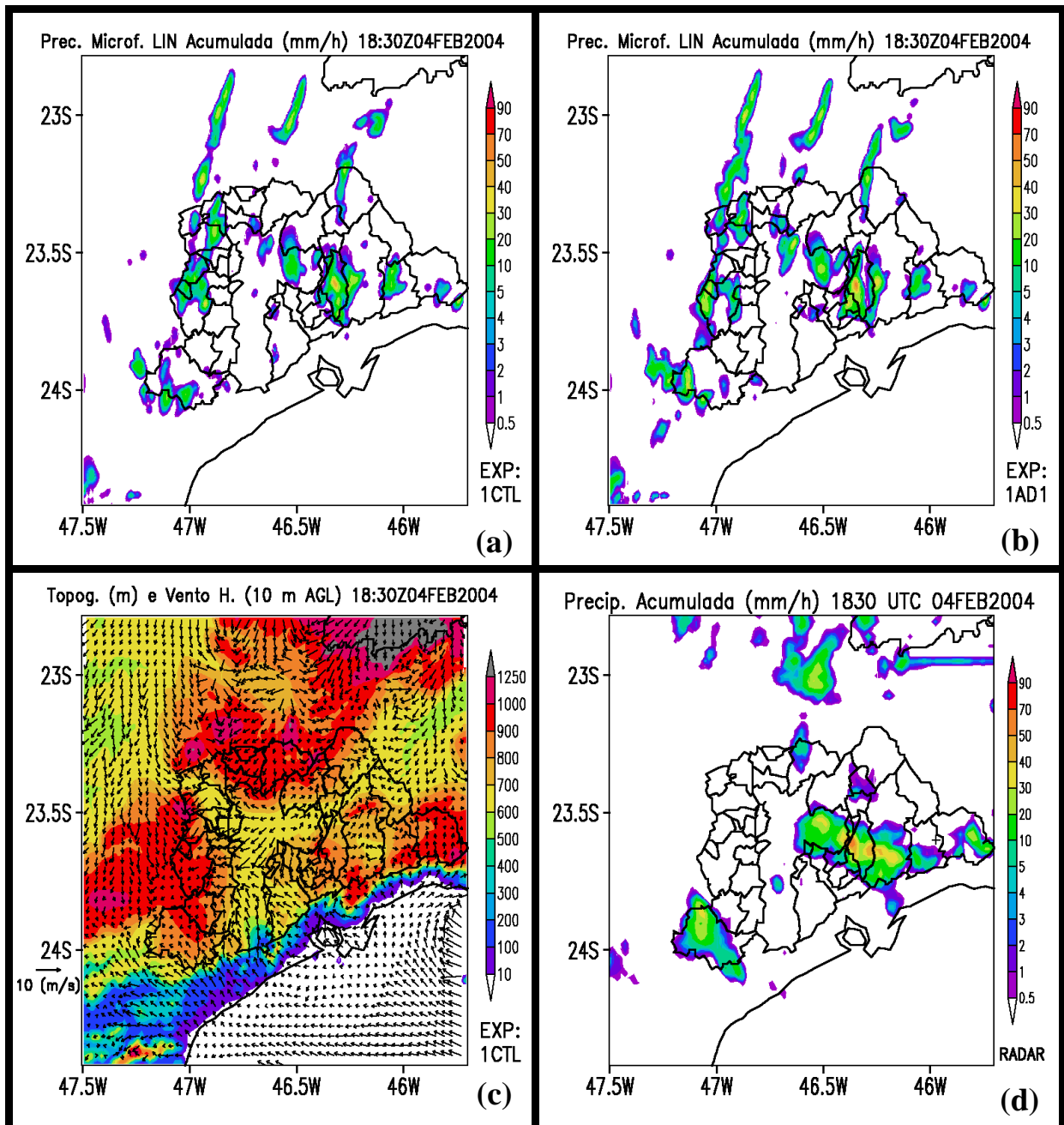
**1AD1:** similar a 1CTL, mas com análise objetiva de medidas SYNOP, METAR e CETESB das 1200 UTC para a condição inicial;

**1AD2:** similar a 1AD1, mas com assimilação incremental da análise objetiva ADAS das 1800 UTC.

A Tabela 8 sintetiza as características básicas destes experimentos numéricos.

**Tabela 8 - Experimentos de sensibilidade à assimilação de dados na grade de 1 km**

Características dos Experimentos	Nome do Experimento		
	1CTL	1AD1	1AD2
Paramet. de Cúmulos	Não	Não	Não
Paramet. de Microfísica	Sim	Sim	Sim
Condições Iniciais ADAS	Não	Sim	Sim
Assimilação Incremental	Não	Não	Sim



**Fig. 4.57:** Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) em 04 de fevereiro de 2004 às 1830 UTC para as simulações na grade de 1 km em (a) 1CTL e (b) 1AD1. (c) Topografia e campo de ventos no experimento 1CTL e (d) Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) medida pelo radar meteorológico de São Paulo para o mesmo horário. As escalas das barras de cores em (a), (b) e (d) estão fixas entre 0.5 e 90  $\text{mm h}^{-1}$ . Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP. Em (c), os vetores foram plotados a cada 4 pontos de grade.

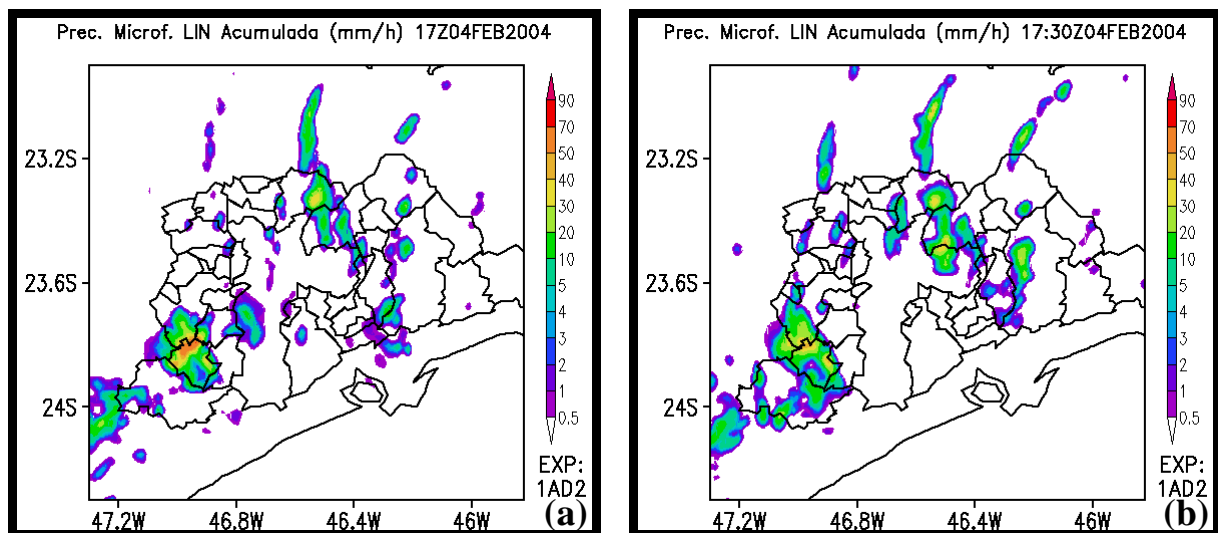
A Fig. 4.57 mostra a chuva acumulada dos experimentos 1CTL e 1AD1 e do radar às 1830 UTC de 04 de fevereiro de 2004. Nota-se que os resultados das simulações 1CTL e 1AD1 de precipitação pela parametrização de Lin et al. (1983) são semelhantes (Figs. 4.57a e b) devido às condições iniciais similares. No entanto, as informações de superfície das 1200 UTC no

experimento 1AD1 resultaram numa simulação mais próxima das medidas do radar (Fig. 4.57d).

Estas simulações não conseguem manter a precipitação na RMSP, conforme o observado pelo radar, uma vez que a própria precipitação se encarrega de resfriar os níveis mais baixos da atmosfera por meio das correntes descendentes, estabilizando-a. O experimento 1AD2 objetiva testar o impacto da assimilação incremental da ilha de calor da RMSP.

#### 4.3.3.4.1 Resultados do experimento 1AD2

A seqüência de campos de precipitação acumulada no experimento 1AD2 da Fig. 4.58 mostra que o forte aquecimento diferencial nas Zonas Central e Oeste da cidade de São Paulo foi responsável pela formação e desenvolvimento de uma supercélula convectiva sobre a mesma região, com precipitação acumulada e duração comparáveis às estimadas com radar (Figs. 4.51).



**Fig. 4.58:** Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) na parametrização de Lin no experimento 1AD2 (1 km de resolução) com assimilação incremental de dados de superfície às (a) 1700 UTC, (b) 1730 UTC, (c) 1800 UTC, (d) 1830 UTC, (e) 1900 UTC, (f) 1930 UTC, (g) 2000 UTC e (h) 2030 UTC de 04 de fevereiro de 2004. As escalas das barras de cores estão fixas entre 0.5 e 90  $\text{mm h}^{-1}$ . Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.

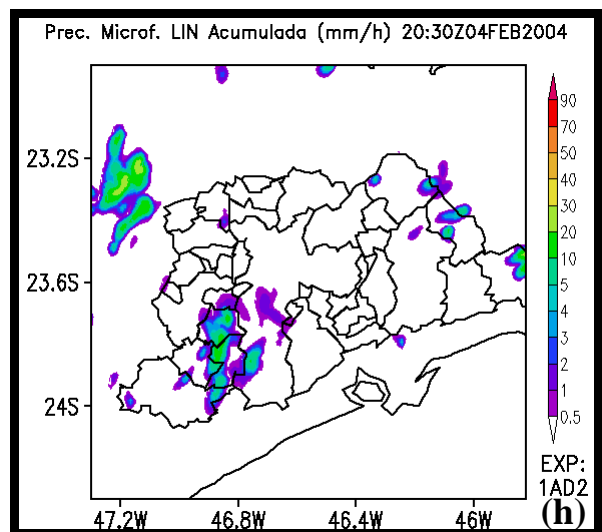
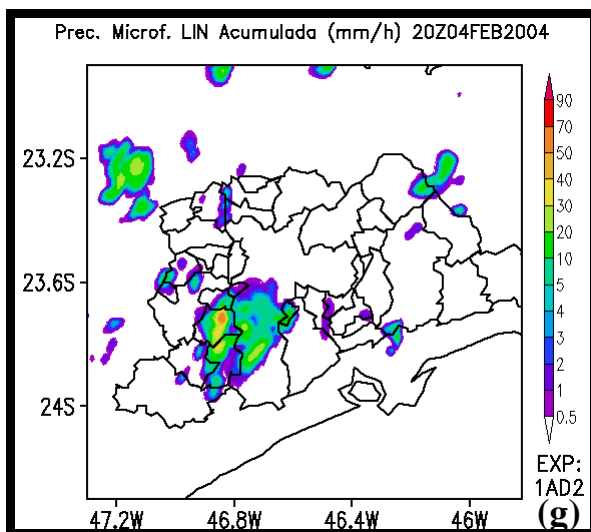
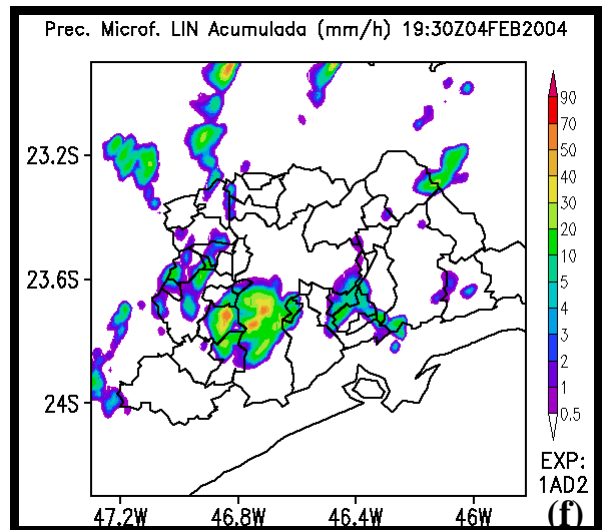
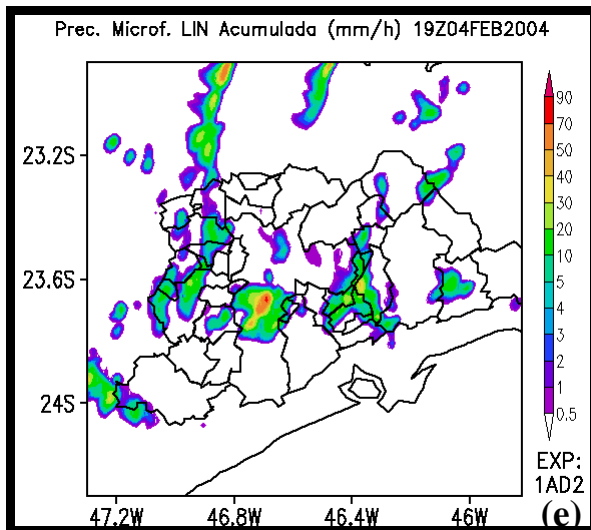
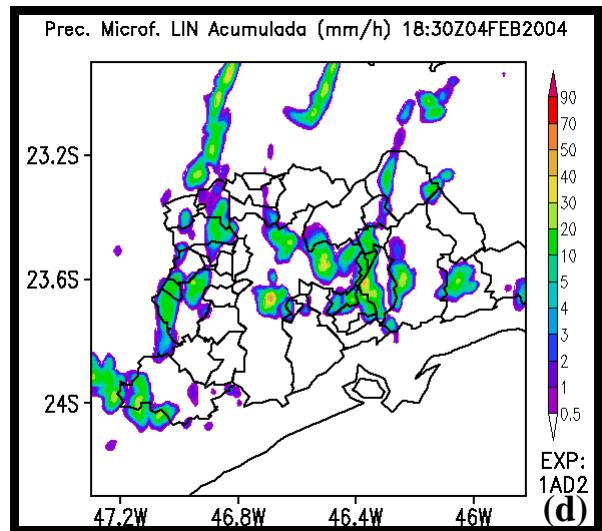
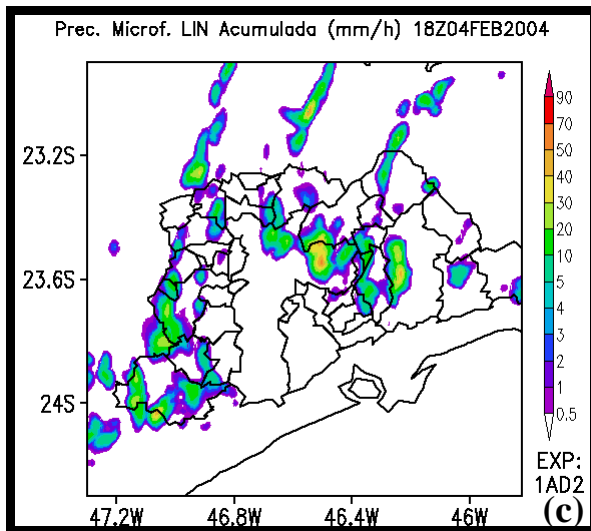
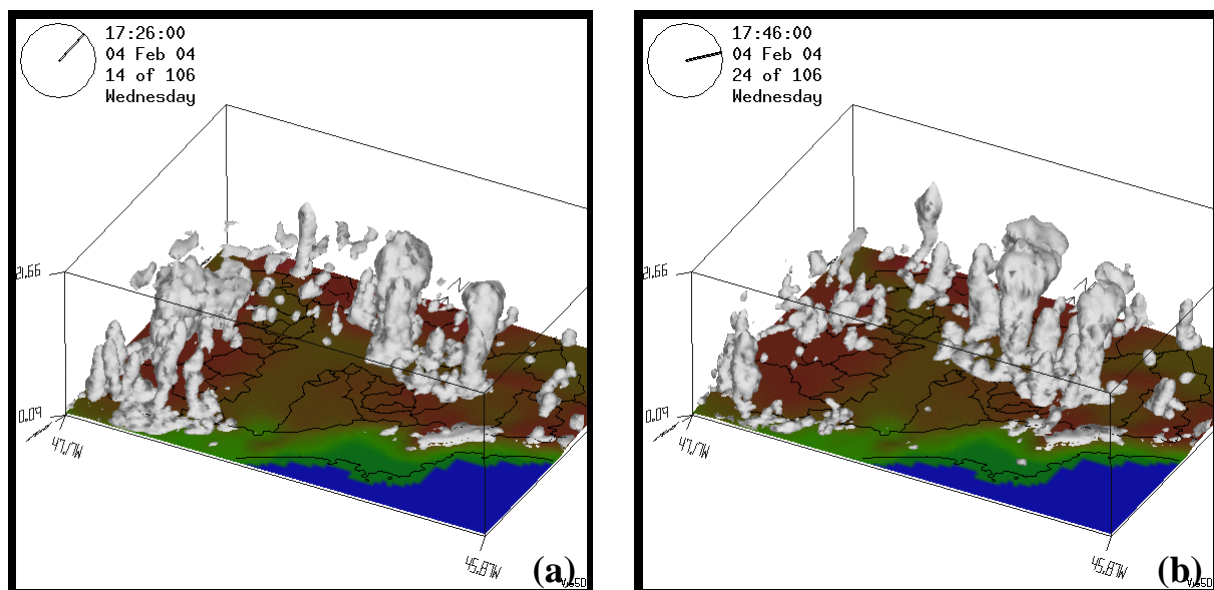


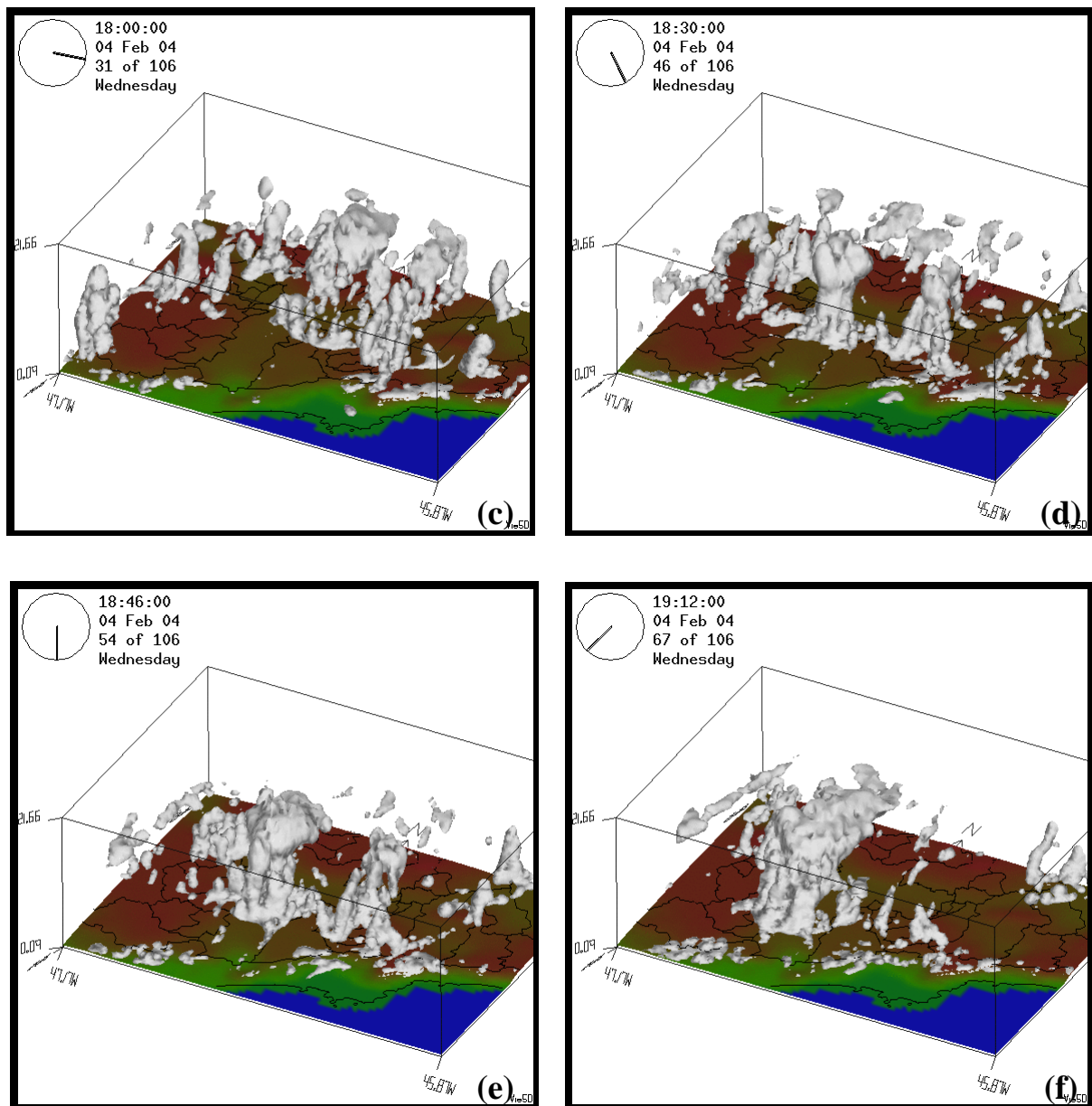
Fig. 4.58: Continuação.

#### 4.3.3.4.2 Análise 3D de células convectiva no experimento 1AD2

A Fig. 4.59 mostra uma seqüência temporal de isosuperfícies de razão de mistura de água de nuvem e cristais de gelo, que representa aproximadamente o campo de nebulosidade simulado pelo ARPS no experimento 1AD2. A célula convectiva na Zona Leste da Capital chegou ao estágio maduro com fraca intensidade às 1726 UTC de 04 de fevereiro de 2004 (Fig. 4.59a). Observa-se, às 1742 UTC (Fig. 4.59b), uma frente de rajada das correntes descendentes na fase de decaimento da célula ordinária em análise que se desloca para a região centro-oeste da Capital (Fig. 4.59c) e levanta parcelas de ar próximas à superfície através do ar ambiente instável. Uma nova célula convectiva surge sobre a mesma região entre 1800 UTC (Fig. 4.59c) e 1830 UTC (Fig. 4.59d). A célula convectiva no estágio maduro, uma cumulonimbus, é mostrada às 1844 UTC (Fig. 4.59e) e 1900 UTC (Fig. 4.59f).



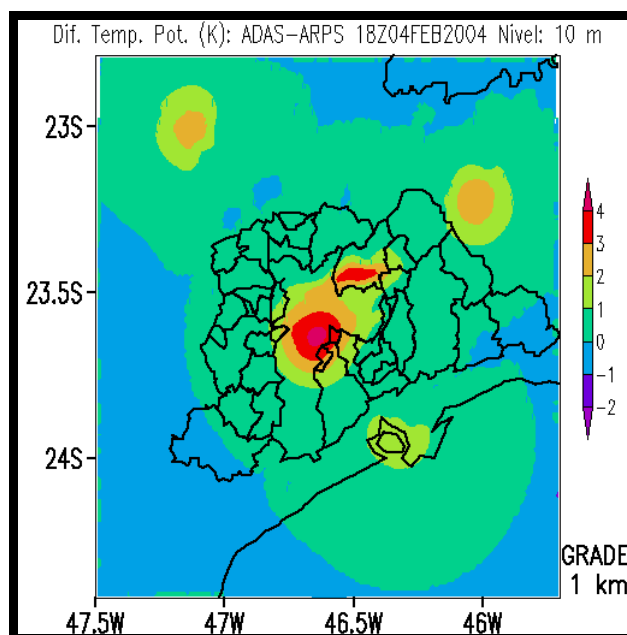
**Fig. 4.59:** Visão tridimensional das isosuperfícies de razão de mistura de água de nuvem e de cristais de gelo de  $1 \text{ g kg}^{-1}$  (isosuperfícies brancas) representando nuvens. O campo de fundo nestas figuras refere-se à topografia (azul: oceano). O mapa da RMSP está indicado por contornos pretos. No centro do mapa encontra-se a Capital. O norte está indicado por uma seta e pela letra N. A aresta superior do cubo possui altura aproximada de 20 km. Datas e horários estão indicados no alto das figuras. Horas em UTC.



**Fig. 4.59:** Continuação.

A área de desenvolvimento da nova célula convectiva (Fig. 4.59e) está colocada com a região de maior densidade de estações de superfície (Fig. 4.53), onde a análise objetiva ADAS resultou em forte aquecimento superficial às 1800 UTC (Fig. 4.60). A Fig. 4.60 mostra a diferença entre os campos de temperatura potencial a 10 metros da superfície obtidos com assimilação dos dados de superfície e sem esta assimilação. Às 1800 UTC, as medidas de todas as estações CETESB assimiladas registravam temperaturas entre 2 e 4 graus acima da temperatura do ar calculada pelo modelo numérico sem assimilação das medidas. Observa-se que as medidas CETESB apresentam coerência e que o controle de qualidade aplicada a elas pelo sistema ADAS seguiu o mesmo padrão aplicado às demais redes de estações de

superfície. Os erros de temperatura do ar a 2 metros do solo foram consideradas na análise objetiva e fixadas em  $\pm 2$  °C.

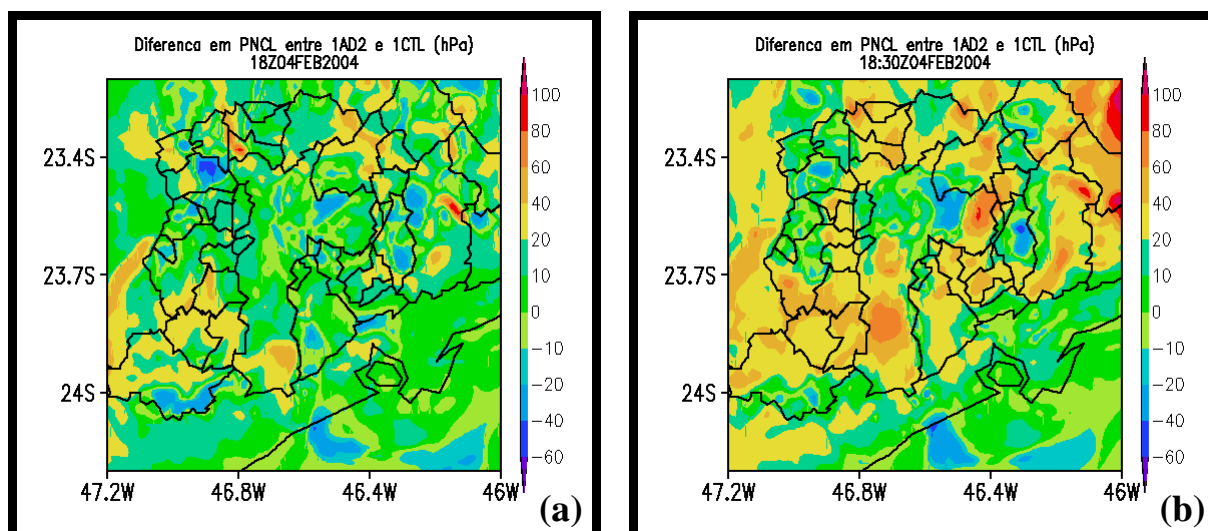


**Fig. 4.60:** Campo de temperatura potencial (K) da diferença entre condições iniciais com assimilação de medidas de superfície (ADAS) e sem (ARPS) às 1800 UTC de 04 de fevereiro de 2004, sombreado segundo a barra de cores. Resolução de 1 km. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.

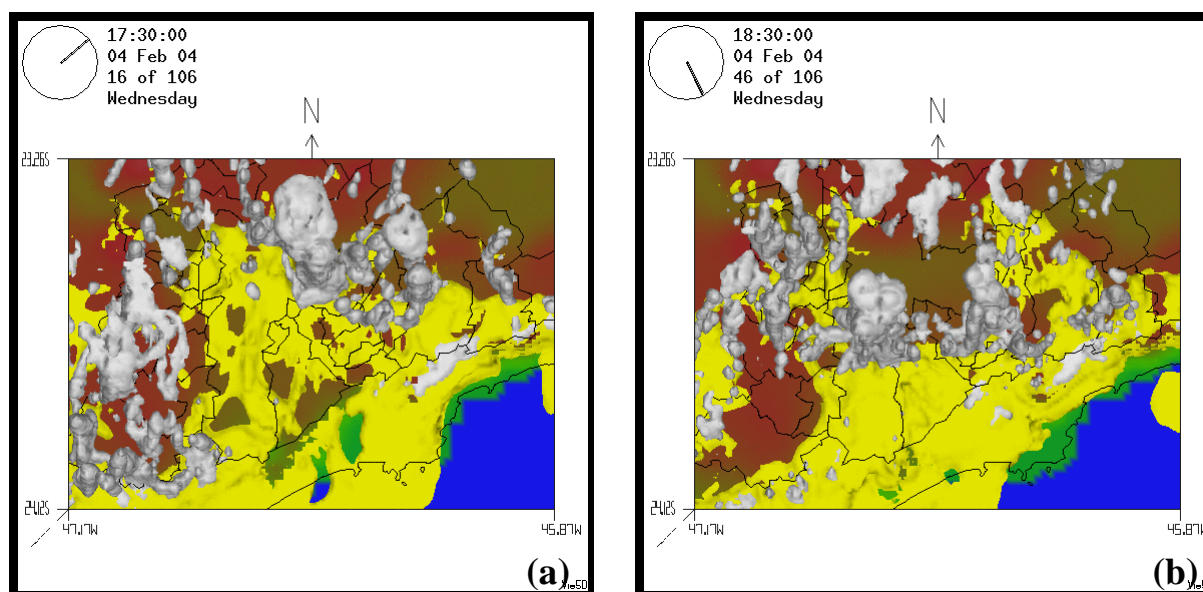
Como consequência da assimilação das medidas de superfície no caso de 04 de fevereiro de 2004, constatou-se queda do nível de condensação por levantamento (NCL) nas áreas próximas às localizações das estações CETESB. A Fig. 4.61 mostra que a diferença no nível de pressão do NCL entre os experimentos com (1AD2, Fig. 4.61a) e sem (1CTL, Fig. 4.61b) assimilação de dados atingiu valores de até +80 hPa em determinadas regiões do domínio de integração na grade de 1 km de resolução espacial. As regiões centro-oeste e sul da Capital apresentam sensível queda do NCL, o que favorece o disparo da convecção profunda numa situação de instabilidade convectiva.

A Fig. 4.62 mostra que as células convectivas nasceram, desenvolveram-se e se propagaram ao largo da isosuperfície da razão de mistura de vapor d'água de  $15 \text{ g kg}^{-1}$  associada à penetração da brisa marítima. Além disso, as células acompanharam o movimento das isosuperfícies. Sugere-se o uso destas como ferramentas para a previsão do deslocamento das tempestades na RMSP.





**Fig. 4.61:** Campos de diferença na pressão do nível de condensação por levantamento PNCL (hPa) entre os experimentos 1AD2 e 1CTL em 04 de fevereiro de 2004 às (a) 1830 UTC e (b) 1900 UTC, sombreados segundo a barra de cores. Intervalo de 20 hPa. Resolução de 1 km. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.

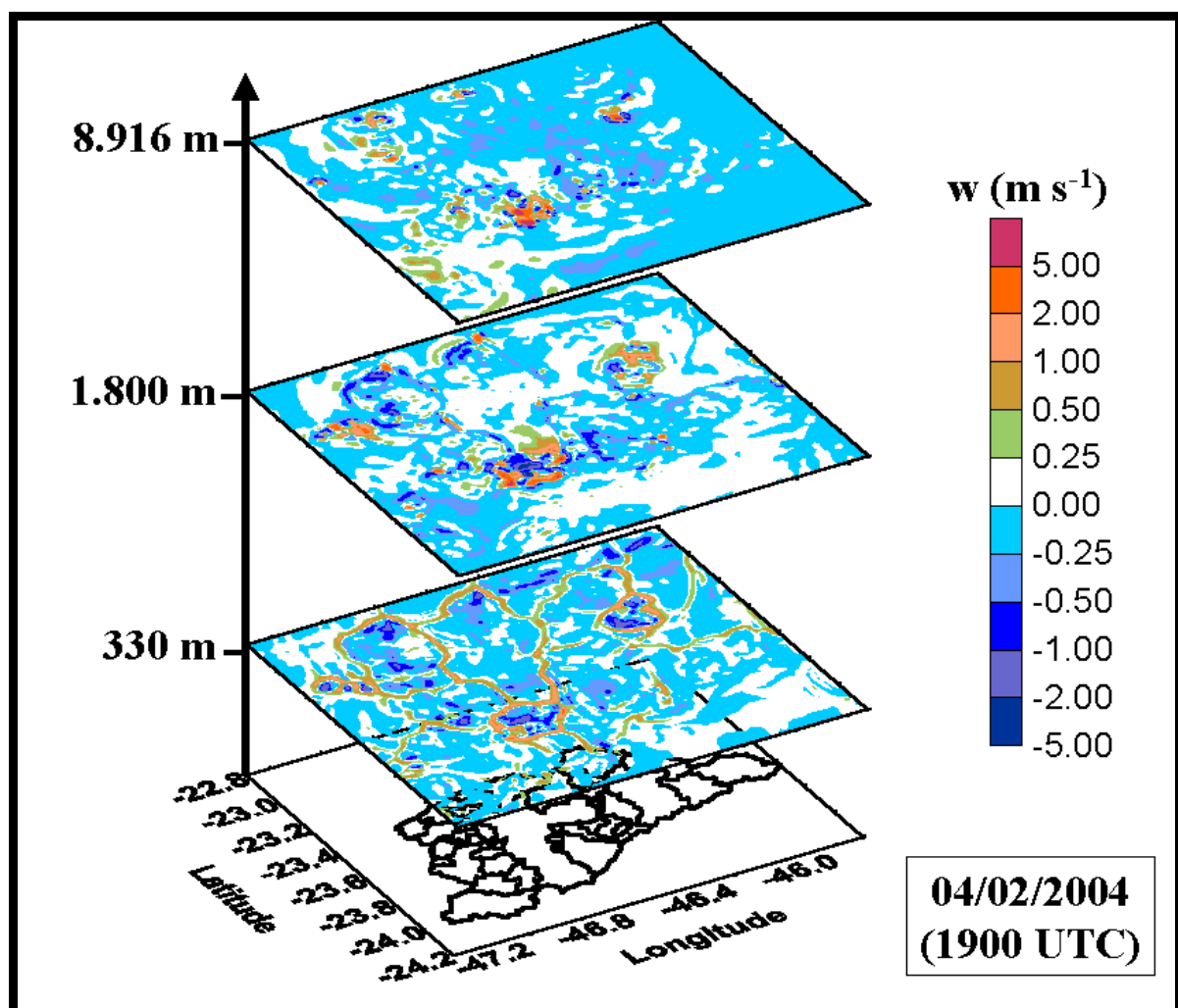


**Fig. 4.62:** Isosuperfícies 3D de razão de mistura de água de nuvem e de cristais de gelo de  $15 \text{ g kg}^{-1}$  (isosuperfícies brancas), que aproximadamente representa nuvens, e isosuperfície de razão de mistura de vapor d'água ( $15 \text{ g kg}^{-1}$ ). O campo de fundo nestas figuras refere-se à topografia (azul: oceano). O mapa da RMSP está indicado por contornos pretos. No centro do mapa encontra-se a Capital. O norte está indicado por uma seta e pela letra N. Datas e horários estão indicados no alto das figuras. Horas em UTC.

#### 4.3.3.4.3 Movimento vertical no experimento 1AD2

As células convectivas que se desenvolveram em 04 de fevereiro de 2004 na RMSP se contrapuseram ao movimento vertical subsidente naquele dia. A Fig. 4.63 mostra o campo de

movimento vertical às 1900 UTC onde estão sombreados de cor predominantemente azul clara movimentos descendentes de até  $-0.25 \text{ m s}^{-1}$ . Ao mesmo tempo, o movimento vertical ascendente moderado nas áreas das células convectivas atinge mais de 9.000 m de altitude e são acompanhados, em todos os níveis mostrados, por núcleos de movimento subsidente. As correntes descendentes são mais fortes em baixos níveis da troposfera. As formas geométricas pelas quais se dá a propagação das frentes de rajadas a 330 m da superfície assumem um padrão de Célula de Bernard (Kundu, 1990). Os núcleos de correntes descendentes aparecem no interior dos pentágonos.

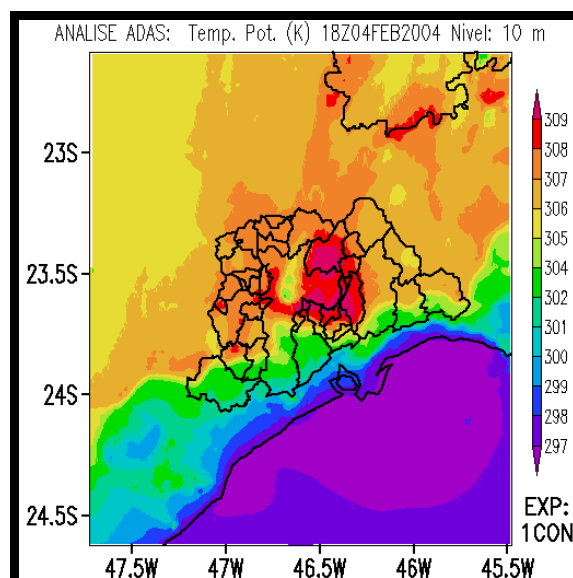


**Fig. 4.63:** Visão tridimensional dos campos de movimento vertical a 330 m, 1.800 m e 8.916 m da superfície às 1900 UTC de 04 de fevereiro de 2004 para o experimento 1AD2. Estão indicados os contornos geopolíticos da RMSP.

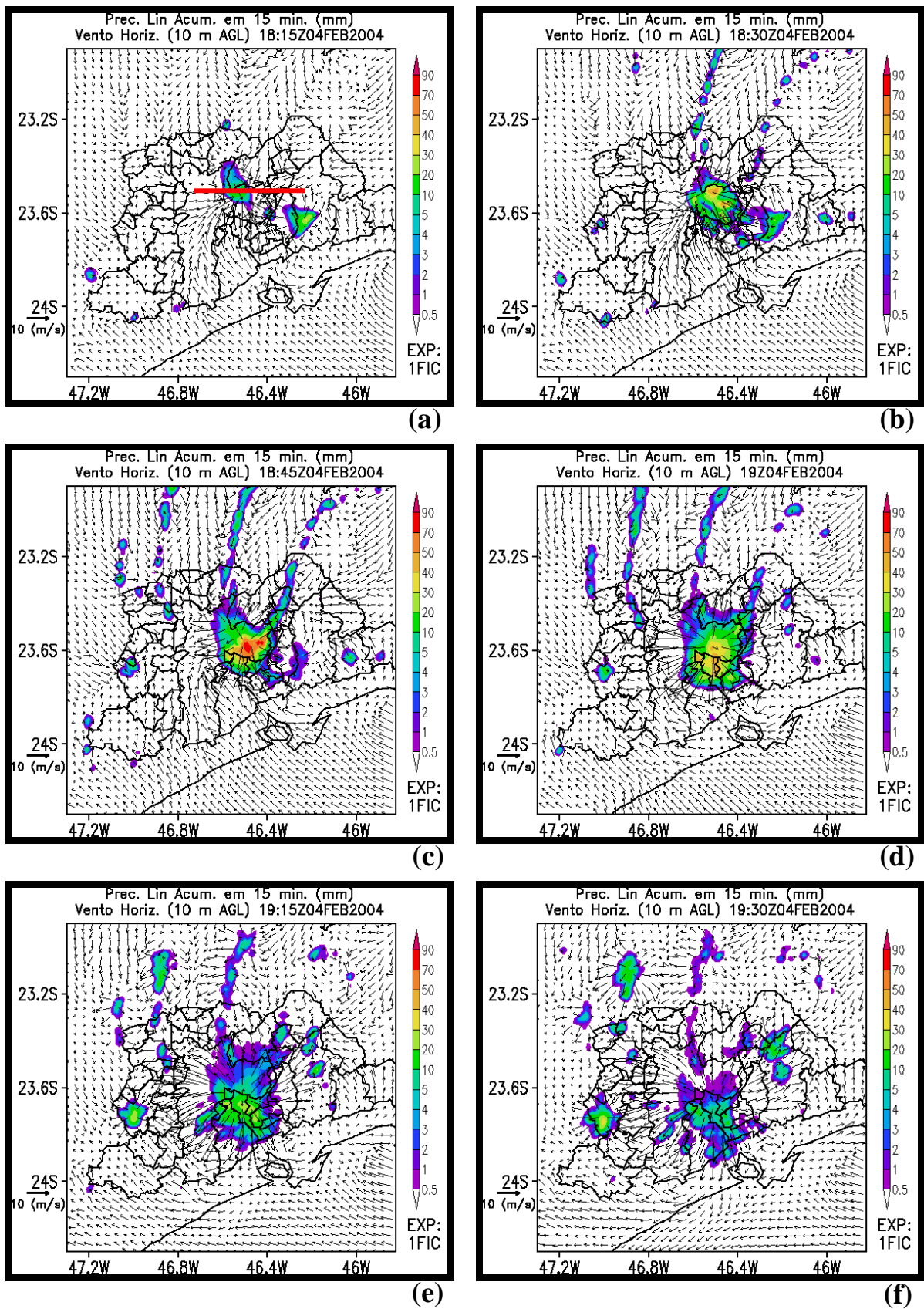
#### 4.3.3.4.4 Experimento com medidas de superfície fictícias

Como verificado nas seções anteriores, a posição da célula convectiva não corresponde ao observado, uma vez que a análise objetiva foi limitada pelo número de dados de superfície na Zona Leste de São Paulo. Assim, foram alteradas as condições ambientes do experimento 1AD2, tal que o aquecimento diferencial se estabelecesse na Zona Leste da cidade. Elaborou-se então um experimento com 1 km de resolução espacial denominado 1FIC. A Fig. 4.64 mostra a temperatura potencial no primeiro nível da análise ADAS após a assimilação dos dados de temperatura de até +4 °C nas estações fictícias. A influência vertical dos dados atingiu aproximadamente 1.000 m de altitude.

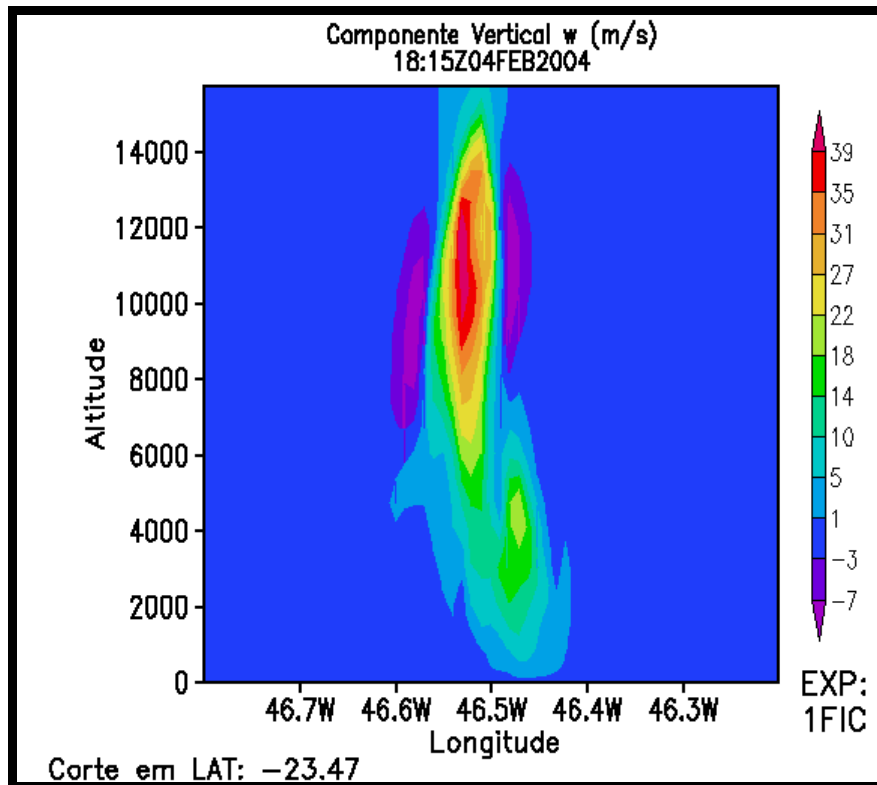
Os resultados da simulação 1FIC, iniciada às 1800 UTC, estão na Fig. 4.65. Nesta simulação não houve assimilação incremental de dados, de modo que o desenvolvimento de uma intensa célula convectiva foi motivado somente pela flutuação positiva das parcelas de ar em baixos níveis da CLP na região de forte aquecimento superficial artificial dada pelas condições iniciais fictícias. A duração do evento na simulação foi de aproximadamente 1 hora, resultado comparável ao observado. Na simulação, após as 1930 UTC (não mostrado) o sistema se dissipou, já fora dos limites da Capital. Os resultados sugerem que o evento de 04 de fevereiro de 2004 foi produzido pelo intenso aquecimento diferencial da superfície na Zona Leste de São Paulo, caracterizado pela presença de ilha de calor urbana naquela área.



**Fig. 4.64:** Temperatura potencial na análise objetiva ADAS com assimilação de dados fictícios de superfície às 1800 UTC de 04 de fevereiro de 2004, sombreada conforme as barras de cores. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.



**Fig. 4.65:** Precipitação acumulada em 15 minutos (mm) na parametrização de Lin no experimento 1FIC às (a)1815 UTC, (b) 1830 UTC, (c) 1845 UTC, (d) 1900 UTC, (e) 1915 UTC e (f) 1930 UTC de 04 de fevereiro de 2004, sombreada conforme as barras de cores. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.



**Fig. 4.66:** Corte vertical do componente vertical do vento em 23.47 °S às 1815 UTC de 04 de fevereiro de 2004 na simulação 1FIC, sombreada conforme a barra de cores. A seção de corte correspondente está mostrada na Fig. 4.65a.

A Fig. 4.66 mostra o corte vertical do componente vertical em 23.47 °S às 1815 UTC de 04 de fevereiro de 2004 na simulação 1FIC. O centro de máxima magnitude é de aproximadamente  $40 \text{ m s}^{-1}$ , acima de 8.000 m de altitude. A máxima precipitação à superfície ocorre mais ao sul da posição do corte vertical, às 1845 UTC (Fig. 4.65c). Este valor para a magnitude das correntes ascendentes em sistemas convectivos é típico de supercélulas (Cotton e Anthes, 1989). Assim, a inclusão dos efeitos de uma ilha de calor na CLP na Zona Leste de São Paulo produziu um sistema convectivo severo com características de supercélula na simulação de 04 de fevereiro de 2004.

## **5 - Conclusões e sugestões para trabalhos futuros**

### **5.1 Conclusões**

Dentre os diversos casos de enchentes observados na RMSP entre janeiro de 2003 e abril de 2005, os eventos de 02 e 04 de fevereiro de 2004 foram selecionados para o desenvolvimento deste estudo com foco nos mecanismos de disparo da convecção profunda. Foram utilizadas análises diagnósticas de medidas meteorológicas e simulações numéricas da atmosfera com o modelo regional ARPS. Para ambos os eventos, o perfil termodinâmico da temperatura potencial equivalente na região central da Capital de São Paulo indicava uma massa de ar quente e úmida em baixos níveis, sobrepostas por massas de ar frias e secas, favorável à instabilidade convectiva naquela área.

#### **5.1.1 O evento de 02 de fevereiro de 2004**

Segundo as análises das imagens GOES-12 no canal infravermelho e dos campos de estimativa de precipitação do radar meteorológico de São Paulo, o sistema convectivo de 02 de fevereiro de 2004 em estudo surgiu na Zona Leste de São Paulo entre 1830 UTC e 1900 UTC e se intensificou nas horas seguintes. As estimativas do radar meteorológico registraram precipitação no interior da Capital até pelo menos 2300 UTC, com altos valores acumulados em superfície. Constatou-se das imagens GOES-12 o alinhamento da convecção ao longo da costa em São Paulo, devido à brisa marítima.

Os campos de pressão à superfície do modelo de circulação global GFS indicaram um centro de baixa pressão no Atlântico, nas latitudes do Rio Grande do Sul, que se deslocou rapidamente para leste naquele dia. Havia uma faixa de baixa pressão sobre a costa brasileira sul e sudeste. Em médios e altos níveis da atmosfera, entretanto, a situação sinótica era dinamicamente desfavorável à convecção profunda, com subsidência naqueles níveis e convergência em 200 hPa sobre São Paulo.

O perfil vertical do vento do aeródromo de Campo de Marte indicou fraco cisalhamento direcional e a presença de um jato de altos níveis de intensidade moderada.

As simulações numéricas do evento mostraram que o modelo ARPS possui a física necessária para simular sistemas convectivos de escala local.

As grades numéricas com resoluções espaciais de 27 km e 9 km prescreveram a oscilação do vento devida ao efeito do aquecimento diferencial no período da tarde de 02 de fevereiro de 2004 e produziram precipitação nas regiões costeiras do Sul e Sudeste brasileiros com a parametrização de cúmulos de Kain-Fritsch. Estas simulações não resolveram adequadamente a amplitude e a fase da precipitação, bem como não desenvolveram sistemas convectivos individuais discerníveis nos campos analisados.

Na grade de 3 km, testes de sensibilidade quanto ao uso da parametrização de nuvens cúmulos de Kain-Fritsch indicaram que as simulações explícitas da convecção profunda foram melhores com a parametrização de microfísica de nuvens. A adição da parametrização de cúmulos nas simulações, apesar de apresentar bons resultados quanto à distribuição espacial dos sistemas de precipitação no evento do dia 02, altera a disponibilidade de umidade para os cálculos efetuados na parametrização microfísica, que é precedida pela parametrização de cúmulos, o que afeta a evolução explícita dos cúmulos profundos.

A análise dinâmica das células convectivas resultou um razoável número de fenômenos físicos identificáveis na simulação: correntes ascendentes com geração de Cbs com bigorna, cirros e domos; correntes descendentes e piscina de ar frio; ciclo de vida de tempestades; jato de baixos níveis antecedente ao máximo desenvolvimento convectivo numa das células de precipitação escolhida para estudo mais aprofundado. Em relação à microfísica de nuvens frias, as simulações de 3 km mostraram que a distribuição das espécies de água no espaço 3D do domínio numérico foi bastante realista e concordou com estudos observacionais (e.g., Cotton e Anthes, 1989).

Os campos de momento em baixos níveis na simulação de 3 km sugerem que, em situações típicas de verão na faixa leste de São Paulo, quando a instabilidade termodinâmica é intensificada ao longo do dia pelo aquecimento diabático diurno, as frentes de brisa e de rajadas constituem o principal mecanismo de levantamento das parcelas de ar próximas à superfície. Frequentemente, estas células convectivas, secundárias em relação às células de origem orográfica, são mais largas e profundas em relação a estas últimas.

O ARPS simulou adequadamente o forte resfriamento superficial de cerca de 10 °C devido às correntes descendentes que dão origem às frentes de rajada com velocidade de propagação típica de 6 m s<sup>-1</sup>. Segundo os resultados obtidos, frentes de rajada que colidem se combinam construtivamente na intensificação do movimento vertical ascendente, o qual dá origem a

novas células profundas. Por vezes, as frentes de brisa atuam como guias de ondas para a colisão das frentes de rajada, como no caso estudado, talvez um indicativo da ocorrência de novas células convectivas profundas. Nas células simuladas, no entanto, a máxima corrente ascendente foi menor que  $20 \text{ m s}^{-1}$  para o evento do dia 02.

Um jato de baixos níveis com núcleo máximo de velocidade de até  $11 \text{ m s}^{-1}$  próximo à superfície e associado a uma frente de rajada, foi responsável por uma das células surgidas no interior da Capital.

Os campos do gradiente do vapor d'água indicam o deslocamento de regiões de contraste de umidade na CLP e proporcionam monitoramento de colisões destas regiões. Os componentes horizontais e verticais da vorticidade relativa são importantes para o entendimento da dinâmica na camada limite planetária durante a seqüência de eventos simulados que culminam com o desenvolvimento de células convectivas profundas e altas quantidades de precipitação à superfície. Foram simulados rolos de vorticidade horizontal de baixos níveis com valores menores do que  $-1.3 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  e obtiveram-se indicações de que estes rolos horizontais possam se transformar em vorticidade relativa vertical com valores simulados menores do que  $-2.0 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  na grade de 3 km. Além disso, a análise 3D da vorticidade relativa vertical indicou entrelaçamento ciclônico entre os tubos verticais de vorticidade de sinais opostos, o que pode indicar uma interação entre efeitos dinâmicos de diferentes escalas espaciais.

Em 02 de fevereiro de 2004, as células convectivas simuladas surgiram na borda dianteira da isosuperfície de  $14 \text{ g kg}^{-1}$  de razão de mistura de vapor d'água e acompanharam o movimento de penetração da mesma pela área continental, cujo próprio movimento esteve associado à propagação da frente de brisa marítima em direção ao interior do continente. Os campos de gradiente de vapor d'água mostraram pontos de máxima magnitude com vários minutos de antecedência ao estabelecimento de máxima precipitação à superfície.

Os campos de vorticidade vertical relativa mostraram que as células convectivas simuladas possuíam dimensões espaciais suficientes para conterem pares de máxima vorticidade relativa de sinais opostos em seu interior, fenômeno característico das supercélulas. Estas, por sua vez, podem dar origem às microexplosões (correntes descendentes violentas) e, em situações meteorológicas favoráveis, a tornados. No entanto, estudos observacionais de supercélulas nos EUA indicam que estas devem apresentar tipicamente velocidade da componente vertical do



vento de mais de  $30 \text{ m s}^{-1}$  (e.g., Cotton e Anthes, 1989). As simulações de 02 de fevereiro de 2004 mostraram que as correntes verticais não ultrapassaram  $20 \text{ m s}^{-1}$ , o que sugere um mecanismo híbrido entre supercélula e célula convectiva profunda ordinária.

A propagação das frentes de rajada simuladas induziram movimento vertical ascendente no seu caminho. Houve indicações de que a propagação das tempestades pode ser conduzida na CLP pelo movimento horizontal destas frentes de rajada.

Os perfis simulados da atmosfera mostraram que os momentos que antecedem a chegada de uma frente de rajada num ponto onde a atmosfera está condicionalmente instável, conduzem ao surgimento de células convectivas. A aproximação da frente de brisa aumenta a umidade disponível em baixos níveis da atmosfera, baixa o NCL e proporciona um mecanismo de levantamento para as parcelas de ar, o que favorece o início da convecção. A CAPE é consumida durante a fase de maturação do sistema. Ao final do processo, a CAPE tende a zero, enquanto as curvas de T e Td se sobrepõem no diagrama termodinâmico. A temperatura cai à superfície devido à precipitação e às correntes descendentes. Esta seqüência de eventos está de acordo com a literatura científica (e.g., Cotton e Anthes, 1989).

### **5.1.2 O evento de 04 de fevereiro de 2004**

A situação sinótica em 04 de fevereiro de 2004 foi semelhante à de 02 de fevereiro de 2004. A faixa leste do Estado de São Paulo estava sob domínio de subsidência nos níveis médios e altos da troposfera e com convergência de massa em 200 hPa. Um ciclone extratropical se formou nas proximidades do Rio das Pratas na Argentina e rapidamente se deslocou para leste sobre o Atlântico. Uma zona de baixa pressão relativa se estabeleceu na região costeira de São Paulo e deu suporte à atividade convectiva na região. Em altos níveis, porém, havia pouco suporte para convecção profunda na maior parte do dia.

As estimativas de precipitação do radar meteorológico de São Paulo indicaram o início da convecção de forma localizada nas proximidades da RMSP em torno das 1700 UTC, nas regiões de interação entre o fluxo de massa de baixos níveis e a topografia, assim como no caso de 02 de fevereiro de 2004. O intenso núcleo de precipitação na Zona Leste da Capital surgiu entre 1800 e 1830 UTC e se intensificou até 1930 UTC. O radar monitorou a precipitação na Capital até 2030 UTC. Somente sobre a Zona Leste de São Paulo, o sistema teve duração de aproximadamente 2 horas.

As simulações numéricas nas grades de 27 km e 9 km indicaram que a entrada de brisa marítima foi adequadamente simulada. Os resultados desta grade foram muito semelhantes aos do evento de 02 de fevereiro de 2004. Os testes de sensibilidade do ARPS de alta resolução espacial resultaram em simulações similares às observações, mas ainda com erros na fase e amplitude da precipitação em superfície.

A resolução mais alta do modelo acrescentou detalhes importantes às simulações. No caso de 04 de fevereiro de 2004, evidenciou-se que a especificação das variáveis meteorológicas de superfície melhora a fase dos sistemas convectivos profundos na RMSP.

A análise ADAS com a assimilação de dados medidos de superfície indicou uma ilha de calor em 04 de fevereiro de 2004 com aquecimento diferencial de até 4 °C nas áreas monitoradas pela rede de superfície. Este aquecimento na CLP da grade de 9 km foi suficiente para aumentar a CAPE em cerca de 1.000 J kg<sup>-1</sup> nas mesmas áreas. Além disso, estas simulações indicaram que o Número de Richardson Global caiu de 100 para 75 naquelas regiões, aumentando o risco de ocorrência de supercélulas.

A assimilação de dados de superfície na grade de 1 km caracterizou melhor a ilha de calor urbana, baixou o NCL em até 80 hPa e favoreceu o desenvolvimento de uma célula convectiva profunda com a geração de altas quantidades de precipitação acumulada à superfície. A célula simulada produziu precipitação por aproximadamente 1 hora, portanto, 1 hora a menos do que o observado. Assim, os efeitos obtidos com a assimilação de medidas meteorológicas foram limitados. Os resultados também evidenciaram a necessidade de uma rede de superfície de mesoescala na RMSP.

As células geradas pelas simulações de 1 km no evento de 04 de fevereiro de 2004 surgiram na borda dianteira da isosuperfície de 15 g kg<sup>-1</sup> de razão de mistura de vapor d'água e acompanharam o movimento horizontal da mesma pela RMSP, o que reforça a sugestão de que o monitoramento de alguns valores de isosuperfícies entre 13 e 16 g kg<sup>-1</sup> pode ser uma ferramenta útil no acompanhamento das tempestades em dias de verão.

A assimilação de dados fictícios de temperatura na região da Zona Leste de São Paulo forneceu uma simulação em que foi gerada uma supercélula com duração de 1 hora, comparável ao observado por radar e satélite. A máxima corrente ascendente foi maior do que 40 m s<sup>-1</sup> nos primeiros 15 minutos de simulação e as taxas de precipitação foram próximas ao observado para o evento.

## 5.2 Sugestões para trabalhos futuros

A pesquisa sobre sistemas convectivos intensos requer melhor resolução espacial e temporal das variáveis meteorológicas nas escalas meso- $\alpha$  a micro- $\alpha$ , assimilação em modelos de mesoescala e parametrizações físicas dos processos não resolvidos pelo modelo (Pereira Filho e Crawford, 1999; Pereira Filho et al., 1999; Zhu e Navon, 1999; Morss e Emanuel, 2002). No caso específico da RMSP, os efeitos da ilha de calor e circulações da camada limite planetária são importantes.

A melhor caracterização fisiográfica de superfície no Vale do Paraíba é importante, uma vez que muitos dos sistemas convectivos se desenvolvem a partir dele (Vicente et al., 2002).

A dinâmica do modelo e a parametrização de microfísica de nuvens são adequadas para a simulação de convecção profunda. A previsibilidade desses fenômenos pode ser melhorada por:

- 1) abordagem determinística, onde as previsões dependem apenas das condições iniciais;
- 2) abordagem estatística, onde condições iniciais levemente perturbadas resultam na previsão por conjuntos de simulações.

Sugerem-se, assim, os seguintes tópicos:

- Analisar e modelar a convecção profunda na BAT/RMSP por meio dos dados provenientes do SIHESP (Sistema Integrado Hidrometeorológico do Estado de São Paulo) e simulações numéricas de altíssima resolução espacial com o modelo ARPS;
- Aprimorar modelos conceituais dos sistemas precipitantes severos associados à convecção profunda na região da BAT/RMSP, os quais poderão aumentar o grau de acurácia de previsões de tempo;
- Desenvolver e avaliar a previsão por conjuntos no contexto do SIHESP para as tempestades convectivas na BAT/RMSP.
- Implementar e ajustar o ADAS e o seu sistema de assimilação de dados variacional tridimensional (3DVAR), visando aplicações na previsão do tempo de curto prazo

associada à convecção profunda para BAT/RMSP e com auxílio do novo radar meteorológico móvel banda-X do DCA/IAG/USP.

- Utilizar o radar móvel banda-X Doppler para estudar frentes de rajada na RMSP.

A introdução das medidas atmosféricas obtidas pelo novo radar nas pesquisas associadas com os temas deste trabalho certamente trará benefícios valiosos e poderá elevar o conhecimento sobre os mecanismos de disparo das tempestades severas na RMSP a novos patamares científicos.

## 6 - Referências bibliográficas

- Albers, S. C., **1995**: The LAPS wind analysis. *Wea. and Forecasting*, 10, 342-352.
- Albers, S. C., McGinley, J. A., Birkenheuer, D. L., Smart, J. R., **1996**: The local analysis and prediction system (LAPS): Analysis of clouds, precipitation and temperature. *Wea. And Forecasting*, 11, 273-287.
- Amorim et al., **2005**: Yes, we do have tornadoes in São Paulo, Brazil. From mesoscale models to the radar reflectivity point of view, 32nd Conference on Radar Meteorology, Albuquerque, NM, USA (CDROM)
- Anthes, R. A., **1976**: Numerical prediction of severe storms - certainty, possibility, or dream?. *Bull. Am. Met. Soc.*, 57, 423-430.
- Barnes, S., **1964**: A technique for maximizing details in numerical map analysis. *J. Appl. Meteorol.*, 3, 395-409.
- Barros, M. T. L., Pereira Filho, A. J., Gandu, A. W., Hallak, R., Andrioli, C. P., **2004**: Impacto hidrológico das precipitações observadas na região metropolitana de São Paulo nos dias 04 de fevereiro de 2004 e 29 de janeiro de 2004. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE, 28 de Agosto a 03 de Setembro de 2004 (CDROM).
- Betts, A. K., Fuentes, J. D., Garstang, M., Ball, J. H., **2002**: Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondônia during the rainy season. *J. Geophys. Res.*, 107, 13-1, 13-14.
- Bloom, S. C., Takacs, L. L., da Silva, A. M., Ledvina, D., **1996**: Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1256-1271.
- Bluestein, H. B., **1993**: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and Theory of Weather Systems*. Oxford University Press, New York, EUA, 594 pp.
- Bolton, D., **1980**: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1046-1053.
- Bonatti J. P., Rao, V. B., **1987**: Moist baroclinic instability of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2657-2667.
- Bratseth, A. M., **1986**: Statistical interpolation by means of successive corrections. *Tellus*, 38A, 439-447.
- Browning, K. A., **1986**. Conceptual models of precipitation systems. *Wea. Forecasting*, 1, 23-41.
- Browning, K. A., **1988**: The data base and physical basis of mesoscale forecasting. Presented at the 40th Session of the Executive Council World Meteorological Organization. Geneva, 14 June 1988.
- Buizza, R., **1997**: Potential forecast skill of ensemble prediction and spread of skill distributions of the ECMWF ensemble prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 99-119.
- Charney, J., Halem, M., Jastrow, R., **1969**: Use of incomplete historical data to infer the present state of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 26, 1160-1163.
- Cotton, W. R., Anthes, R. A., **1989**: *Storm and cloud dynamics*. Academic Press, Inc., San Diego, California, EUA. 881 pp.
- Crook, N. A., **1996**: Sensitivity of moist convection forced by boundary layer process to low-level thermodynamic fields. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1768-1785.
- Daley, R., **1985**: The analysis of synoptic scale divergence by a statistical interpolation procedure. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1066-1079.
- Daley, R., **1991**: *Atmospheric Data Analysis*. Cambridge University Press, 420 pp.
- D'All Antonia Jr., A. M., Silva Dias, M. A. F., **1990**: Vórtices de ar frio na América do Sul: análise diagnóstica.. *Anais do VI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Salvador, Bahia, 19-23 de Novembro de 1990, 560-564.

- Davies, H., **1983**: Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1002-1012.
- Doty, B., **1995**: The Grid Analysis and Display System. User's guide. Center of Ocean-Land-Atmosphere Studies. 148 pp.
- Droegemeier, K. K., Wilhelmson, R. B., **1985a**: Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm outflows. Part I: Control simulation and low-level moisture variations. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2381-2403.
- Droegemeier, K. K., Wilhelmson, R. B., **1985b**: Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm outflows. Part II: Variations in vertical wind shear. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2404-2414.
- Errico, R. M., **1997**: What is an adjoint model?, *Bull. Am. Met. Soc.*, v. 78, 2577-2591.
- Errico, R. M., Fillion, L., Nychka, D., Lu, Z. Q., **2000**: Some statistical considerations associated with the data assimilation of precipitation observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, A, 339-359.
- Errico, R. M., Stensrud, D. J., Reader, K. D., **2001**: Estimation of the error distributions of precipitation produced by convective parameterizations schemes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, B, 2495-2512.
- Fillion, L., **2002**: Variational assimilation of precipitation data and gravity wave excitation. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 357-371.
- Freitas, E. D., Rozoff, C., Cotton, W. R., Silva Dias, P. L., **2007**: Interactions of an urban heat island and sea breeze circulations during winter over the Metropolitan Area of São Paulo - Brazil. *Boundary-Layer Meteorology*, 122, 43-65.
- Fujita, T., **1981**: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1511-1534.
- Gan, M. A., Rao, V. B., **1991**: Surface cyclogenesis over South America. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1293-1302.
- Gandim, L. S., **1988**: Complex quality control of meteorological observations. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1137-1156.
- Gandu, A. W., Silva Dias, M. A. F., **1984**: Tipos e dimensões de ecos de radar associados com sistemas de precipitação na parte leste do Estado de São Paulo. *Anais do III Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Belo Horizonte, Minas Gerais, 3 a 7 de dezembro de 1984, v. 1, 449-456.
- Greenwald, T. J., Hertenstein, R., Vukicevic, T., **2002**: An all-weather observational operator for radiance data assimilation with mesoscale forecast models. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 1882-1897.
- Guedes, R. L., Silva Dias, M. A. F., **1984**: Estudo de tempestades severas associadas com o jato subtropical na América do Sul. *Anais do III Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Belo Horizonte, Minas Gerais, 3 a 7 de dezembro de 1984, v.2, 289-296.
- Guo, Y. R., Kuo, Y. H., Dudhia, J., Parsons, D., Rocken, C., **2000**: Four-dimensional variational data assimilation of heterogeneous mesoscale observations for a strong convective case. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 619-643.
- Haas, R., Ambrizzi, T., Pereira Filho, A. J., **2000**: Comparação de desempenho entre um cluster PC-LINUX e um SP2 em simulações com o modelo ARPS. I Encontro Brasileiro de Modelagem Atmosférica, XI CBMET, Rio de Janeiro, Outubro de 2000.
- Haas, R., Pereira Filho, A. J., Ambrizzi, T., **2002a**: Simulação de um evento de chuva orográfica prolongada com o modelo ARPS: testes de sensibilidade com as parametrizações de precipitação. *Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Poços de Caldas, Paraná, 04 a 11 de Agosto de 2002 (CDROM).
- Haas, R., Pereira Filho, A. J., Ambrizzi, T., **2002b**: Previsão de chuva quantitativa com o modelo ARPS: teste de sensibilidade com o esquema de Kain-Fritsch para três eventos de

- enchente no sul do Brasil. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Poços de Caldas, Paraná, 04 a 11 de Agosto de 2002 (CDROM).
- Hallak, R., Silva Dias, M. A. F., **1994**: Análise de casos de formação de vórtices de ar frio. Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Congresso Latino Americano e Ibérico de Meteorologia, Belo Horizonte, Minas Gerais, 18 a 25 de Outubro de 1994, v.2, 613-616.
- Hallak, R., Silva Dias, P. L. **1996**: A Operacionalização da previsão regional com o RAMS no DCA/IAG/USP. Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos do Jordão, São Paulo, 06 a 13 de novembro de 1996, 795-799.
- Hallak, R., Silva Dias, M. A. F., **1999**: Inverted comma cloud in a conveyor belt framework: case study of 22 August 1989. Climanálise online. Acesso em 28 de outubro de 2006.
- Hallak, R., Silva Dias, M. A. F., **2000a**: Estudo diagnóstico de um vórtice de ar frio – Parte I: aspectos de grande escala. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 16 a 20 de Outubro de 2000 (CDROM).
- Hallak, R., Silva Dias, M. A. F., **2000b**: Estudo diagnóstico de um vórtice de ar frio – Parte II: aspectos de mesoescala. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 16 a 20 de Outubro de 2000 (CDROM).
- Hallak, R., Pereira Filho, A. J., Gandu, A. W., Leme de Barros, M. T., **2004a**: Simulação numérica de precipitação intensa na Região Metropolitana de São Paulo com o modelo de mesoescala ARPS. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE, 28 de Agosto a 03 de Setembro de 2004 (CDROM).
- Hallak, R., Pereira Filho, A. J., Gandu, A. W., Silva, F. G., **2004b**: Uso do modelo de mesoescala ARPS para simulações de tempestades severas em altíssima resolução espacial na Bacia do Alto Tietê. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE, 28 de Agosto a 03 de Setembro de 2004 (CDROM).
- Hallak, R., Pereira Filho, A. J., Gandu, A. W., **2006a**: Simulação numérica do ciclo de vida de uma célula convectiva profunda e a parametrização de microfísica de nuvens de Lin no modelo ARPS XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, SC, 28 de Novembro a 1 de Dezembro de 2006 (CDROM).
- Hallak, R., Pereira Filho, A. J., Gandu, A. W., **2006b**: Simulação numérica de células convectivas profundas com o modelo ARPS em alta resolução espaço-temporal. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, SC, 28 de Novembro a 1 de Dezembro de 2006 (CDROM).
- Hallak, R., Pereira Filho, A. J., Gandu, A. W., **2006c**: Simulação numérica de frentes de brisa e de rajadas associadas a células convectivas profundas com o modelo ARPS em alta resolução espaço-temporal. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, SC, 28 de Novembro a 1 de Dezembro de 2006 (CDROM).
- Harrison, M. S. J., Palmer, T. N., Richardson, D. S., Buizza, R., **1999**: Analysis and model dependencies in medium-range ensembles: Two transplant case studies. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 2487–2516.
- Houze, R. A., **1993**: *Cloud Dynamics*, International Geophysics Series, Academic Press, v. 53, 573pp.
- Hsie, E., Farley, R. D., Orville, H. D., **1980**: Numerical simulation of ice-phase convective cloud seeding. *J. Appl. Meteor.*, 19, 950-977.
- Johnson, R. H., Mapes, B. E., **2001**: Mesoscale processes and severe convective weather, in severe convective storms, Charles A. Doswell III, Editor. *Meteorological Monographs*, A. M. S., Vol. 28.
- Kain, J. S., Fritsch, J. M., **1993**: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*. *Meteor. Monogr.*, Amer. Meteor. Soc., 165-170.

- Kalnay, E., Lord, S. J., McPherson, R. D., **1998**: Maturity of operational numerical weather prediction: Medium range. *Bull. Am. Met. Soc.*, 79, 2753-2769.
- Kalnay, E., **2004**: Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press. United Kingdom. 341 pp.
- Kimberly, L. E., Stensrud, D. J., Crawford, K. C., **2002**: Explicit cloud-scale models for operational forecasts: a note of caution. *Wea. Forecasting*, 17, 873-884.
- Klemp, J. B., Wilhelmson, R. B., **1978**: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096.
- Klinker, E., Rabier, F., Kelly, G., Mahfouf, J. F., **2000**: The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. III: Experimental results and diagnostics with operational configuration. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, A, 1191-1215.
- Kuo, Y. H., Guo, Y. R., **1989**: Dynamic initialization using observations from a hypothetical network of profilers. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1975-1989.
- Kundu, P. K., **1990**: Fluid Mechanics. Academic Press, Inc., San Diego, California (EUA). 638 pp.
- Laurent, H., Machado, L. A. T., **1994**: Extração do vento através das imagens de satélite meteorológico. *Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Congresso Latino Americano e Ibérico de Meteorologia*, Belo Horizonte, Minas Gerais, 18 a 25 de outubro de 1994, 410.
- Le Dimet, F. X., Navon, I. M., Daescu, D. N., **2002**: Second-order information in data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 629-648.
- Lin, N.-T., Farley, R. D., Orville, H. D., **1983**: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.
- Lipton, A. E., Haar, T. H. V., **1989**: Mesoscale analysis by numerical modeling coupled with sounding retrieval from satellites. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1308-1329.
- Lorenc, A. C., **1986**: Analysis methods for numerical weather prediction. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 1177-1194.
- Lorenc, A. C., Bell, R. S., MacPherson, B., **1991**: The Meteorological Office analysis correction data assimilation scheme. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 117, 59-89.
- Lorenc, A. C., **1995**: Atmospheric Data Assimilation, Scientific Paper No. 34. Em <http://www.met-office.gov.uk/research/nwp/analysis/mesoscale>. Acesso em 06 de junho de 2004.
- Lorenc, A. C., Ballard, S. P., Bell, R. S., Ingleby, N. B., Andrews, P. L. F., Barker, D. M., Bray, J. R., Clayton, A. M., Dalby, T., Li, D., Payne, T. J., Saunders, F. W.: **2000**. The Met. Office global three-dimensional variational data assimilation scheme. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, B, 2991-3012.
- Lorenz, E., **1963**: Deterministic non-periodic flow. *J. Atmos. Sci.*, 20, 130-141.
- MacDonald, A. E., Xie, Y. F., Ware, R.H., **2002**: Diagnosis of three-dimensional water vapor using a GPS network. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 386-397.
- Machado, L. A. T., Silva Dias, M. A. F., **1982**: Análise de uma tempestade severa sobre a cidade de São Paulo: um exemplo de interação entre diferentes escalas de movimento. *Anais do II Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Pelotas, Rio Grande do Sul, 18 a 22 de Outubro de 1982, 18-40.
- Machado, A. J., Silva Dias, M. A. F., **1990**: Circulações locais durante o Experimento Meteorológico III do projeto RADASP II. *Anais do VI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Salvador, Bahia, 19 a 23 de Novembro de 1990, 310-314.
- Marshall, J. S., Palmer, W. M. K., **1948**: The distribution of raindrops with size. *J. of Meteo.*, 5, 165-166.



- Massambani, O., Carvalho, L. M. V., Vasquez, M. A., **1992**: Tornado ou microburst? Um diagnóstico por radar do caso de Itu. Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, São Paulo, 20 de setembro a 2 de outubro de 1992, 763-768.
- Menezes, W. F., **1997**: Tempestades severas: um modelo para latitudes subtropicais. Tese de doutoramento apresentado ao DCA/IAG/USP, São Paulo, Brasil, 174 pp.
- Menezes, W. F., Silva Dias, M. A. F., **1998**: Simulação numérica dos casos "Itu" e "Ribeirão Preto": comparação entre casos de tempestades imersas em ambientes com diferentes padrões de cisalhamento vertical do vento. Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, Distrito Federal, outubro de 1998 (CDROM).
- Mesinger, F., Arakawa, A., **1976**: Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publications Series – WMO/ICSU Joint Organization Committee, n<sup>o</sup>. 14, 64 pp.
- Miranda, R. M., **2001**: Caracterização físico-química e propriedades ópticas do aerossol urbano na Região Metropolitana de São Paulo. Tese de doutoramento apresentado ao DCA/IAG/USP, São Paulo, Brasil, 188 pp.
- Morss, R. E., Emanuel, K. A., **2002**: Influence of added observations on analysis and forecast errors: Results from idealized systems. Quart. J. Roy. Met. Soc., 128, A, 285-321.
- Oliveira, L. L., Vianello, R. L., Ferreira, N. J., **2001**: Meteorologia fundamental, EdiFAPES, Erechim/RS, 423 pp.
- Oliveira, A. P., Silva Dias, **1982**: Aspectos observacionais da brisa marítima em São Paulo. Anais do II Congresso Brasileiro de Meteorologia, Pelotas, Rio Grande do Sul, Outubro de 1982, 129-161.
- Oliveira, A. P., **1992**: Projeto “Estudo da dinâmica da CLP em regiões tropicais e subtropicais”. Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, São Paulo, 20 de setembro a 2 de outubro de 1992, 432-436.
- Orlanski, I., **1975**: A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. Bull. Am. Met. Soc., 56, 527-530.
- Pereira Filho, A. J., B. P. F. Braga Jr., M. T. L. Barros e C. V. M. Carerra, **1991**: Previsão de inundações: radar meteorológico resolve? IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Rio de Janeiro, RJ, dez/1991. Vol. 3: 1-11.
- Pereira Filho, A. J., Crawford, K. C., **1999**: Mesoscale precipitation fields. Part I: Statistical analysis and hydrologic response. J. Appl. Meteor., 38, 82-101.
- Pereira Filho, A. J., Crawford, K. C., Stensrud, D. J., **1999**: Mesoscale precipitation fields. Part II: Hydrometeorologic modeling. J. Appl. Meteor., 38, 102-125.
- Pereira Filho, A. J., **2000**: Chuvas de verão e as enchentes na Grande São Paulo: El Niño, Brisa Marítima e Ilha de Calor. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 16 a 20 de Outubro de 2000 (CDROM).
- Pereira Filho, A. J., Nakayama, P. T., **2001**: Intercomparison of radar Rainfall Estimates and Rain Gage Measurements in Sao Paulo, Brazil. Fifth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar. Kyoto, Japan, BR02.
- Pereira Filho, A. J., Haas, R., Ambrizzi, T., **2002**: Caracterização de eventos de enchente na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, Paraná, 04 a 11 de Agosto de 2002 (CDROM).
- Pereira Filho, A. J., Barros, M. T. L., Hallak, R., Gandu, A. W., **2004**: Enchentes na região metropolitana de São Paulo: aspectos de mesoescala e avaliação de impactos. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE, 28 de Agosto a 03 de Setembro de 2004 (CDROM).
- Pereira Filho, A. J., Massambani, O., Hallak, R., Karam, H., **2005**: A hidrometeorological forecast system for the Metropolitan Area of São Paulo. In World Weather Research

- Program Symposium on Nowcasting and Very Short Range Forecasting - Toulouse, France, Météofrance, 2005 (CDROM).
- Powers, J. G., Gao, K., **2000**: Assimilation of DMSR and TOVS satellite soundings in a mesoscale model. *J. Appl. Meteor.*, 39, 1727-1741.
- Ramamurthy, M. K., Carr, F.H., **1987**: Four-dimensional data assimilation in the monsoon region. Part I: experiments with wind data. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1678-1706.
- Rao, P. A., Velden, C. S., Braun, S. A., **2002**: The vertical error characteristics of GOES-derived winds: Description and experiments with numerical weather prediction. *J. Appl. Meteor.*, 41, 253-271.
- Roebber, P. J., Schultz, D. M., Colle, B. A., Stensrud, D. J., **2004**: Toward improved prediction: high-resolution and ensemble modeling systems in operations. *Wea. Forecasting*, 19, 936-949.
- Rotunno, R., **1981**: On the evolution of thunderstorm rotation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 577-586.
- Rotunno, R., Klemp, J. B., **1982**: The Influence of the Shear-Induced Pressure Gradient on Thunderstorm Motion. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 136-151.
- Rotunno, R., **1986**: Tornadoes and Tornadogenesis, in *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Cap. 18, American Meteorological Society, 414-436.
- Rotunno, R., Klemp, J. B., Weisman, M. L., **1988**: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463-485.
- Rutledge, S. A., Hobbs, P. V., **1984**: The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. XII: A Diagnostic Modeling Study of Precipitation Development in Narrow Cold-Frontal Rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2949-2972.
- Sales, F. H., **2000**: Aspectos observacionais e simulações numéricas de uma linha de instabilidade simétrica de longa duração. Dissertação de mestrado apresentada ao DCA/IAG/USP, São Paulo, Brasil, 88 pp.
- Sales, F. H., Pereira Filho, A. J., **2005**: Study of a long-lived symmetric squall line in southeast Brazil. *Rev. Bra. de Meteor.*, 20, 421-436.
- Sakuragi, J., Hallak, R., **1996**: A previsão do CPTEC como estimativa inicial para a inferência dos perfis verticais do TOVS. *Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Campos do Jordão, São Paulo, 06 a 13 de novembro de 1996, 582-586.
- Sashegyi, K. D., Harms, D. E., Madala, R. V., Ramsn, S., **1993**: Application of the Bratseth scheme for the analysis of GALE data using a mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2331-2350.
- Satyamurty, P., Ferreira, C. C., Gan, M. A., **1990**. Cyclonic Vortices over South America. *Tellus*, 42A(1),194-201.
- Schlatter, T. W., **2000**: Variational assimilation of meteorological observations in the lower atmosphere: a tutorial on how it works. *J. Atmos. And Solar-Terr. Physics*, 62, 1057-1070.
- Schultz, P., **1995**: An explicit cloud physics parameterization for operational numerical weather prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3331-3343.
- Scolar, J., **1983**: Evolução temporal das condições sinóticas associadas às linhas de instabilidade pré-frontais. Dissertação de Mestrado, DCA/IAG/USP, São Paulo, Brasil, 85 pp.
- Sharman, R. D., Keller, T. L., Wuertele, M. G., **1988**: Incompressible and anelastic flow simulations on numerically generated grids. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1124-1136.
- Silva Dias, M. A. F., **1987**: Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2, 133-150.

- Silva Dias, M. A. F., **1988**: Mesoscale. Weather Systems – South American Phenomena. Presented at the 40th Session of the Executive Council World Meteorological Organization. Geneva, 14 June 1988.
- Silva Dias, M. A. F., **2000**: Thunderstorm dynamics in a scale interaction framework. *Ciência e Natura*. Santa Maria, RS. V. especial, 55-74.
- Silva Dias, M. A. F., Lima, M. A., **1980**: Detecção de uma linha de instabilidade pré-frontal através de análise dos campos meteorológicos de superfície e do radar meteorológico da Fundação Educacional de Bauru. *Anais do I Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Campina Grande - PB.
- Silva Dias, M. A. F., Grammelsbacher, E. A., **1991**: A possível ocorrência de tornado em São Paulo no dia 26 de abril de 1991: um estudo de caso. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 6, 513-522.
- Silva Dias, P. L., Etchichury, P., Sclar, J., Pereira Filho, A. J., Satyamurti, P., Silva Dias, M. A. F., Grammelsbacher, I., Grammelsbacher, E., **1991**. As chuvas de março de 1991 na região de São Paulo, *Climanálise*, v.6, 5, 44-59.
- Silveira R. B., Silva Dias, M. A. F., **1990**: Análise dos ecos de radar de São Paulo durante o EM-III - diagnóstico de superfície e estudo da precipitação. *Anais do VI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Salvador, Bahia, 19 a 23 de Novembro de 1990, 738-742.
- Stauffer, D. R., Seaman, N. L., **1990**: Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part: I: experiments with synoptic-scale data. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1250-1277.
- Stauffer, D. R., Seaman, N. L., Binkowski, F. S., **1991**: Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part: II: effects of data assimilation within the planetary boundary layer. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 734-754.
- Stensrud, D. J., Bao, J-W., Warner, T. T., **2000**: Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2077-2107.
- Stull, R. B., **2000**: *Meteorology for scientists and engineers*. Thomson Brooks/Cole, 528 pp.
- Velasco, I., Fritsh, J. M., **1987**: Mesoscale convective complexes over the Americas. *J. Geophys. Res.*, 92, 9591-9613.
- Vicente, E. C., Sangiolo, C. A., Pereira Filho, A. J., **2002**: Características das precipitações convectivas intensas na área do radar meteorológico de São Paulo. *Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Poços de Caldas, Paraná, 04 a 11 de Agosto de 2002 (CDROM).
- Wakimoto, R. M., **1982**: The life cycle of thunderstorms gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1050-1082.
- Weckwerth, T. M., Parsons, D. B., **2006**: A review of convection initiation and motivation for IHOP\_2002. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 5-22.
- Weisman, M. L., Klemp, J. B., **1982**: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.
- Weisman, M. L., Klemp, J. B., **1984**: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2479-2498.
- Weisman, M. L., Klemp, J. B., **1986**: Characteristics of isolated convective storms. In: *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Ed. Peter S Ray, American Meteorological Society, 331-358.
- Wilson, J. W., Foote, G. B., Crook, N. A., Fankhauser, J. C., Wade, C. G., Tuttle, J. D., Mueller, C. K., Krueger, S. K., **1992**: The role of boundary-layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of thunderstorms: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1785-1815.

- Xue, M., Droegemeier, K. K., Wong, W., Shapiro, A., Brewster, K., **1995**: Advanced Regional Prediction System Users Guide. University of Oklahoma, USA, 380 pp.
- Xue, M., Droegemeier, K. K., Wong, V., **2000**: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification. *Meteor. Atmos. Phys.*, 75, 161-193.
- Xue, M., Droegemeier, K. K., Wong, V., Shapiro A., Brewster, K., Carr, F., Weber, D., Liu, Y., Wang, D.-H., **2001**: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part II: Model physics and applications. *Meteor. Atmos. Phys.*, 76, 143-165.
- Xue, M., Wang, D.-H., Gao, J., Brewster, K., Droegemeier, K. K., **2003**: The Advanced Regional Prediction System (ARPS), storm-scale numerical weather prediction and data assimilation. *Meteor. Atmos. Phys.*, 82, 139-170.
- Xue, M., Martin, W. J., **2006**: A high-resolution modeling study of the 24 May 2002 dryline case during IHOP. Part II: Horizontal Convective Rolls and Convective Initiation. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 172-191.
- Zhu, Y.Q., Navon, I.M., **1999**: Impact of parameter estimation on the performance of the FSU Global Spectral Model using its full-physics adjoint. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1497-1517.

## APÊNDICE A: Equações primitivas e microfísica de LIN no ARPS

Neste Apêndice são descritas as formulações mais importantes para as discussões realizadas neste trabalho. As equações aqui apresentadas estão descritas de forma abrangente em Xue et al. (1995, 2001, 2002 e 2003) e Lin et al. (1983).

### A-1 Equações primitivas no ARPS

O sistema ARPS é um modelo de área limitada, de equações primitivas, não-hidrostático e compressível. O sistema utiliza um sistema de coordenadas generalizado que acompanha as variações do terreno. As equações dos componentes do vento e as variáveis de estado (Tabela 1) são representadas num sistema de coordenadas curvilíneas o qual é ortogonal na horizontal. As equações usadas são o resultado da transformação direta do sistema Cartesiano e são expressas numa forma conservativa. Estas equações são resolvidas num espaço computacional retangular.

As equações de Navier-Stokes no ARPS são escritas no sistema de coordenadas curvilíneas  $(\xi, \eta, \zeta)$  definido por:

$$\begin{aligned}\xi &= x, \\ \eta &= y, \\ \zeta &= \zeta(x, y, z)\end{aligned}\tag{1}$$

ou equivalentemente, como

$$\begin{aligned}x &= \xi, \\ y &= \eta, \\ z &= z(\xi, \eta, \zeta)\end{aligned}\tag{2}$$

Este sistema é um caso especial do sistema curvilíneas 3D completo, desde que superfícies constantes de  $\xi$  e  $\eta$  permanecem as mesmas que aquelas de  $x$  e  $y$  constantes. Uma das vantagens deste sistema é que o espaçamento vertical heterogêneo da grade do modelo e o

nível mais baixo desta mesma grade, que se conforma ao terreno, são acomodados pela transformação vertical. Sharman et al. (1988) discutem as escolhas dos vetores velocidade (covariantes, contravariantes e velocidade Cartesiana, entre outros) que permitem uma formulação conservativa das equações do momento. Seguindo Sharman et al. (1988), o ARPS usa os componentes de velocidade Cartesianos ao invés dos componentes contravariantes de velocidade como variáveis básicas dependentes. Esta abordagem permite simplificações das equações no sistema de coordenadas curvilíneas, de modo que, como em Sharman et al. (1988), os componentes Cartesianos da velocidade  $u$ ,  $v$  e  $w$  podem ser expressos como funções das velocidades contravariantes  $U^C$ ,  $V^C$  e  $W^C$  (Xue et al., 1995). A transformação inversa é dada por uma forma simplificada:

$$\begin{aligned} U^C &= uJ_3/\sqrt{G}, \\ V^C &= vJ_3/\sqrt{G}, \\ W^C &= (uJ_1 + vJ_2 + w)/\sqrt{G}, \end{aligned} \quad (3)$$

onde

$$\begin{aligned} J_1 &= -\frac{\partial z}{\partial \xi}, \\ J_2 &= -\frac{\partial z}{\partial \eta}, \\ J_3 &= \frac{\partial z}{\partial \zeta}, \end{aligned} \quad (4)$$

são os Jacobianos das transformações e  $\sqrt{G}$  é o determinante do Jacobiano da matriz de transformação do sistema  $(\xi, \eta, \zeta)$  para o sistema  $(x, y, z)$ :

$$\sqrt{G} = \frac{\partial(x, y, z)}{\partial(\xi, \eta, \zeta)} = \begin{vmatrix} x_\xi & x_\eta & x_\zeta \\ y_\xi & y_\eta & y_\zeta \\ z_\xi & z_\eta & z_\zeta \end{vmatrix} \quad (5)$$

Uma vez que a maioria dos Jacobianos da matriz de transformação [lado direito da Equação (5)] são zero ou constante,

$$\sqrt{G} = |J_3| \quad (6)$$

Assumindo que  $\zeta$  aumenta monotonicamente com  $z$ ,  $J_3 \geq 0$  e, portanto,  $J_3 = \sqrt{G}$ . Tem-se também que  $U^C = u$  e  $V^C = v$ .  $J_3 \geq 0$  é sempre verdadeiro no ARPS (Xue et al., 1995).

As transformações Jacobianas são calculadas numericamente no ARPS segundo as Equações (4) após a definição da grade computacional pelo usuário. Os Jacobianos são usados para formular as equações de Navier-Stokes no espaço computacional, como segue.

As variáveis atmosféricas, assim chamadas para, por exemplo, as discernir das variáveis do modelo de solo, são definidas como a soma entre uma quantidade referente ao estado básico da variável invariante no tempo, horizontalmente homogênea e hidrostaticamente balanceada, e uma quantidade referente à perturbação da variável em relação ao estado básico. As variáveis com sobrebarra representam o estado básico e as variáveis com apóstrofo, os desvios. Assumem-se o estado básico para  $w$  e  $q_{li}$  como zero.

$$\left. \begin{aligned} u(x, y, z, t) &= \bar{u}(z) + u'(x, y, z, t) \\ v(x, y, z, t) &= \bar{v}(z) + v'(x, y, z, t) \\ w(x, y, z, t) &= w'(x, y, z, t) \\ \theta(x, y, z, t) &= \bar{\theta}(z) + \theta'(x, y, z, t) \\ p(x, y, z, t) &= \bar{p}(z) + p'(x, y, z, t) \\ \rho(x, y, z, t) &= \bar{\rho}(z) + \rho'(x, y, z, t) \\ q_v(x, y, z, t) &= \bar{q}_v(z) + q'_v(x, y, z, t) \\ q_{li}(x, y, z, t) &= q'_{li}(x, y, z, t) \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

A Tabela 1 descreve as variáveis das equações (7), exceto  $q_{li}$ , que representa a soma das categorias líquidas e sólidas que a substância água pode assumir na atmosfera: água de nuvem, água de chuva, cristais de gelo, neve e granizo. As variáveis prognosticadas no ARPS

são os componentes do vento ( $u, v, w$ ), as perturbações das variáveis de estado ( $\theta', p'$ ) e as 6 categorias da substância água  $q_{\psi}$ .

No sistema de coordenadas transformado, as Equações (7) ficam:

$$\left. \begin{aligned} u(\xi, \eta, \zeta, t) &= \bar{u}(\xi, \eta, \zeta) + u'(\xi, \eta, \zeta, t) \\ v(\xi, \eta, \zeta, t) &= \bar{v}(\xi, \eta, \zeta) + v'(\xi, \eta, \zeta, t) \\ w(\xi, \eta, \zeta, t) &= w'(\xi, \eta, \zeta, t) \\ \theta(\xi, \eta, \zeta, t) &= \bar{\theta}(\xi, \eta, \zeta) + \theta'(\xi, \eta, \zeta, t) \\ p(\xi, \eta, \zeta, t) &= \bar{p}(\xi, \eta, \zeta) + p'(\xi, \eta, \zeta, t) \\ \rho(\xi, \eta, \zeta, t) &= \bar{\rho}(\xi, \eta, \zeta) + \rho'(\xi, \eta, \zeta, t) \\ q_v(\xi, \eta, \zeta, t) &= \bar{q}_v(\xi, \eta, \zeta) + q'_v(\xi, \eta, \zeta, t) \\ q_{li}(\xi, \eta, \zeta, t) &= q'_{li}(\xi, \eta, \zeta, t) \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

As variáveis do estado básico independentes  $x$  e  $y$  agora são funções das 3 variáveis independentes ( $\xi, \eta, \zeta$ ) no novo sistema de coordenadas. Portanto, as matrizes do estado básico no modelo são 3D. As matrizes do estado básico variam ao longo das superfícies coordenadas quando estas superfícies não são planas. Isto normalmente é verdade quando a topografia é incluída.

O estado básico satisfaz a relação hidrostática:

$$\frac{\partial \bar{p}}{\partial \zeta} = -\sqrt{G} \bar{\rho} g \quad (9)$$

Por conveniência, serão definidas as seguintes variáveis:

$$\begin{aligned} \rho^* &= \sqrt{G} \bar{\rho} \\ u^* &= \rho^* u \\ v^* &= \rho^* v \\ w^* &= \rho^* w \\ W^{C^*} &= \rho^* W^C \end{aligned} \quad (10)$$



As equações do momento horizontal são escritas de forma a considerar os termos de advecção de momento, de gradiente de pressão e de Coriolis na horizontal e na vertical. Os termos  $D_u$  e  $D_v$  representam os movimentos turbulentos na escala não resolvida na grade do modelo (mistura e difusão molecular), diretamente associado às rotinas de parametrização da turbulência, mais os termos de mistura computacional.  $f$  e  $\tilde{f}$  são os parâmetros de Coriolis na horizontal e vertical, respectivamente.

$$\frac{\partial}{\partial t}(\mathbf{u}^*) = - \left[ \mathbf{u}^* \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \xi} + \mathbf{v}^* \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \eta} + W^{c*} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \zeta} \right] - \left[ \frac{\partial}{\partial \xi}(J_3 p') + \frac{\partial}{\partial \zeta}(J_1 p') \right] + [\rho^* f v - \rho^* \tilde{f} w] + \sqrt{G} D_u$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\mathbf{v}^*) = - \left[ \mathbf{u}^* \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \xi} + \mathbf{v}^* \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \eta} + W^{c*} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \zeta} \right] - \left[ \frac{\partial}{\partial \mu}(J_3 p') + \frac{\partial}{\partial \zeta}(J_2 p') \right] - \rho^* f u + \sqrt{G} D_v \quad (11)$$

A formulação para a equação do momento vertical (4) considera os mesmos termos em (3), com acréscimo do termo de flutuação  $B$ , derivada da equação de estado (5).  $c_s$  é a velocidade das ondas acústicas.  $C_p$  e  $C_v$  são os calores específicos do ar à pressão e volume constantes, respectivamente.  $R_d$  é a constante dos gases para o ar seco.

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho^* w) = - \left[ \mathbf{u}^* \frac{\partial w}{\partial \xi} + \mathbf{v}^* \frac{\partial w}{\partial \eta} + W^{c*} \frac{\partial w}{\partial \zeta} \right] - \frac{\partial}{\partial \zeta}(p') + \rho^* B + \rho^* \tilde{f} u + \sqrt{G} D_w \quad (12)$$

$$B = -g \frac{\rho'}{\bar{\rho}} = g \left[ \frac{\theta'}{\bar{\theta}} - \frac{p'}{\bar{\rho} c_s^2} + \frac{q'_v}{\varepsilon + \bar{q}_v} - \frac{q'_v + q_{\text{liquido+gelo}}}{1 + \bar{q}_v} \right]$$

$$c_s = \sqrt{\gamma R_d \bar{T}}$$

$$\gamma \equiv \frac{C_p}{C_v}$$

A equação de estado para uma atmosfera contendo água é dada por:

$$\rho = \frac{p}{R_d T} \left( 1 - \frac{q_v}{\varepsilon + q_v} \right) \left( 1 + q_v + q_{\text{liquido+gelo}} \right) \quad (13)$$

onde

$q_{\text{liquido+gelo}} \equiv$  conteúdo total de água líquida e gelo  
e

$$\varepsilon = R_d / R_v \approx 0.622$$

onde  $R_v$  é a constante dos gases para o ar úmido.

A equação da conservação de energia térmica é:

$$\frac{\partial(\rho^* \theta')}{\partial t} = - \left[ u^* \frac{\partial \theta'}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial \theta'}{\partial \eta} + w^{c*} \frac{\partial \theta'}{\partial \zeta} \right] - \left[ \rho^* w \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right] + \sqrt{GD}_\theta + \sqrt{GS}_\theta \quad (14)$$

onde

$D_\theta \equiv$  termos de mistura

e

$S_\theta \equiv$  fontes/sorvedouros

A microfísica de nuvens atua diretamente no termo  $S_\theta$ , assim como a radiação e outros efeitos de aquecimento e resfriamento. Desta forma, por intermédio da equação de estado (5), os campos de momento (3) e (4) são também alterados pelos processos microfísicos.

Dentre as 3 variáveis de estado, duas devem ser preditas e a outra diagnosticada. Desde que a pressão é diretamente responsável pelo balanço de massa no sistema por meio das forças do gradiente de pressão nas equações de momento, escolheu-se o cálculo da pressão. A equação da pressão é obtida tomando-se a derivada material da equação de estado e trocando a derivada temporal da densidade pela divergência de velocidade usando a equação da continuidade:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial}{\partial t}(J_3 p') = & - \left[ (J_3 u) \frac{\partial p'}{\partial \xi} + (J_3 v) \frac{\partial p'}{\partial \eta} + (J_3 W^c) \frac{\partial p'}{\partial \zeta} \right] + J_3 \bar{\rho} g w - \\
& - \bar{\rho} c_s^2 \left[ \frac{\partial}{\partial \xi}(J_3 u) + \frac{\partial}{\partial \eta}(J_3 v) + \frac{\partial}{\partial \zeta}(J_3 W^c) \right] + \\
& + J_3 \bar{\rho} c_s^2 \left[ \frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} - \frac{1}{E} \frac{dE}{dt} \right]
\end{aligned} \tag{15}$$


onde

$$E \equiv 1 + 0.61q_v + q_{liquid+ice}$$

Os termos de divergência são usualmente mais importantes na maioria das aplicações meteorológicas. Os termos diabáticos são pequenos e, portanto, são desprezados no ARPS (Xue et al., 1995).

A equação da conservação das razões de mistura para as seis categorias de água é escrita numa forma generalizada para uma variável  $q_\psi$ :

$$\begin{aligned}
\frac{\partial(\rho^* q_\psi)}{\partial t} = & - \left[ u^* \frac{\partial q_\psi}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial q_\psi}{\partial \eta} + W^{c*} \frac{\partial q_\psi}{\partial \zeta} \right] + \\
& + \frac{\partial(\rho^* V_{q_\psi} q_\psi)}{\partial \zeta} + \sqrt{GD}_{q_\psi} + \sqrt{GS}_{q_\psi}
\end{aligned} \tag{16}$$


"Fallout term"

onde

$D_{q_\psi} \equiv$  termos de mistura,

$S_{q_\psi} \equiv$  termos fonte/sorvedouro

e

$V_{q_\psi} \equiv$  velocidade terminal dos hidrometeoros em queda

Os termos à direita desta equação são: advecção, sedimentação, mistura turbulenta e termos fontes/sorvedouros. O termo fonte/sorvedouro  $S_{q_\psi}$  representa todos os processos microfísicos que serão discutidos adiante. O termo de sedimentação representa a queda dos hidrometeoros (chuva, neve e granizo) em suas respectivas velocidades terminais  $V_{q_\psi}$ . Assume-se que

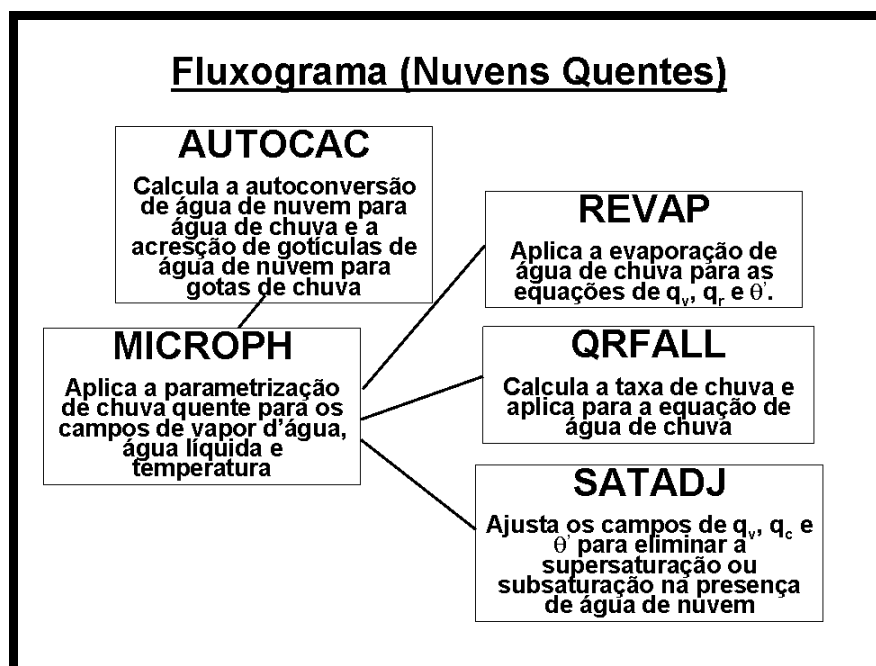
gotículas de nuvem e cristais de gelo geralmente flutuam com o ar. Portanto, suas velocidades terminais são zero.

## A-2 Microfísica de chuva quente no ARPS

A simulação explícita de nuvens no ARPS inclui a parametrização de nuvens quentes de Kessler, na forma descrita em Klemp e Wilhelmson (1978), e a fria de Lin et al. (1983).

Em ambas as parametrizações, cada categoria de água líquida é caracterizada por uma distribuição de gotículas. Pequenas gotículas de nuvem são inicialmente formadas quando o ar fica saturado e a condensação ocorre. Se a razão de mistura da água de nuvem excede um valor limite, gotas de chuva são formadas pela autoconversão das gotículas de nuvem. As gotas de chuva então coletam pequenas gotículas de nuvem por acreção enquanto elas caem à sua velocidade terminal. Se as gotículas de nuvem penetram em ar subsaturado, elas evaporam até o ar ficar saturado ou que elas acabem. Gotas de chuva também evaporam num ambiente subsaturado a uma taxa dependente da sua concentração e do déficit de saturação.

Quando a fase gelo é incluída, muito mais processos são incluídos. A microfísica de Lin inclui 29 processos microfísicos em sua formulação além daquelas de Kessler. A formulação básica dessas parametrizações será apresentada a seguir de forma esquemática.



**Fig. A. 1:** Fluxograma da parametrização de nuvens quentes do ARPS. Adaptado de Xue et al. (1995).

O fluxograma da sub-rotina de cálculo da parametrização microfísica quente é dada na Fig. A.1. MICROPH é a sub-rotina principal.

A função distribuição de tamanhos de partículas de água é dada por:

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (17)$$

onde

$D \equiv$  diâmetro das partículas e  $N(D)$  o número de partículas de diâmetro entre  $D$  e  $D + \delta D$  na unidade de volume do espaço;

$N_0 \equiv$  parâmetro de intercepção;

$$\lambda = \left( \frac{\pi \rho_x N_0}{\rho q_x} \right)^{0.25} \quad \text{é a inclinação da distribuição de tamanho das partículas.} \quad (18)$$

A distribuição exponencial é um caso especial da distribuição gama generalizada:

$$f_{mg}(D) = \frac{c}{\Gamma(\nu)} \left( \frac{D}{D_n} \right)^{c\nu-1} \frac{1}{D_n} \exp \left[ - \left( \frac{D}{D_n} \right)^c \right] \quad (19)$$

onde:

$mg \equiv$  subscrito que indica “modified gamma”;

$c$  e  $\nu \equiv$  parâmetros de forma da função;

$D \equiv$  diâmetro da partícula

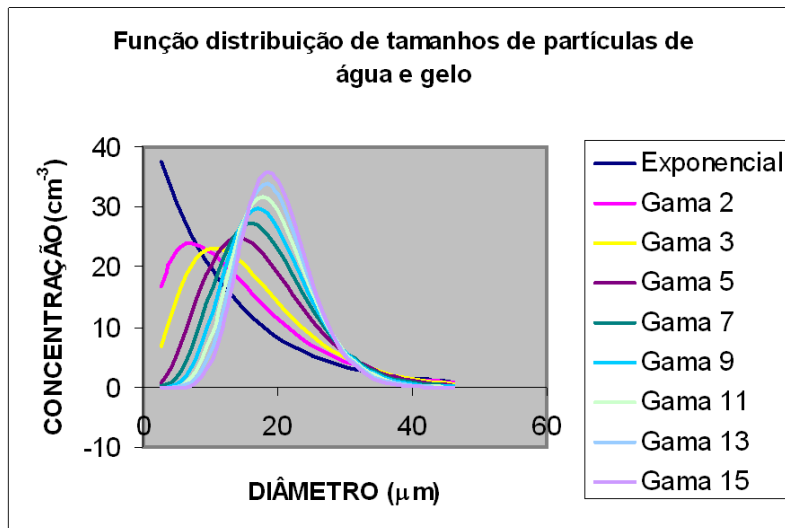
$D_n \equiv$  diâmetro de escala (“scaling diameter”)

Quando  $c = \nu = 1 \Rightarrow \Gamma(\nu) = 1$  e

$$f_{mg}(D) = \frac{1}{D_n} \exp \left[ - \left( \frac{D}{D_n} \right) \right]$$

que é a distribuição exponencial.

A Fig. A.2 mostra uma série de curvas que dependem dos parâmetros de forma da função gama generalizada.



**Fig. A. 2:** Função distribuição de tamanhos de partículas de água e gelo segundo a função gama generalizada. A curva azul escura representa a distribuição exponencial adotada no ARPS. Fonte: Cortesia de Dr. Jorge Alberto Martins.

A razão de autoconversão de nuvem para chuva é aproximada pela relação:

$$A_r = C_{ar} (q_c - q_{ccrit}) \quad (20)$$

onde

$A_r$  ≡ é a taxa de autoconversão ( $\text{kg kg}^{-1} \text{s}^{-1}$ )

$q_c$  ≡ razão de mistura de água de nuvem  $\text{kg kg}^{-1}$

$q_{c \text{ crit}} = 1 \times 10^{-3} \text{ kg kg}^{-1}$  é o limite crítico da razão de mistura da água de nuvem

$C_{ar} = 1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  é a constante de autoconversão

A taxa de acreção de água de nuvem por água de chuva é:

$$C_r = C_{cr} q_c q_r^{0.875} \quad (21)$$

onde

$C_r$  ≡ é a taxa de acreção de água de nuvem por água de chuva ( $\text{kg kg}^{-1} \text{s}^{-1}$ )

$q_r$  ≡ razão de mistura de água de chuva  $\text{kg kg}^{-1}$

$C_{cr} = 2.2 \text{ s}^{-1}$  é a constante de acreção

A velocidade terminal da água de chuva:

$$V_{tr} = 36.34 (0.001 \bar{\rho} q_r)^{0.1364} (\rho_0 / \bar{\rho})^{0.5} \quad (22)$$

onde

$V_r$  ≡ é a velocidade terminal da gota de chuva (m s<sup>-1</sup>)

$q_r$  ≡ razão de mistura de água de chuva kg kg<sup>-1</sup>

$\rho_0 = 1.225 \text{ kg m}^{-3}$  é a densidade do ar de referência (superfície)

$\bar{\rho}$  ≡ é a densidade do ar no estado básico (kg m<sup>-3</sup>)

A taxa de evaporação da água de chuva é usada somente quando o ar não está saturado:

$$E_r = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{C [1 - q_v / q_{vs}] [\bar{\rho} q_r]^{0.525}}{2.030 \times 10^4 + 9.584 \times 10^6 / [q_{vs} \bar{p}]} \quad (23)$$

onde

$E_r$  ≡ taxa de evaporação (kg kg<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>)

$q_{vs}$  ≡ razão de mistura do vapor d'água de saturação (kg kg<sup>-1</sup>)

$\bar{p}$  ≡ pressão (Pa)

$\bar{\rho}$  ≡ densidade do ar no estado básico (kg m<sup>-3</sup>)

e

$$C = 1.6 + 30.3922 (\bar{\rho} q_r)^{0.2046} \quad \text{é o coeficiente de ventilação} \quad (24)$$

O ajuste de saturação calcula a quantidade de vapor convertida para água de nuvem se a supersaturação existe ( $q_v > q_{vs}$ ), ou a quantidade de água de nuvem evaporada se a subsaturação existe ( $q_v < q_{vs}$ ). Aqui,  $q_{vs}$  é a razão de mistura de saturação calculada com a fórmula de Tetten. A quantidade de ajustamento para  $q_v$  é dada por:

$$\delta q_{vs} = \frac{-(q_v^* - q_{vs}^*)}{1 + \frac{a_w (273.15 - b_w) q_{vs}^* L_v / C_p}{(T^* - b_w)^2}} \quad (25)$$

$\delta q_{vs}$  ≡ quantidade de ajustamento para  $q_v$ , está sujeita ao seguinte teste:

$$\delta q_{vs} = \min [\delta q_{vs}, q_c] \quad \leftarrow \quad \text{Teste para evitar que haja } q_c < 0 \text{ g kg}^{-1}$$

onde as variáveis com asterisco foram previamente atualizadas pelos esquemas de advecção, difusão, filtragem e outros processos.  $\delta q_{vs}$  é a quantidade de razão de mistura de água de nuvem em  $\text{kg kg}^{-1}$  criada pela condensação (se negativa) ou evaporação (se positiva). A fórmula de Teten é dada por:

$$q_{vs} = \frac{380}{p} \exp \left( a_w \frac{T - 273.16}{T - b_w} \right) \quad (26)$$

onde

$$a_w = 17.27 \quad \text{e} \quad b_w = 35.5 \quad \text{para} \quad T \geq 273.16 \text{ K}$$

e

$$a_w = 21.875 \quad \text{e} \quad b_w = 7.5 \quad \text{para} \quad T < 273.16 \text{ K}$$

O ajuste na temperatura potencial correspondente à variação em  $q_v$  é:

$$\delta \theta' = -\bar{\Gamma} \delta q_{vs}$$

onde  $\bar{\Gamma}$  é definido como:  $\bar{\Gamma} = L_v / (\bar{\Pi} C_p)$  onde

$$L_v = 2.500.780,0 \left( 273.15 \bar{T}^{-1} \right)^{\left( 0.167 + 3.67 \times 10^{-4} \bar{T} \right)} \quad (27)$$

com  $T$  [K] e  $L_v$  [J Kg<sup>-1</sup>].

$$\bar{\Pi} = \left( \bar{p} / p_0 \right)^{R_d / C_p} \quad (\text{Função de Exner}), \text{ onde:}$$

$R_d = 286.04 \text{ J/(Kg K)}$ ,  $C_p = 1004.0 \text{ J/(Kg K)}$  e  $p_0 = 1000 \text{ hPa}$  é a pressão de referência (constante).

Aqui,  $L_v$  é a formulação completa para o calor latente de evaporação.

A diferenciação no esquema microfísico ajusta os valores de  $\theta'$ ,  $q_v$ ,  $q_c$  e  $q_r$  (Tabela 1) por meio de:



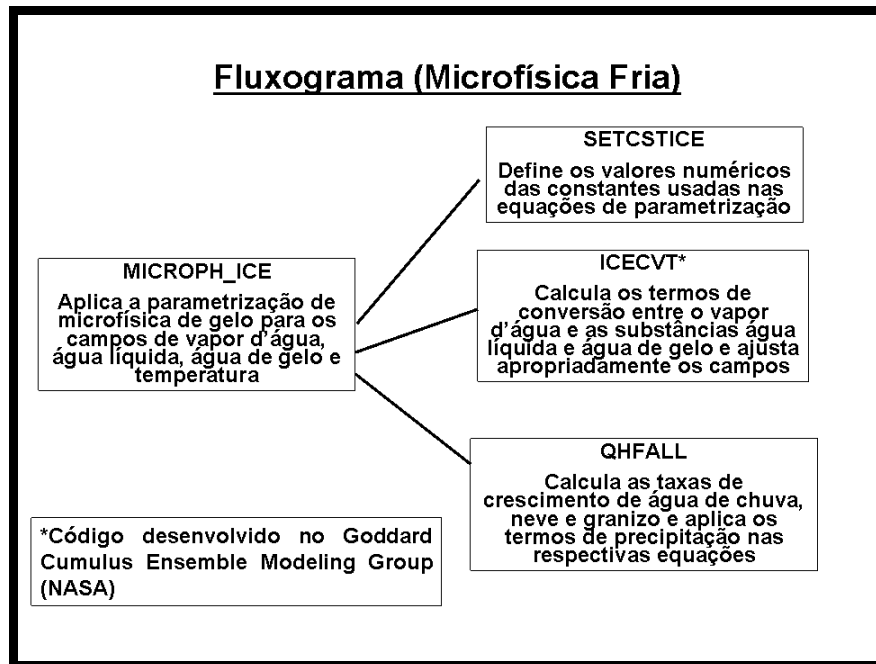
$$\begin{aligned}
\theta'^{n+1} &= \theta'^{*n+1} - \bar{\Gamma}(\delta q_{vs} + 2\Delta t E_r) \\
q_v^{n+1} &= q_v'^{*n+1} + \delta q_{vs} + 2\Delta t E_r \\
q_c^{n+1} &= q_c'^{*n+1} - \delta q_{vs} - 2\Delta t(A_r + C_r) \\
q_r^{n+1} &= q_r'^{*n+1} + 2\Delta t(A_r + C_r - E_r)
\end{aligned}
\tag{28}$$

onde  $\Delta t$  é o passo de tempo de integração.

Nestas equações, as variáveis com asterisco foram previamente atualizadas pelos esquemas de advecção, difusão, filtragem e outros processos.

### A-3 Microfísica de nuvens frias no ARPS

A parametrização microfísica de gelo no ARPS acrescenta três categorias de gelo à parametrização de Kessler (cristais de gelo, neve e granizo) (Lin et al., 1983). A Fig. A.3 mostra o fluxograma da sub-rotina de cálculo da parametrização microfísica fria. MICRPH\_ICE é a sub-rotina principal.



**Fig. A. 3:** Fluxograma da parametrização de nuvens frias do ARPS (Lin et al., 1993). Adaptado de Xue et al. (1995).

As funções distribuições de tamanho para chuva ( $q_r$ ), neve ( $q_s$ ) e granizo ( $q_g$ ) assumem a mesma forma que em (17) e (18). Os cristais de gelo têm distribuição monodispersa, com diâmetro de  $2 \cdot 10^{-3}$  cm e densidade de  $0.917 \text{ g cm}^{-3}$ .

As equações de conservação para água de nuvem, chuva, cristais de gelo, neve e granizo (Tabela 1) têm a forma introduzida na Equação (16). O conceito de autoconversão é usado para parametrizar os processos de colisão-agregação e colisão-coalescência. São também parametrizados os vários processos de acreção que envolvem os hidrometeoros líquidos e sólidos, a transformação de cristais de gelo em neve por meio de autoconversão (agregação) e os processos de Bergeron com o subsequente crescimento por agregação ou acreção para formar granizo. Granizo também é gerado por vários mecanismos de contato e via congelamento probabilístico de gotas de chuva. Evaporação (sublimação) é considerada para todas as partículas que caem fora da nuvem. Há derretimento de gelo e neve. É simulado o

crescimento úmido e seco de granizo. Nas seguintes equações dos processos que alteram os termos fontes/sorvedouros, os termos que descrevem as taxas de transferência e conversão correspondem à Fig. A.4 e à Tabela A1:

$$\begin{aligned}
 S_{qc} &= \bar{\rho} (c - e_c) - T_{qc} + D_{qc} \\
 S_{qr} &= \bar{\rho} (-e_r + m - f) - T_{qr} + D_{qr} \\
 S_{qi} &= \bar{\rho} (d_i - s_i) - T_{qi} + D_{qi} \\
 S_{qs} &= \bar{\rho} (d_s - s_s - m_s + f_s) - T_{qs} + D_{qs} \\
 S_{qg} &= \bar{\rho} (d_g - s_g - m_g + f_g) - T_{qg} + D_{qg}
 \end{aligned} \tag{29}$$

e

$$\begin{aligned}
 T_{qc} &= -(P_{sacw} + P_{raut} + P_{racw} + P_{sfiw} + D_{gacw} + Q_{sacw} + Q_{gacw}) - \\
 &\quad - P_{ihom} + P_{imlt} - P_{idw} \\
 T_{qi} &= -(P_{saut} + P_{saci} + P_{raci} + P_{sfi} + D_{gaci} + W_{gaci}) + \\
 &\quad + P_{ihom} - P_{imlt} + P_{idw} \\
 T_{qr} &= Q_{sacw} + P_{raut} + P_{racw} + Q_{gacw} - \\
 &\quad - (P_{iacr} + D_{gacr} + W_{gacr} + P_{sacr} + P_{gfr}) \\
 T_{qs} &= P_{saut} + P_{saci} + P_{sacw} + P_{sfiw} + P_{sfi} + \delta_3 P_{raci} + \delta_3 P_{iacr} + \delta_2 P_{sacr} - \\
 &\quad - [P_{gacs} + D_{gacs} + W_{gacs} + P_{gaut} + (1 - \delta_2) P_{racs}] \\
 T_{qg} &= (1 - \delta_3) P_{raci} + D_{gaci} + W_{gaci} + D_{gacw} + (1 - \delta_3) P_{iacr} + \\
 &\quad + P_{gacs} + D_{gacs} + W_{gacs} + P_{gaut} + (1 - \delta_2) P_{racs} + D_{gacr} + \\
 &\quad + W_{gacr} + (1 - \delta_2) P_{sacr} + P_{gfr}
 \end{aligned} \tag{30}$$

onde

$$W_{gacr} = P_{wet} - D_{gacw} - W_{gaci} - W_{gacs}$$

$$\begin{aligned}
 &\text{Para } T > 273.16 \text{ °K,} \\
 P_{saut} &= P_{saci} = P_{sacw} = P_{raci} = P_{iacr} = P_{sfi} = P_{sfiw} = \\
 &= D_{gacs} = W_{gacs} = D_{gacw} = D_{gacr} = P_{gwet} = \\
 &= P_{racs} = P_{sacr} = P_{gfr} = P_{gaut} = P_{imlt} = 0
 \end{aligned} \tag{32}$$

onde:

$$m = m_s + m_g$$

$$f = f_s + f_g$$

c ≡ taxa de condensação

e ≡ taxa de evaporação de gotículas

f ≡ taxa de congelamento (freezing) de gotas de chuva

m ≡ taxa de derretimento de neve e granizo

d ≡ taxa de deposição sobre partículas de gelo

s ≡ taxa de sublimação de partículas de gelo

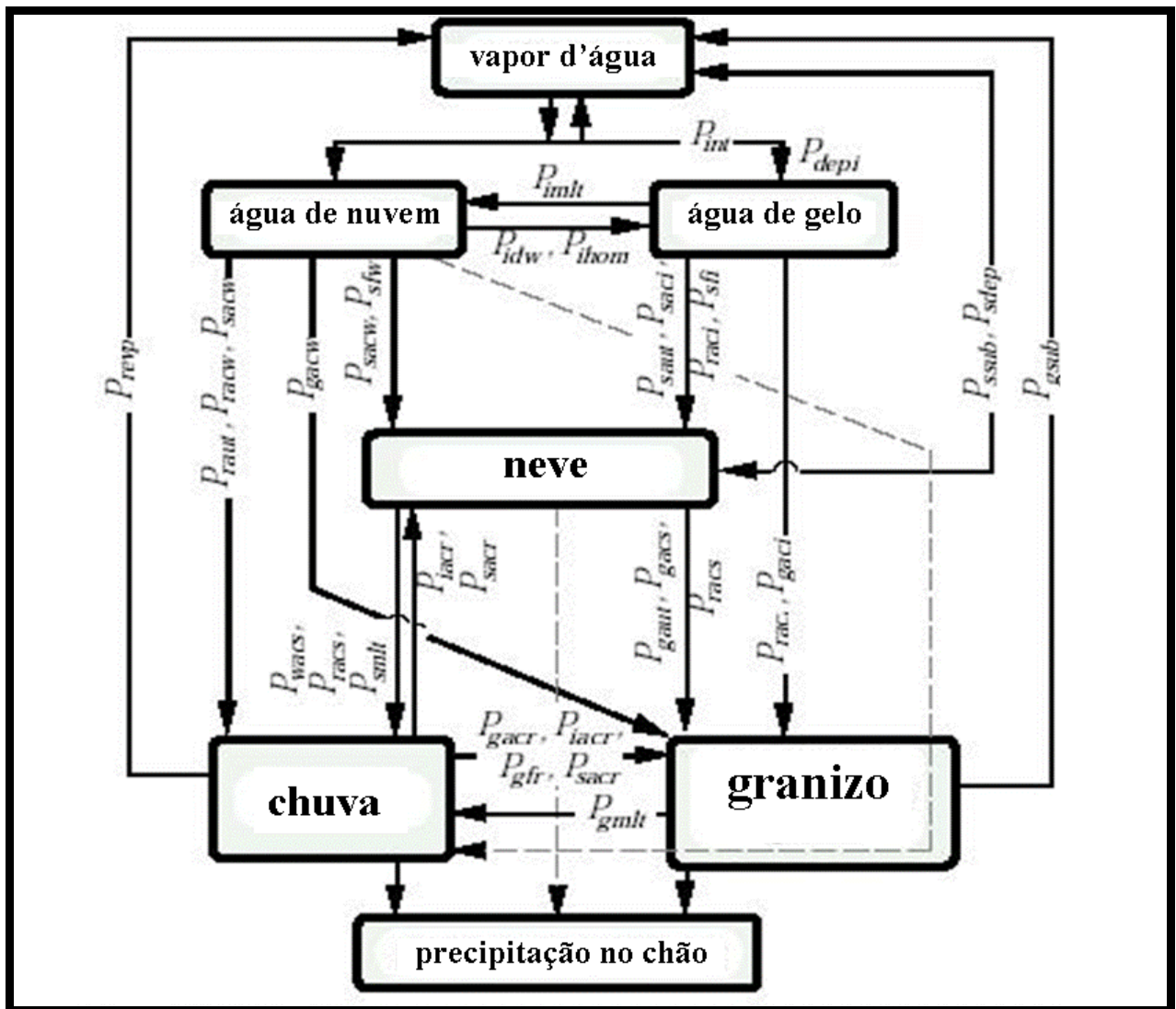
$D_{qc}$ ,  $D_{qr}$ ,  $D_{qi}$ ,  $D_{qs}$  e  $D_{qh}$  são termos de difusão subgrade para  $q_c$ ,  $q_r$ ,  $q_i$ ,  $q_s$  e  $q_g$  respectivamente.  $T_{qc}$ ,  $T_{qr}$ ,  $T_{qi}$ ,  $T_{qs}$  e  $T_{qh}$  são as taxas de transferência microfísicas entre as espécies de hidrometeoros e sua soma é zero.

Para  $T < 273.16 \text{ °K}$ ,

$$Q_{sacw} = Q_{gacw} = P_{gacs} = P_{idw} = P_{ihom} = 0$$

Nas equações anteriores,  $\delta_2 = 1$  para uma caixa de grade na qual  $q_r$  e  $q_s < 1 \times 10^{-4} \text{ g g}^{-1}$  e, caso contrário, é definido como zero (Lin et al., 1983).  $D_{gaci}$ ,  $D_{gacr}$  e  $D_{acs}$  ( $W_{gaci}$ ,  $W_{gacr}$  e  $W_{acs}$ ) são os termos de produção para as taxas de crescimento seco (úmido) para granizo.

Nota: Um modelo não-hidrostático de nuvens necessita de um esquema de ajustamento que calcule a quantidade de condensação (e/ou deposição) necessária para remover qualquer supersaturação de vapor, ou a quantidade de evaporação (e/ou sublimação) necessário para remover qualquer subsaturação na presença de água de nuvem (gelo em nuvem). Assim, a região de nuvens estará sempre saturada (100% de umidade relativa).

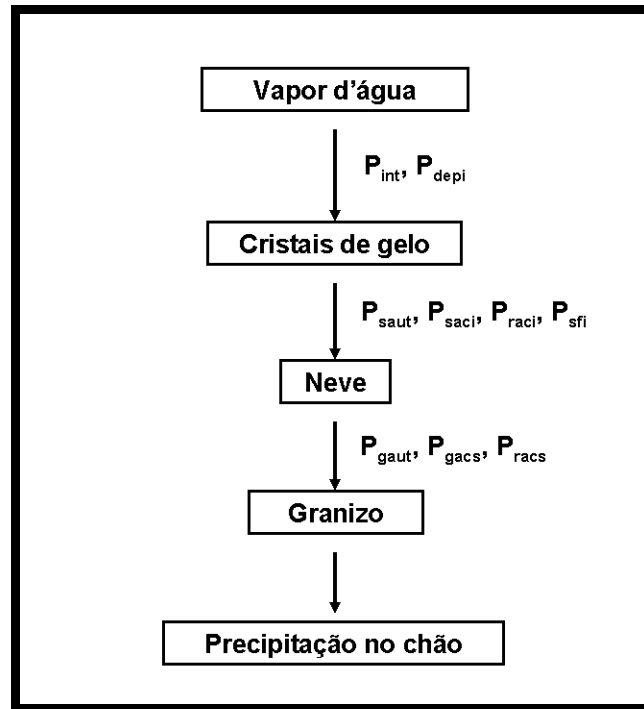


**Fig. A. 4:** Processos da microfísica de nuvens considerados no esquema de parametrização de microfísica fria (Lin et al., 1983). Adaptado de Xue et al. (1995).

**Tabela A1 – Definição dos símbolos usados na parametrização microfísica de Lin**

<b>Símbolo</b>	<b>Definição</b>
$P_{depi}$	Crescimento de cristal de gelo por deposição.
$P_{int}$	Iniciação de cristal de gelo.
$P_{imlt}$	Derretimento de cristal de gelo para água de nuvem.
$P_{idw}$	Crescimento de cristal de gelo por deposição às expensas da água de nuvem.
$P_{ihom}$	Congelamento homogêneo da água de nuvem para cristal de gelo.
$P_{iacr}$	Acresção de chuva por cristal de gelo; produz neve ou granizo dependendo da quantidade de chuva.
$P_{raci}$	Acresção de cristal de gelo pela chuva; produz neve ou granizo dependendo da quantidade de chuva.
$P_{raut}$	Autoconversão da água de nuvem para chuva.
$P_{racw}$	Acresção de água de nuvem por chuva.
$P_{revp(er)}$	Evaporação de chuva.
$P_{racs}$	Acresção de neve por chuva; produz granizo se a chuva ou a neve excede um limite e $T < 273.16$ K ou chuva se $T > 273.16$ K.
$P(Q)_{sacw}$	Acresção de água de nuvem por neve; produz neve ( $P_{sacw}$ ) se $T < 273.16$ K ou chuva ( $Q_{sacw}$ ) se $T > 273.16$ K.
$P_{sacr}$	Acresção de chuva por neve; produz granizo se a chuva ou a neve excede um limite; se não, produz neve.
$P_{saci}$	Acresção de cristal de gelo por neve.
$P_{saut}$	Autoconversão (agregação) de cristal de gelo por neve.
$P_{sfiw}$	Processos de Bergeron (deposição e “riming”) – transferência de água de nuvem para neve.
$P_{sfi}$	Processo de Bergeron para geração de embriões (cristais de gelo); usado para calcular a taxa de transferência de água de nuvem para neve ( $P_{sfiw}$ ).
$P_{sdep(ds)}$	Crescimento de neve por deposição.
$P_{ssub(Ss)}$	Sublimação de neve.
$P_{smlt(ms)}$	Derretimento de neve para chuva, $T > 273.16$ K.
$P_{wacs}$	Acresção de neve para chuva, $T > 273.16$ K.
$P_{gaut}$	Autoconversão (agregação) de neve para granizo.
$P_{gfr(fg)}$	Congelamento probabilístico ( $B_{igg}$ ) de chuva para granizo.
$D(Q)_{gacw}$	Acresção de água de nuvem para granizo.
$D(W)_{gaci}$	Acresção de cristal de gelo pelo granizo.
$D(W)_{gacr}$	Acresção de chuva pelo granizo.
$P_{gsub(sg)}$	Sublimação de granizo.
$P_{gmlt(mg)}$	Derretimento de granizo para formar chuva, $T > 273.16$ . (Neste regime, assume-se que $Q_{gacw}$ cai como chuva fora da nuvem).
$P_{gwet}$	Crescimento úmido de granizo; pode envolver $W_{gacs}$ e $W_{gaci}$ e deve incluir $D_{gacw}$ ou $W_{gacr}$ , ou ambos. A quantidade de $W_{gacw}$ que não congela cai como chuva.

Para exemplificar algumas equações da Tabela A1 na parametrização de Lin, serão apresentados os processos que atuam numa pré-determinada seqüência de eventos como exposto na Fig. A.5. Suponha a formação de precipitação no chão a partir do vapor d'água na atmosfera, passando pelas fases sólidas de cristal, neve e granizo.



**Fig. A. 5:** Seqüência de eventos hipotética para exemplificar os procedimentos numéricos da parametrização de Lin. Símbolos indicam os processos listados na Tabela A1.

A seqüência de cálculos na parametrização fria utiliza as equações abaixo para cada um dos processos de produção P da Fig. A.5.

Nota: A iniciação de gelo em nuvem ( $P_{int}$ ) e crescimento de gelo em nuvem por deposição de vapor d'água ( $P_{depi}$ ) são discutidos em Rutledge and Hobbs (1984) e são usados para iniciar o gelo em nuvem num ambiente saturado. Este procedimento pondera a razão de mistura de saturação em favor do gelo em níveis acima do nível de congelamento (0 °C).

Agregação de cristais de gelo para formar neve:

$$P_{saut} = \alpha_1 (q_i - q_{i0}) \quad (33)$$

onde  $q_{i0}$  é uma quantidade limítrofe a partir da qual há ocorrência da agregação de cristais de gelo. ( $q_{i0} = 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ )

$$\alpha_1 = 10^{-3} \exp[0.025(T - T_0)] \quad (\text{s}^{-1}) \text{ e } T_0 = 273.16 \text{ K} \quad (34)$$

$$P_{saci} = \frac{\pi E_{SI} n_{0S} c q_i \Gamma(3+d) \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/2}}{4 \lambda_S^{3+d}} \quad (35)$$

onde  $E_{SI}$  é a eficiência de coleta de cristais de gelo pela neve, que é função da temperatura:

$$E_{SI} = \exp[0.025(T - T_0)] \quad (36)$$

$$P_{raci} = \frac{\pi E_{RI} n_{0R} a q_i \Gamma(3+b) \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/2}}{4 \lambda_R^{3+b}} \quad (37)$$

onde  $E_{RI}$  é a eficiência de coleta de cristais de gelo pela água de chuva, que assume-se ser 1 em Lin et al. (1983).

**NOTA:**

Nesta parametrização permite-se a coexistência de água de nuvem e cristais de gelo entre as temperaturas de 0 e -40 °C.

$P_{sfi}$  é a taxa de produção para os processos de Bergeron usado no cálculo da taxa de transferência de cristais de gelo para neve por deposição e “riming”:

$$P_{sfi} = q_i / \Delta t_1 \quad (38)$$

onde  $\Delta t_1$  é a escala de tempo, dependente da temperatura. Maiores detalhes são encontrados em Hsie et al. (1980).

$$P_{gaut} = \alpha_2 (q_s - q_{s0}) \quad (39)$$

onde  $q_{s0}$  é uma quantidade limítrofe a partir da qual há ocorrência da agregação de cristais de gelo. ( $q_{s0} = 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ )

$$\alpha_2 = 10^{-3} \exp[0.09(T - T_0)] \quad (\text{s}^{-1}) \text{ e } T_0 = 273.16 \text{ K} \quad (40)$$

$$P_{racs} = \pi^2 E_{SR} n_{0R} n_{0S} |U_R - U_S| \left( \frac{\rho_S}{\rho} \right) \times \left( \frac{5}{\lambda_S^6 \lambda_R} + \frac{2}{\lambda_S^5 \lambda_R^2} + \frac{0.5}{\lambda_S^4 \lambda_R^3} \right) \quad (41)$$

onde se assume que  $E_{SR}$ , a eficiência de coleta de neve pela chuva, é 1 em Lin et al. (1983).

$$P_{gacs} = \pi^2 E_{GS} n_{0S} n_{0G} |U_G - U_S| \left( \frac{\rho_S}{\rho} \right) \times \left( \frac{5}{\lambda_S^6 \lambda_G} + \frac{2}{\lambda_S^5 \lambda_G^2} + \frac{0.5}{\lambda_S^4 \lambda_G^3} \right) \quad (42)$$

Onde se assume que  $E_{GS}$ , a eficiência de coleta de partículas de neve por partículas de granizo, é função da temperatura dada por:

$$E_{GS} = \begin{cases} \exp[0.09(T - T_0)] & T < T_0 \\ 1.0 & T \geq T_0 \end{cases} \quad (43)$$

Nas equações (35), (37), (41) e (43), tem-se:

$\Gamma \equiv$  função gama;

$n_{0R}$ ,  $n_{0S}$  e  $n_{0G}$  são os parâmetros de interceptação de chuva, neve e granizo, respectivamente:

$$n_{0R} = 8 \times 10^{-2} \text{ cm}^{-4};$$

$$n_{0S} = 3 \times 10^{-2} \text{ cm}^{-4};$$

$$n_{0G} = 4 \times 10^{-4} \text{ cm}^{-4}.$$

$U_R$ ,  $U_S$  e  $U_G$  são as velocidades terminais das gotas de chuva, neve e granizo respectivamente.

$\lambda_R$ ,  $\lambda_S$ ,  $\lambda_G$  são os parâmetros de inclinação na equação exponencial de distribuição de tamanhos (18) para gotas de chuva, neve e granizo, respectivamente.

Os valores dos parâmetros a, b, c e d adotados em Liu et al. (1983) são:

$$a = 2115 \text{ cm}^{1-b};$$

$$b = 0.8;$$

$$c = 152.93 \text{ cm}^{1-d};$$

$$d = 0.25 .$$

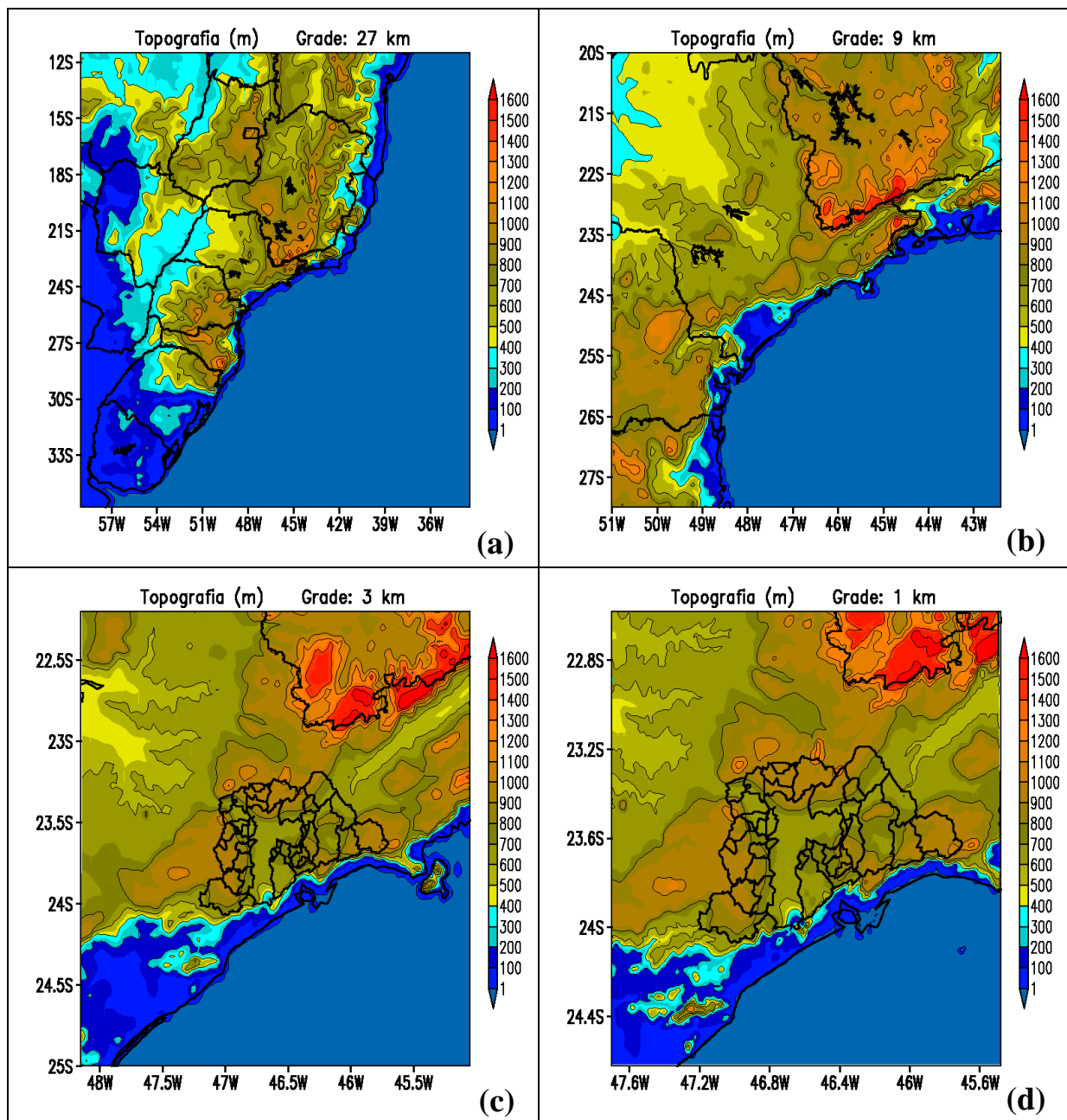
Cotton e Anthes (1989) apresentam alguns conceitos sobre a parametrização microfísica e mostram como se derivam equações similares a estas.



## APÊNDICE B: Características de superfície do modelo ARPS

### B-1 Topografia

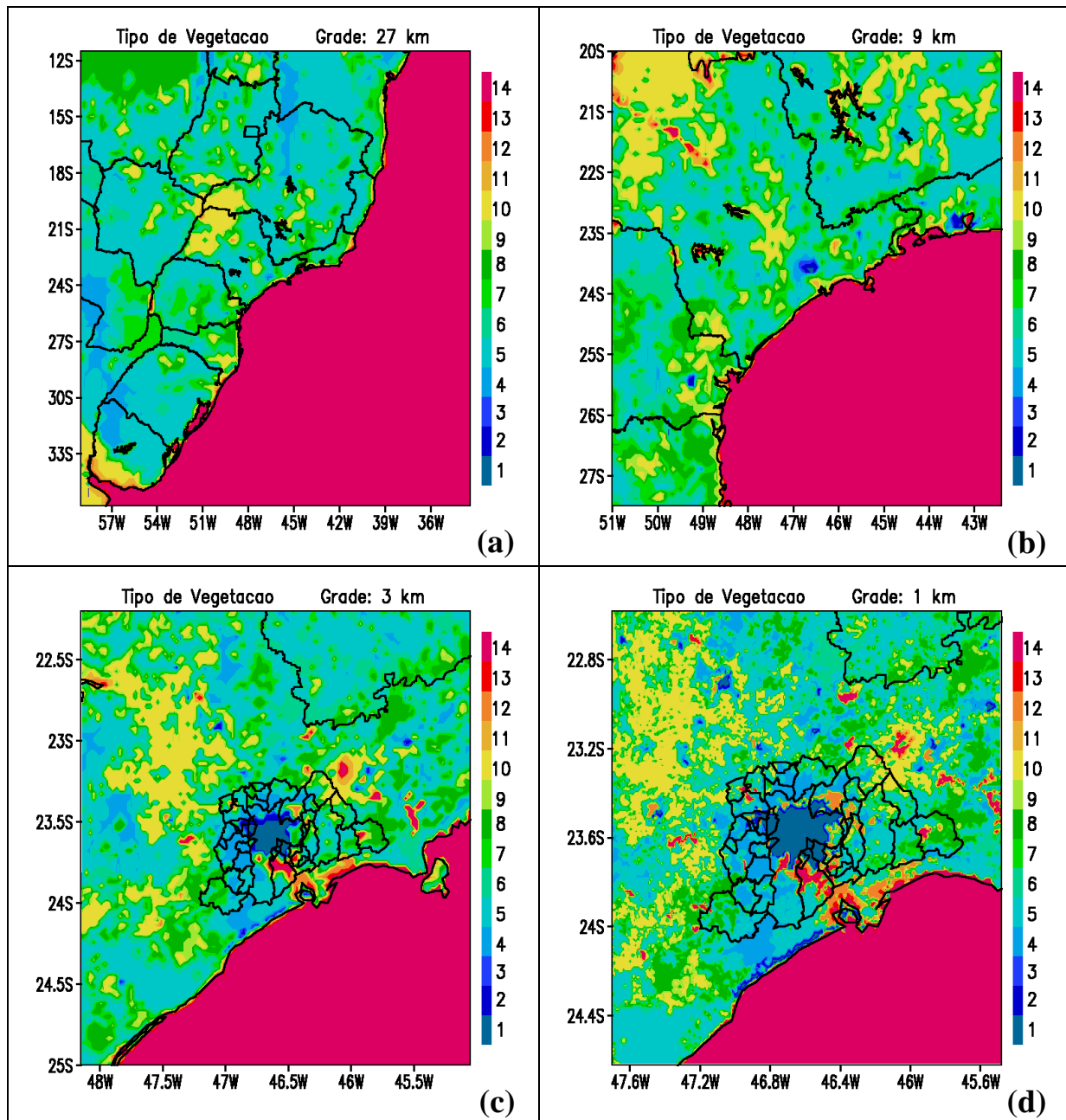
As elevações topográficas utilizadas no modelo ARPS provêm do USGS (United States Geological Survey) com resolução de 30 segundos de arco (cerca de 900 m).



**Fig. B. 1:** Topografia (m) da superfície dos domínios de integração numérica do modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal.

As informações originais são reprojetaadas e interpoladas nos pontos da grade de cada domínio ARPS por meio de uma análise objetiva obtida pelo método de Barnes (Barnes, 1964) com opção de suavização. A Fig. B.1 apresenta os domínios das grades em cada uma das resoluções definidas neste trabalho. O método de Barnes (1964) permite a recuperação de detalhes topográficos de alta resolução espacial (Figs. B.1c e B.1d).

## B-2 Tipo de vegetação



**Fig. B. 2:** Tipo de vegetação da superfície dos domínios de integração numérica dentre as 14 opções disponíveis no modelo ARPS (Tabela A1) para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal.

As informações sobre tipo de vegetação provêm do USGS e possuem resolução de 1 km, classificados em 14 tipos de vegetação parametrizados no modelo ARPS e listados na Tabela B1. A Fig. B.2 apresenta os domínios simulados e suas respectivas distribuições de tipo de vegetação.

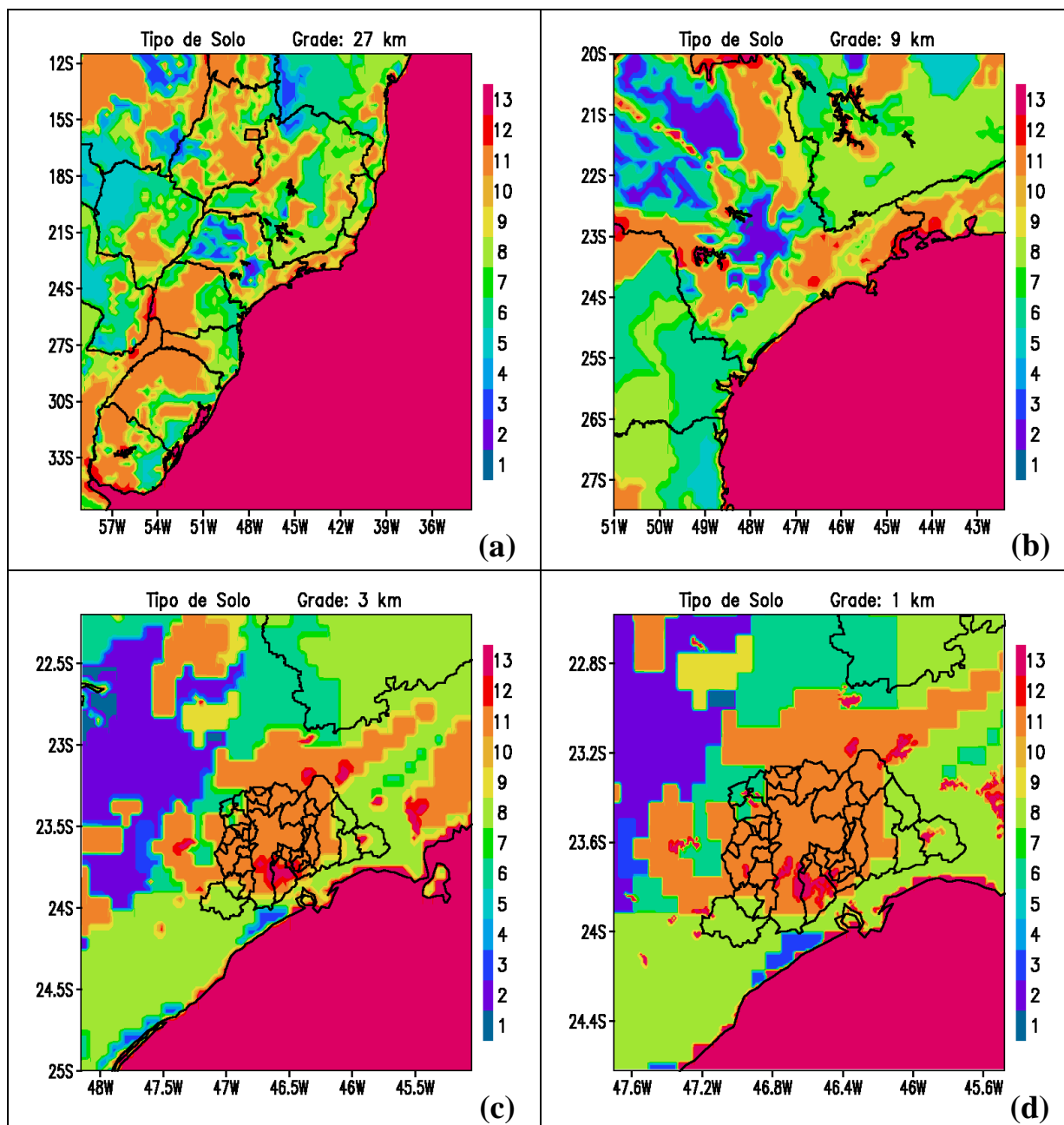
**Tabela B1 - Tipo de vegetação para o modelo ARPS**

Número do Tipo	Tipo de Vegetação
1	Deserto
2	Tundra
3	Gramado
4	Gramado com Cobertura de Arbustos
5	Gramado com Cobertura de Árvores
6	Floresta Decídua
7	Floresta Verde
8	Floresta Úmida
9	Gelo
10	Cultivo
11	Pântano
12	Arbustos Pequenos
13	Semideserto
14	Água

### **B-3 Tipo de solo**

Os tipos de solo provêm da FAO (Food and Agriculture Organization) com resolução de 5 minutos de arco (cerca de 10 km) e são classificados em 13 tipos listados na Tabela A2.

A Fig. B.3 apresenta os domínios simulados pelo ARPS e seus respectivos campos de tipo de solo. Nas Figs. B.3c (grade de 3 km) e B.3d (grade de 1 km) notam-se os efeitos das limitações na resolução dos dados de tipo de solo na sua distribuição espacial nas grades de alta resolução espacial.



**Fig. B. 3:** Tipo de solo dos domínios de integração numérica dentre as 13 opções disponíveis no modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal.

**Tabela B2 - Tipo de solo para o modelo ARPS**

Número do Tipo	Tipo de Solo
1	Areia
2	Areia Barrosa
3	Barro Arenoso
4	Barro Sedimentado
5	Barro Fértil
6	Barro Argiloso Arenoso
7	Barro Argiloso Sedimentado
8	Barro Argiloso
9	Argila Arenosa
10	Argila Sedimentada
11	Argila
12	Gelo
13	Água

#### **B-4 Índice de área foliar**

O índice de área foliar (*lai*, no símbolo na língua inglesa) é derivado do NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) mensal (Apêndice B-7) e é dado por (Xue et al., 1995):

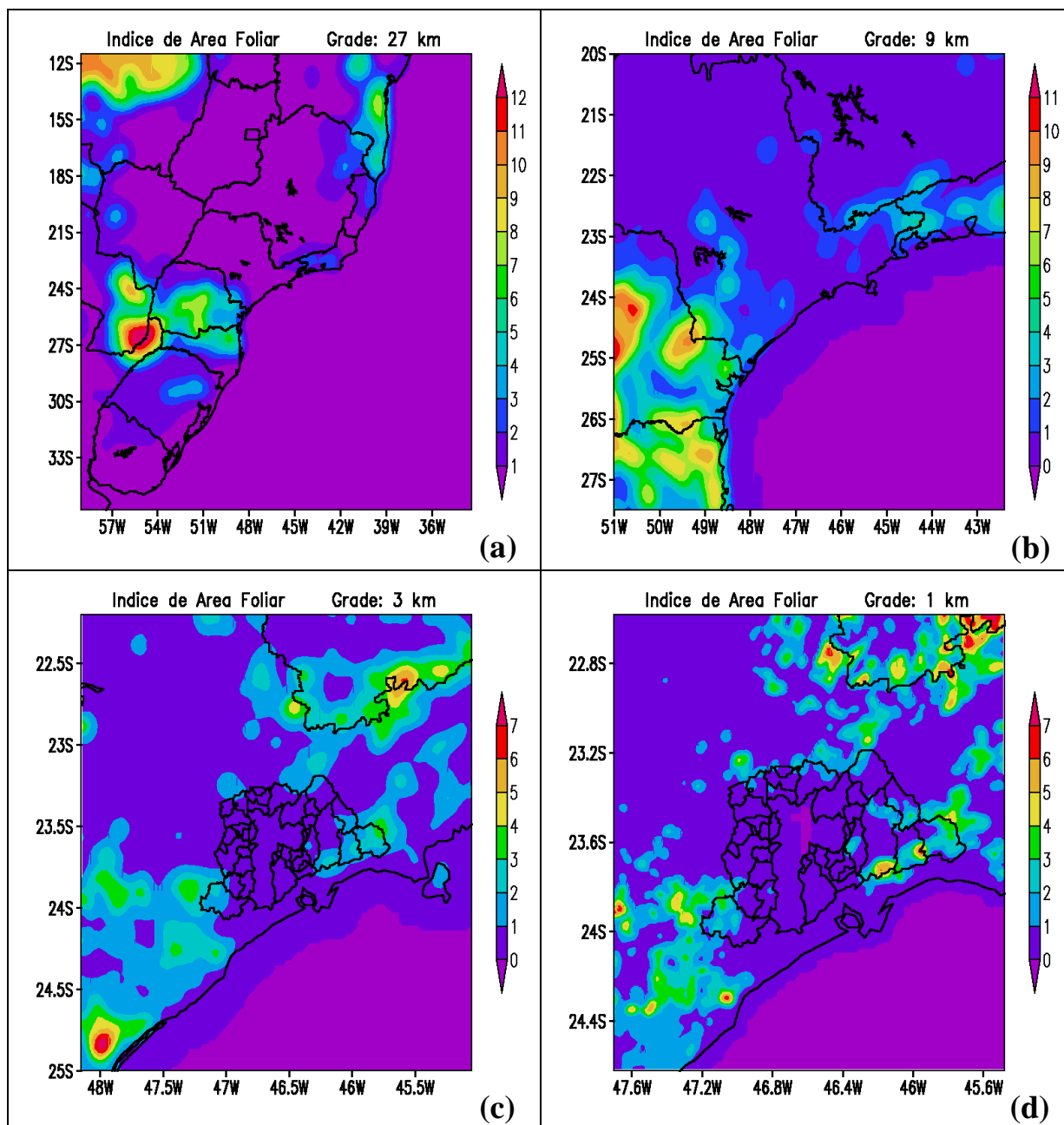
$$lai = -\ln[(1 - NDVI / 0.915) / 0.83] / 0.96$$

para vegetação herbácea e

$$lai = 1.625 \exp(NDVI / 0.34)$$

para vegetação com árvores.

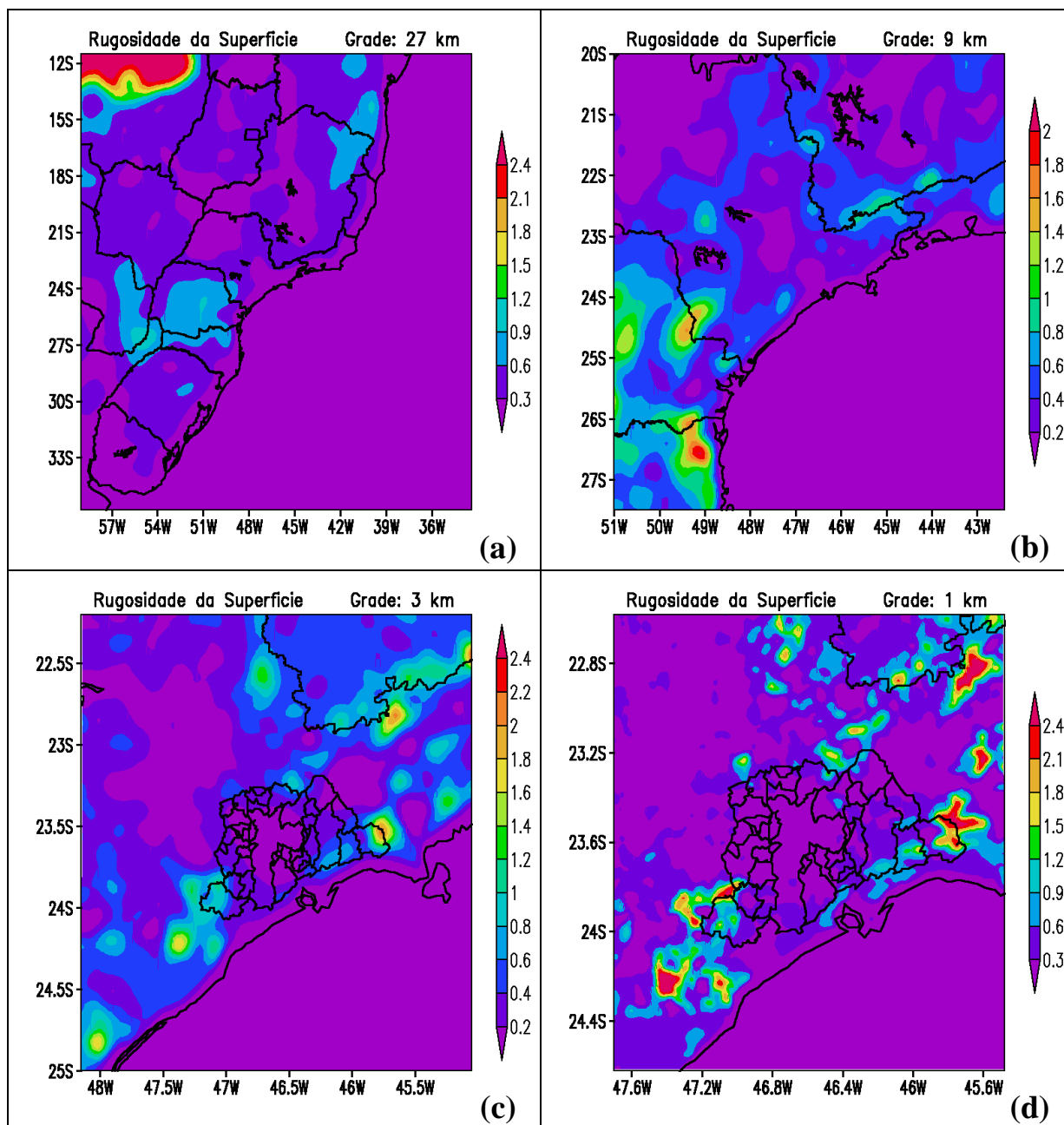
A Fig. B.4 traz os domínios de simulação ARPS e suas respectivas distribuições de índice de área foliar.



**Fig. B. 4:** Índice de área foliar dos domínios de integração numérica do modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal.

### B-5 Rugosidade

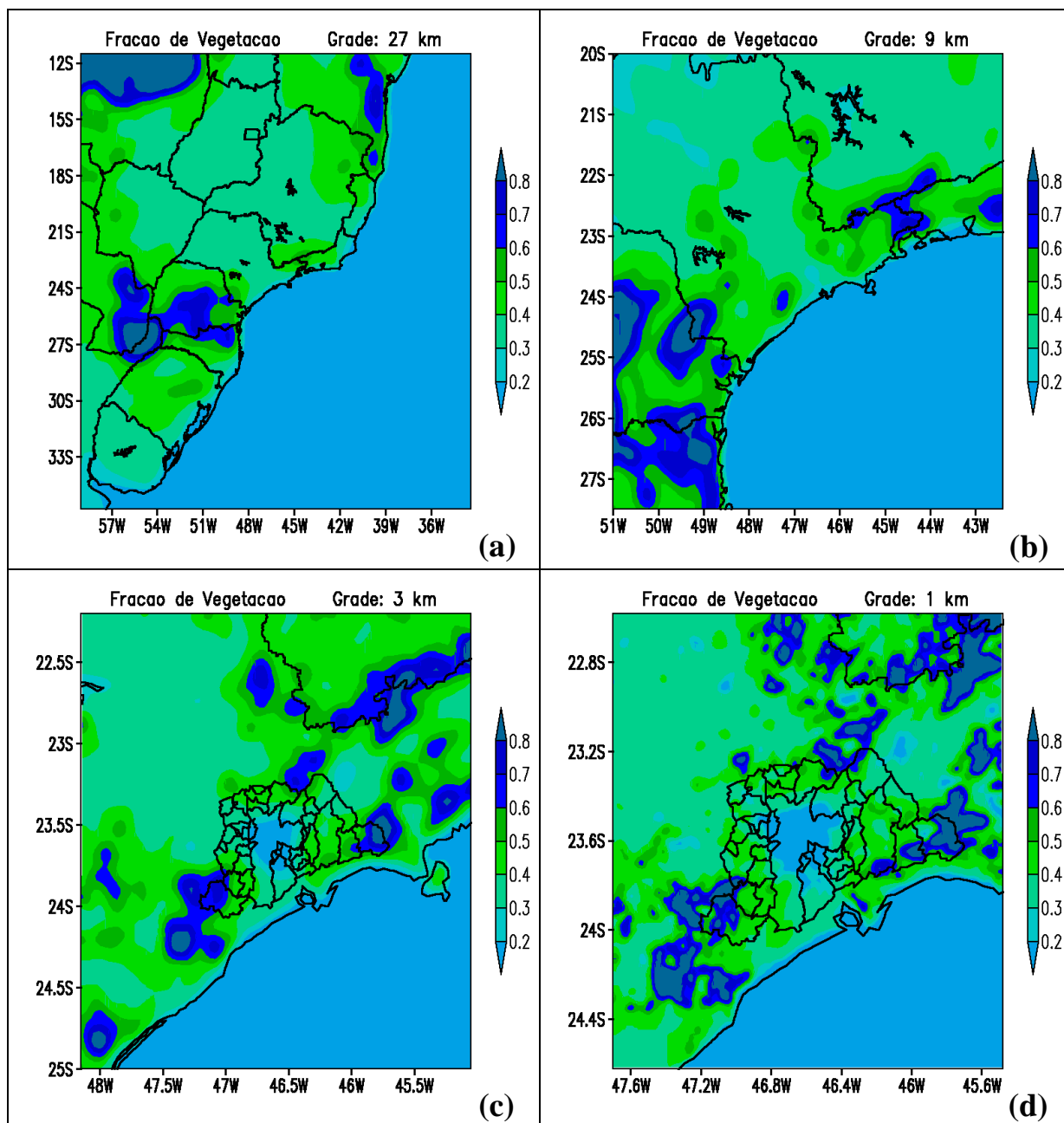
A distribuição da rugosidade nos domínios simulados (Fig. B.5) é derivada das informações do tipo de vegetação (Apêndice B-2). No esquema adotado no ARPS (Xue et al., 1995), têm-se os maiores valores de rugosidade associados aos tipos de vegetação que contém árvores em sua composição, como as áreas florestadas.



**Fig. B. 5:** Rugosidade (m) da superfície dos domínios de integração numérica do modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal.

### B-6 Fração de vegetação

A Fig. B.6 mostra a distribuição de fração de vegetação em décimos, derivada das informações de tipo de vegetação (Apêndice B-2) e NDVI (Apêndice B-7). Áreas florestadas possuem maior fração de vegetação.

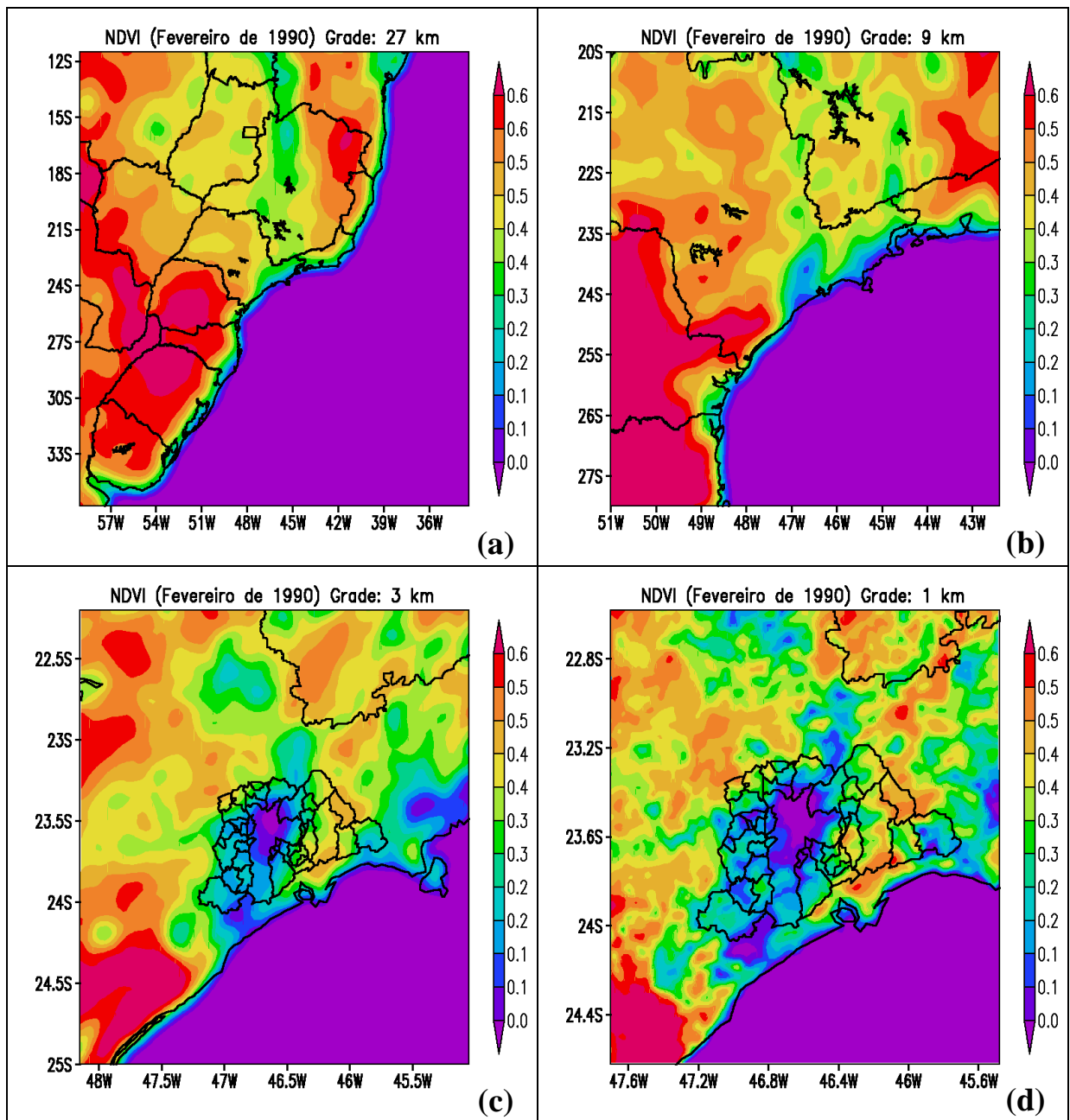


**Fig. B. 6:** Fração de vegetação (frações decimais) dos domínios de integração numérica do modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal.

## B-7 NDVI

Os arquivos de NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) disponíveis para o ARPS representam valores coletados na década de 1990 com resolução de 1 km. O NDVI é utilizado para o cálculo do índice de área foliar (Apêndice B-4) e a fração de vegetação (Apêndice B-6).





**Fig. B. 7:** NDVI dos domínios de integração numérica do modelo ARPS para as grades de (a) 27 km, (b) 9 km, (c) 3 km e (d) 1 km de resolução espacial horizontal.

## APÊNDICE C: Testes de sensibilidade com o ARPS

### C-1 Parametrização de Kain-Fritsch na grade de 3km (02 de fevereiro de 2004)

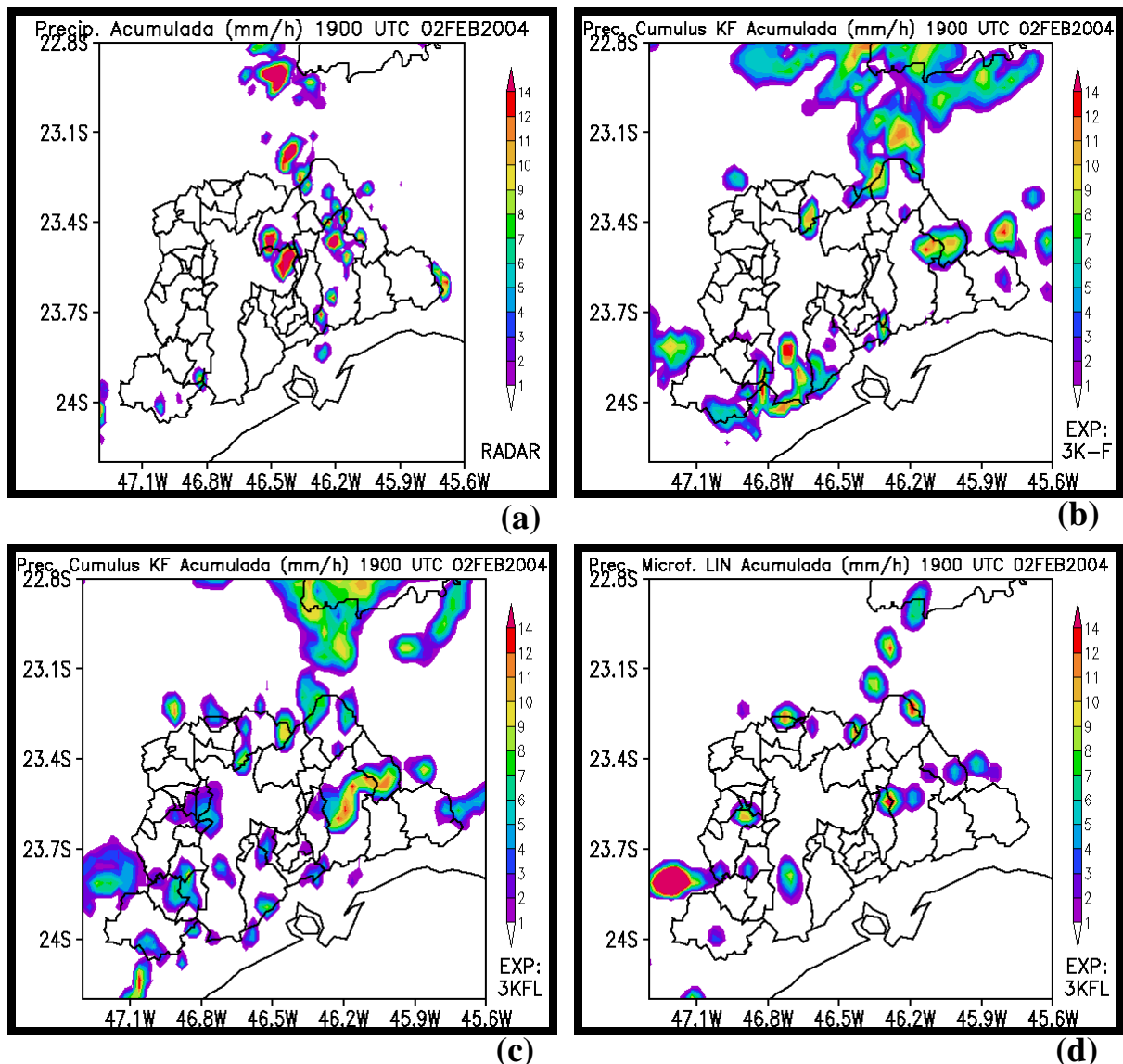
A Tabela C1 mostra a diferença entre os dois experimentos numéricos planejados para o teste de sensibilidade do ARPS na grade de 3 km quanto ao uso da parametrização de cúmulos de Kain-Fritsch (KF). Nas Figs. C.1 a C.4 têm-se os campos de precipitação acumulada em 1 hora oriundos dos experimentos 3K-F e 3KFL, em comparação às estimativas de precipitação acumulada em 1 hora (mm) do radar de São Paulo. Os experimentos foram configurados com as características básicas das simulações propostas na Tabela 3, com exceção das parametrizações de precipitação, que seguem o proposto na Tabela C1.

**Tabela C1 Experimentos de sensibilidade com Kain-Fritsch na grade de 3 km**

<b>Características dos Experimentos</b>	<b>Nome do Experimento</b>	
	<b>3KFL</b>	<b>3K-F</b>
<b>Paramet. de Cúmulos</b>	<b>Sim</b>	<b>Sim</b>
<b>Paramet. de Microfísica</b>	<b>Sim</b>	<b>Não</b>

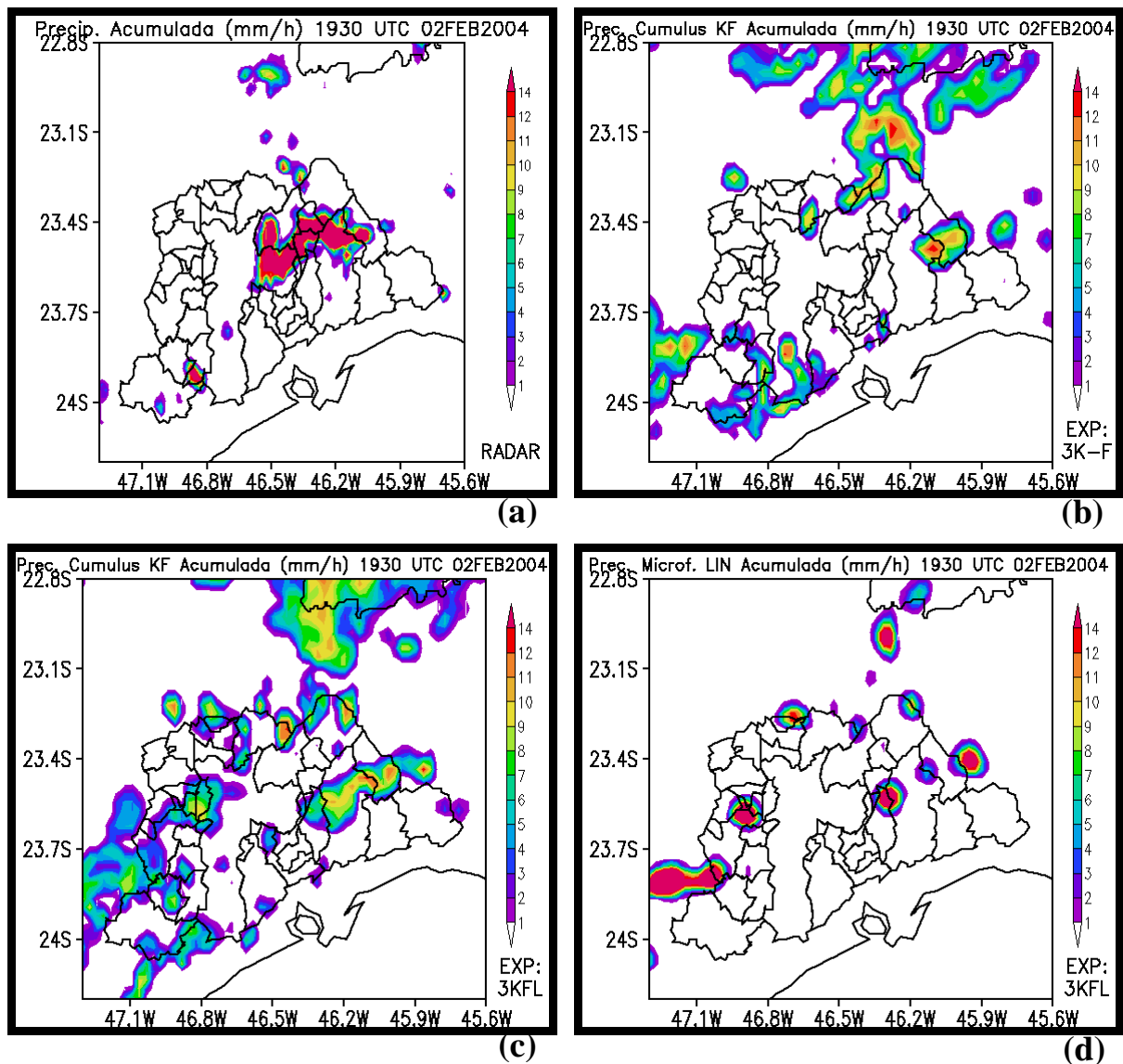
O objetivo destes experimentos é verificar os resultados das simulações quanto à distribuição espacial (fase), quantidade de precipitação (amplitude) e padrões morfológicos dos núcleos de precipitação. A resolução horizontal dos campos simulados é de 3 km e, os do radar meteorológico, 2 km.

As escalas de cores nos campos de precipitação acumulada estimadas por radar e as provenientes das parametrizações de cúmulos de KF e de LIN são as mesmas: valores acima de  $14 \text{ mm h}^{-1}$  aparecem sombreados na cor magenta. Este foi o valor máximo de precipitação acumulada obtido com a parametrização de KF. Assim, as estimativas do radar meteorológico e os campos de precipitação da parametrização de LIN apresentam maiores valores acumulados em comparação aos campos obtidos por KF.



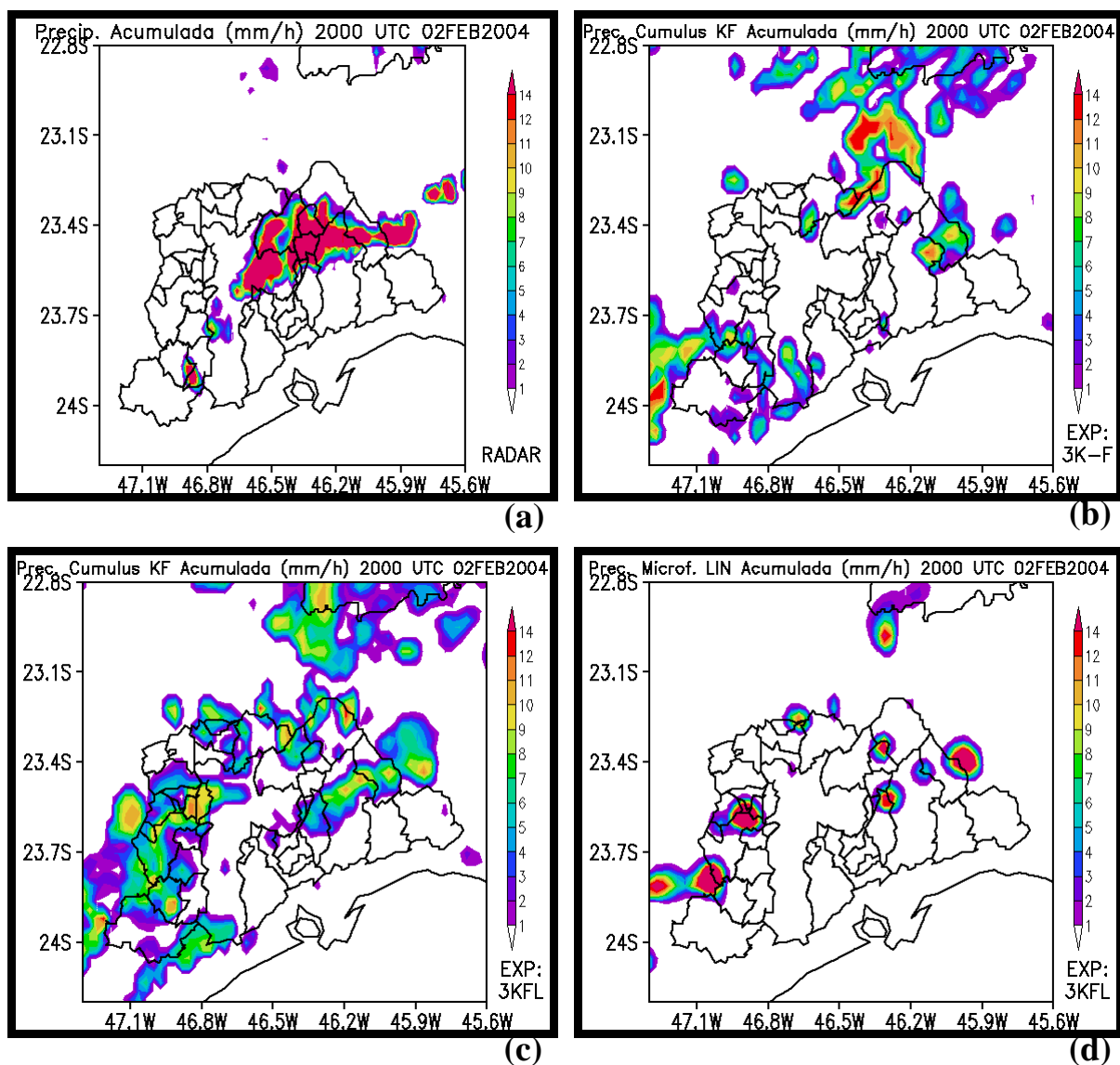
**Fig. C.1:** Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) às 1900 UTC de 02 de fevereiro de 2004 estimada com (a) radar meteorológico e as provenientes das parametrizações de (b) Kain-Fritsch no experimento 3K-F, (c) Kain-Fritsch no experimento 3KFL e (d) microfísica de nuvens de Lin no experimento 3KFL, sombreados conforme indicam as barras de cores. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.

As Figs. C.1 a C.4 correspondem aos campos entre 1900 UTC e 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004, com intervalos de trinta minutos entre elas. Pelas análises da precipitação do radar de São Paulo, este período é identificado como o de máxima atividade convectiva na RMSP naquele dia. De um modo geral, observa-se que os campos de precipitação oriundos da parametrização de KF (painéis (b) e (c) das Figs. C.1 a C.4) superestimam a distribuição espacial dos sistemas convectivos observados pelo radar (painéis (a) das Figs. C.1 a C.4) e subestimam o valor da precipitação acumulada.



**Fig. C.2:** Similar à Fig. C.1, exceto para 1930 UTC de 02 de fevereiro de 2004.

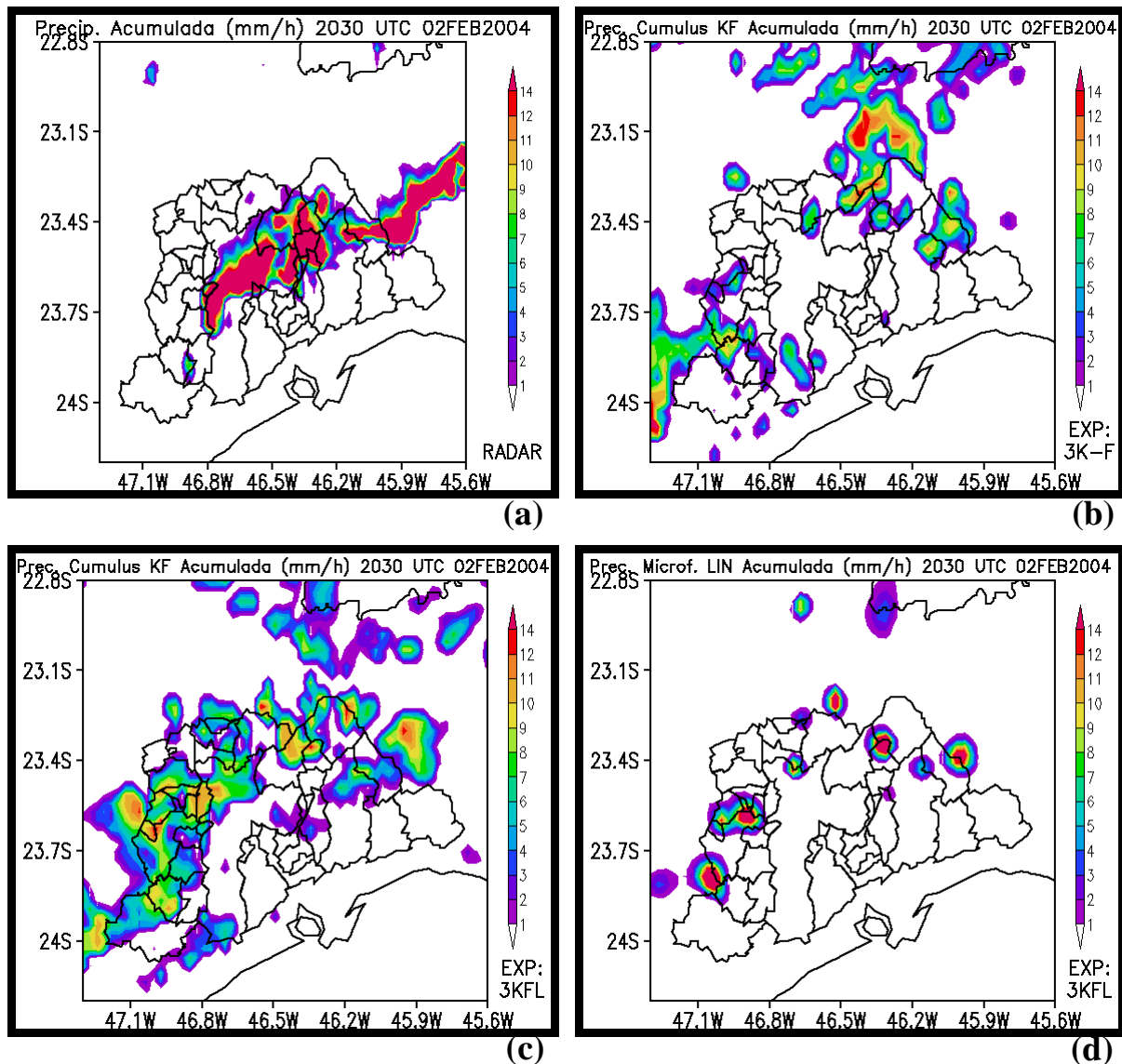
Os painéis (d) das figuras C.1 a C.4 mostram que a distribuição espacial da precipitação à superfície gerada pela parametrização de microfísica, quando esta é utilizada em conjunção com a parametrização de KF, é subestimada em relação à observada. Este resultado advém das seqüências de processamento das parametrizações de cúmulos e microfísica de nuvens. Como a parametrização de cúmulos estabiliza a coluna atmosférica, a parametrização de microfísica encontra um ambiente menos saturado. A saturação em ponto de grade é condição necessária para a conversão de vapor d'água em água de nuvem e, a partir daí, em outras espécies de água na atmosfera.



**Fig. C.3:** Similar à Fig. C.1, exceto para 2000 UTC de 02 de fevereiro de 2004.

Quando os resultados da parametrização de KF dos experimentos 3KFL e 3K-F são comparados (painéis (b) e (c) das Figs. C.1 a C.4), observa-se que a inclusão da parametrização de Lin altera a distribuição espacial da precipitação de KF na RMSR (painéis (c) das Figs. C.1 a C.4), tendendo a levar os resultados do modelo para uma solução mais próxima do observado. Este efeito positivo reside nas explícitas interações físicas associadas ao aquecimento e resfriamento diabáticos originados, por exemplo, nas mudanças de fase sofridas pelas espécies de água resolvidas na grade do modelo com a conseqüente liberação ou absorção de calor latente. As interações entre os processos radiativos, também parametrizados pelo modelo, com a distribuição de gotículas de nuvem e cristais de gelo dentro das nuvens é outro exemplo de efeito físico esperado no uso da parametrização de microfísica de nuvens. Os resultados numéricos apresentados mostram que, com a exclusão

da parametrização de microfísica de nuvens na grade de 3 km, a ausência de importantes interações físicas pode comprometer o desempenho do modelo.



**Fig. C.4:** Similar à Fig. C.1, exceto para 2030 UTC de 02 de fevereiro de 2004.

Os resultados desta subseção indicam que há relevantes interações entre os processos microfísicos e os processos radiativos, os quais não podem ser ignorados em simulações de altíssima resolução espacial, que levam a uma significativa alteração dos campos dinâmicos, possivelmente em todas as escalas dos movimentos atmosféricos.

## **C-2 Assimilação de dados na grade de 9 km (04 de fevereiro de 2004)**

Nas figuras que se seguem nesta subseção, são apresentados os resultados de três diferentes simulações para a grade de 9 km para o caso do dia 04 de fevereiro de 2004 conforme os experimentos propostos na Tabela 5.

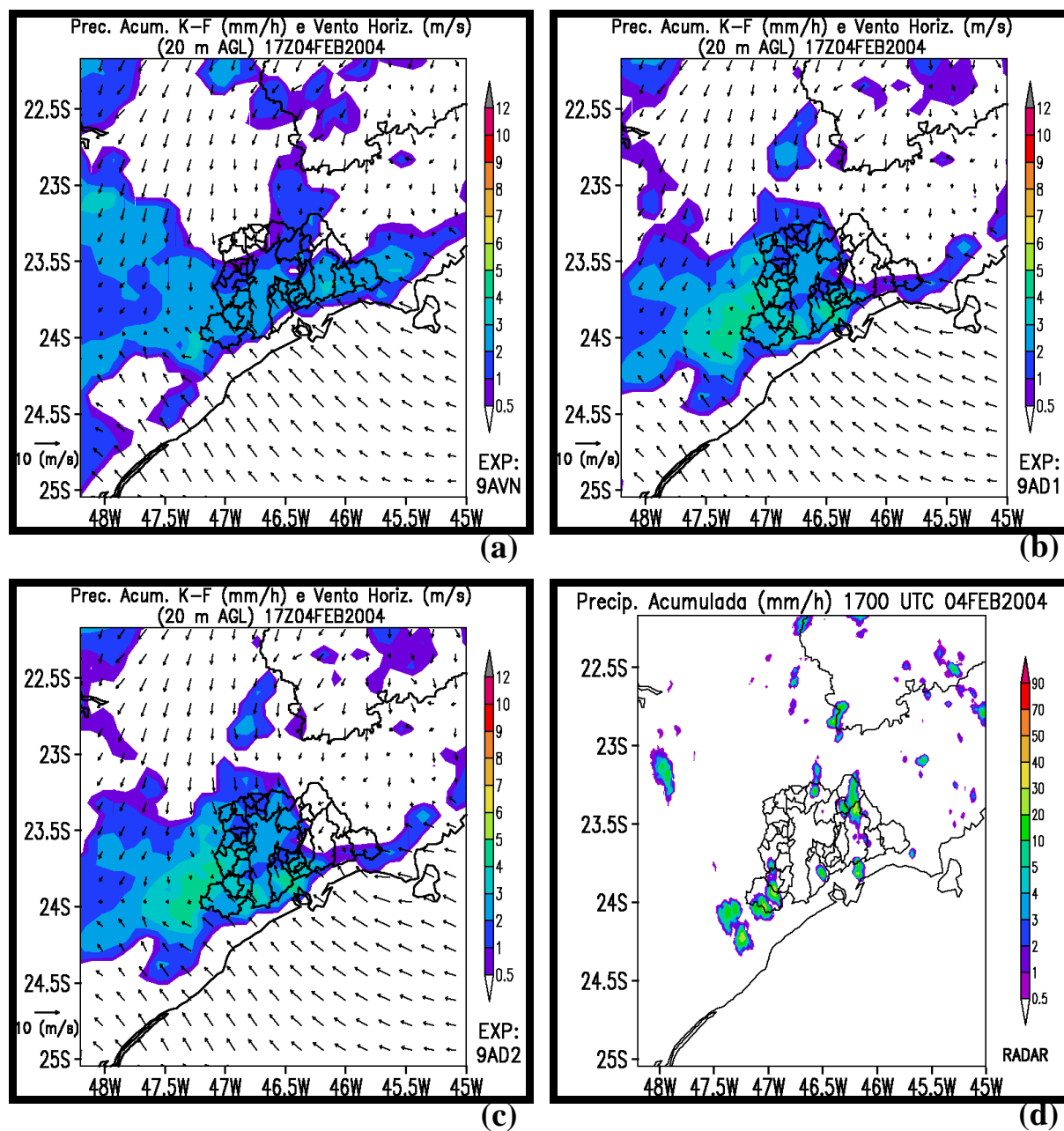
As Figs. C.5 a C.9 mostram os resultados das simulações entre 1700 UTC e 2100 UTC de 04 de fevereiro de 2004 para os campos de precipitação acumulada (parametrização de cúmulos de Kain-Fritsch) dos experimentos 9AVN, 9AD1 e 9AD2 e para a mesma variável estimada por meio do radar meteorológico de São Paulo.

Às 1700 UTC (Fig. C.5), o aquecimento superficial e a penetração da brisa marítima na RMSP provocam o aumento em número e área dos centros de precipitação observados pelo radar, cujos primeiros sinais de precipitação à superfície apareceram por volta das 1600 UTC (não mostrado). As simulações indicam, nestes horários, uma profusão espacial quando comparados ao medido pelo radar, fato observado desde as primeiras horas de simulação (não mostrado). Não se observam diferenças significativas nos campos de vento a 20 m da superfície entre as diferentes simulações. Nota-se a frente de brisa marítima já no interior do continente. As simulações 9AD1 e 9AD2 simulam melhor a convecção a sudoeste da RMSP.

Às 1900 UTC (Fig. C.6) as simulações indicam o desenvolvimento e intensificação de um sistema convectivo na Zona Leste da Capital. No radar (Fig. C.6d), nota-se que o sistema no leste da Capital é intenso. As 3 simulações mostram grande abrangência nas áreas de precipitação, em excesso em relação ao observado, mas a simulação 9AD2, agora já sob influência da assimilação incremental dos dados de superfície das 1800 UTC, mostra um máximo de precipitação à superfície em horário e local semelhantes ao observado (Fig. C.6c e d). A precipitação no extremo leste do estado está mais bem simulada nos experimentos 9AD1 e 9AD2.

No decorrer das integrações, o experimento 9AD2 obtém melhores resultados na RMSP em relação aos outros experimentos (Figs. C.7 a C.9), embora mostrando magnitudes muito inferiores ao observado, assim como as outras 2 simulações. Em geral, os 3 experimentos mostram uma área extensa de precipitação na faixa leste do domínio simulado que não encontra respaldo nas medições do radar. A atenuação dos feixes do radar com a distância,

conforme discutido em Pereira Filho e Nakayama (2001), explica em parte estas discrepâncias.

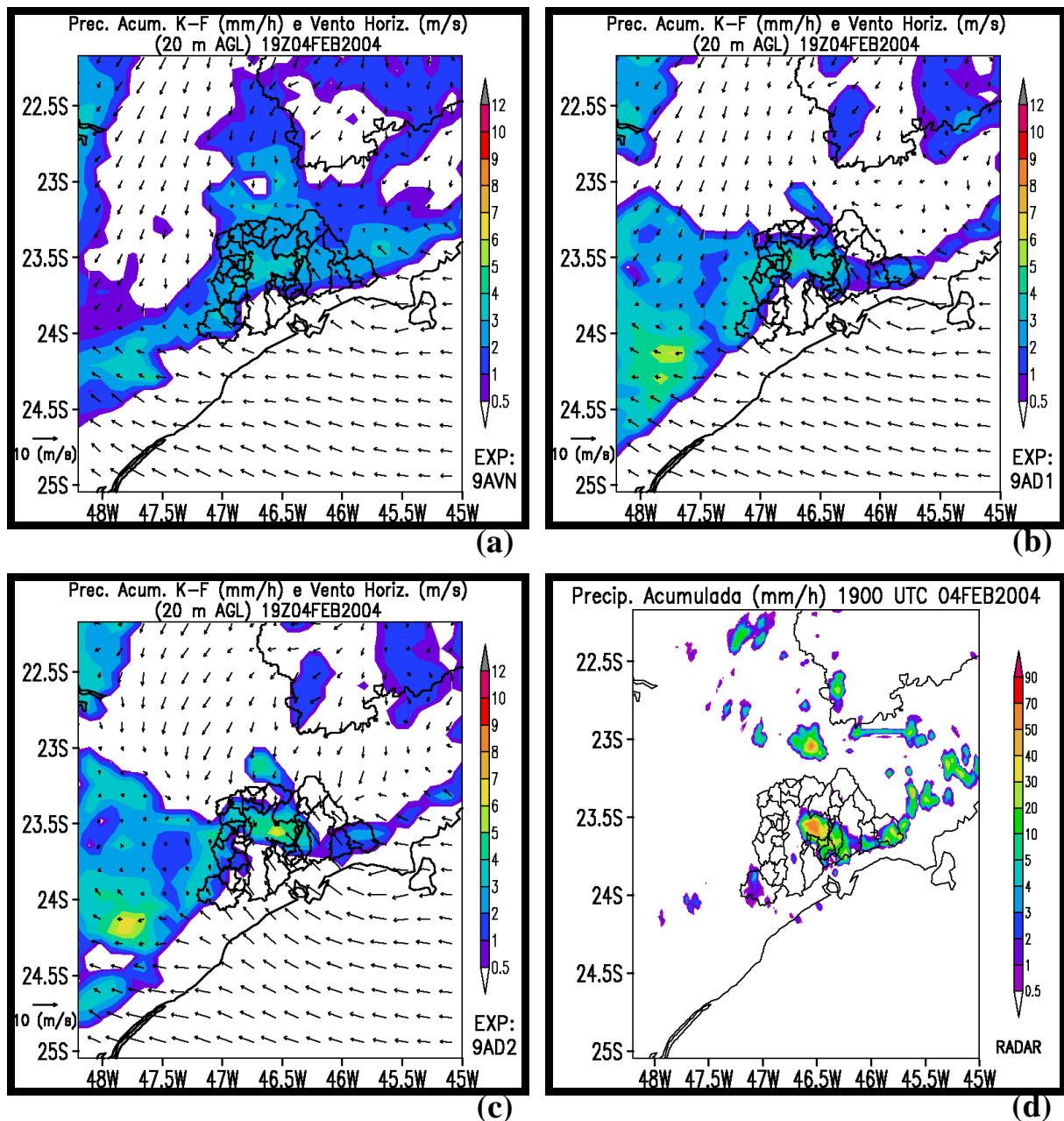


**Fig. C.5:** Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) e vento horizontal ( $\text{m s}^{-1}$ ) às 1700 UTC de 04 de fevereiro de 2004 para as simulações na grade de 9 km (a) 9GFS, (b) 9AD1, (c) 9AD2 e (d) Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) medida pelo radar meteorológico de São Paulo para o mesmo horário. Os vetores estão plotados a cada 2 pontos de grade. As escalas das barras de cores das simulações estão fixas entre 0.5 e 12  $\text{mm h}^{-1}$ ; as do radar, entre 0.5 e 90  $\text{mm h}^{-1}$ . Estão indicados latitudes, longitudes, contornos geopolíticos da RMSP e o vetor padrão.

Às 2030 UTC (Fig. C.9b) e 2100 UTC (Fig. C.9d), há sinais de precipitação a sudoeste da RMSP nos campos obtidos pelo radar de São Paulo. Nenhum dos experimentos obteve êxito



em simular os sistemas de precipitação observados no radar a nordeste da RMSP nestes horários. Isto indica que naquela área há carência de medidas de superfície que proporcionem informações termodinâmicas e dinâmicas na camada limite planetária para uma adequada simulação. Em relação à distribuição espacial dos demais sistemas de precipitação observados, constata-se uma melhor simulação dos mesmos no experimento 9AD2 .



**Fig. C.6:** Similar à Fig. C.5, exceto para 1900 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

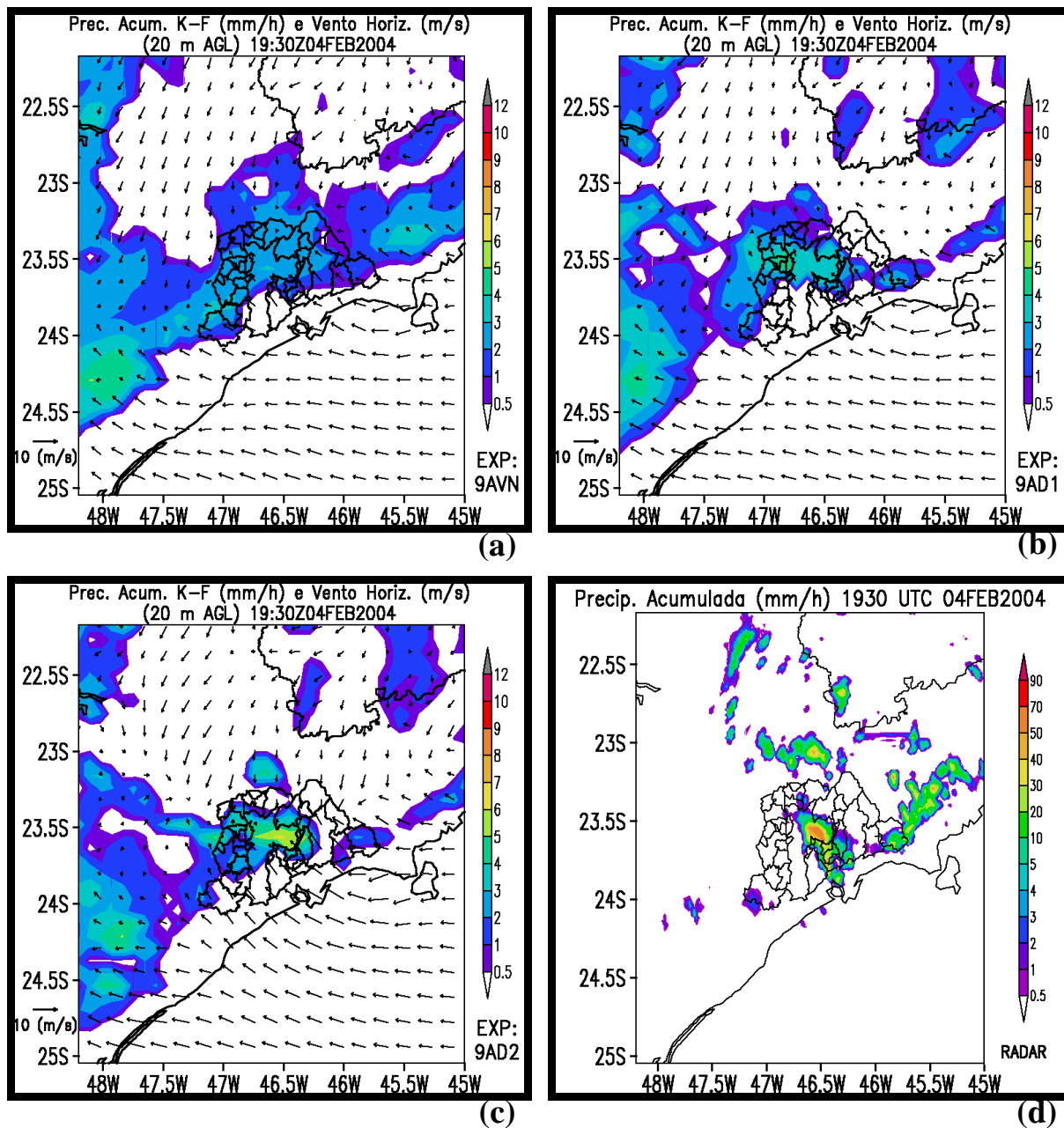


Fig. C.7: Similar à Fig. C.5, exceto para 1930 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

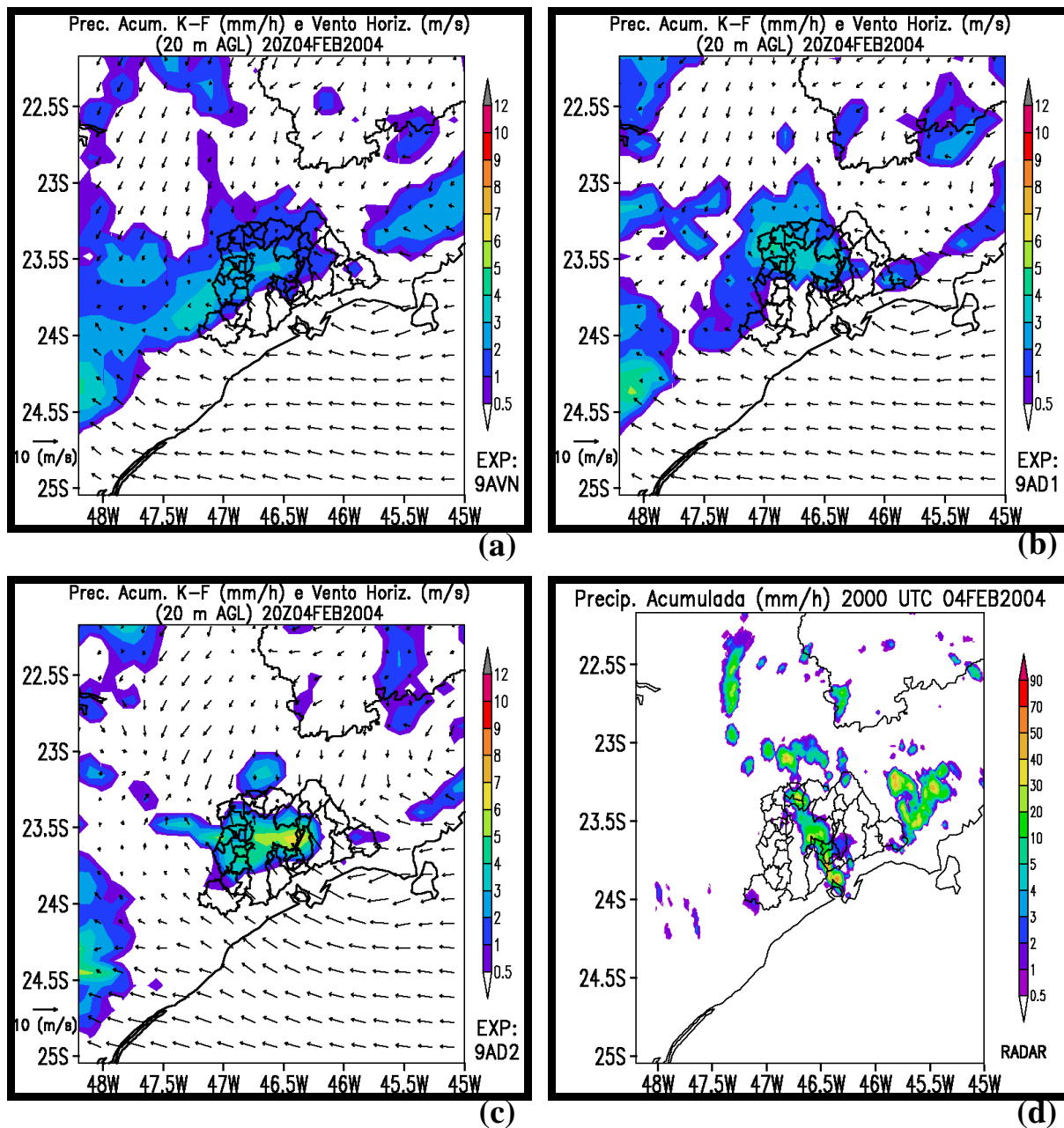
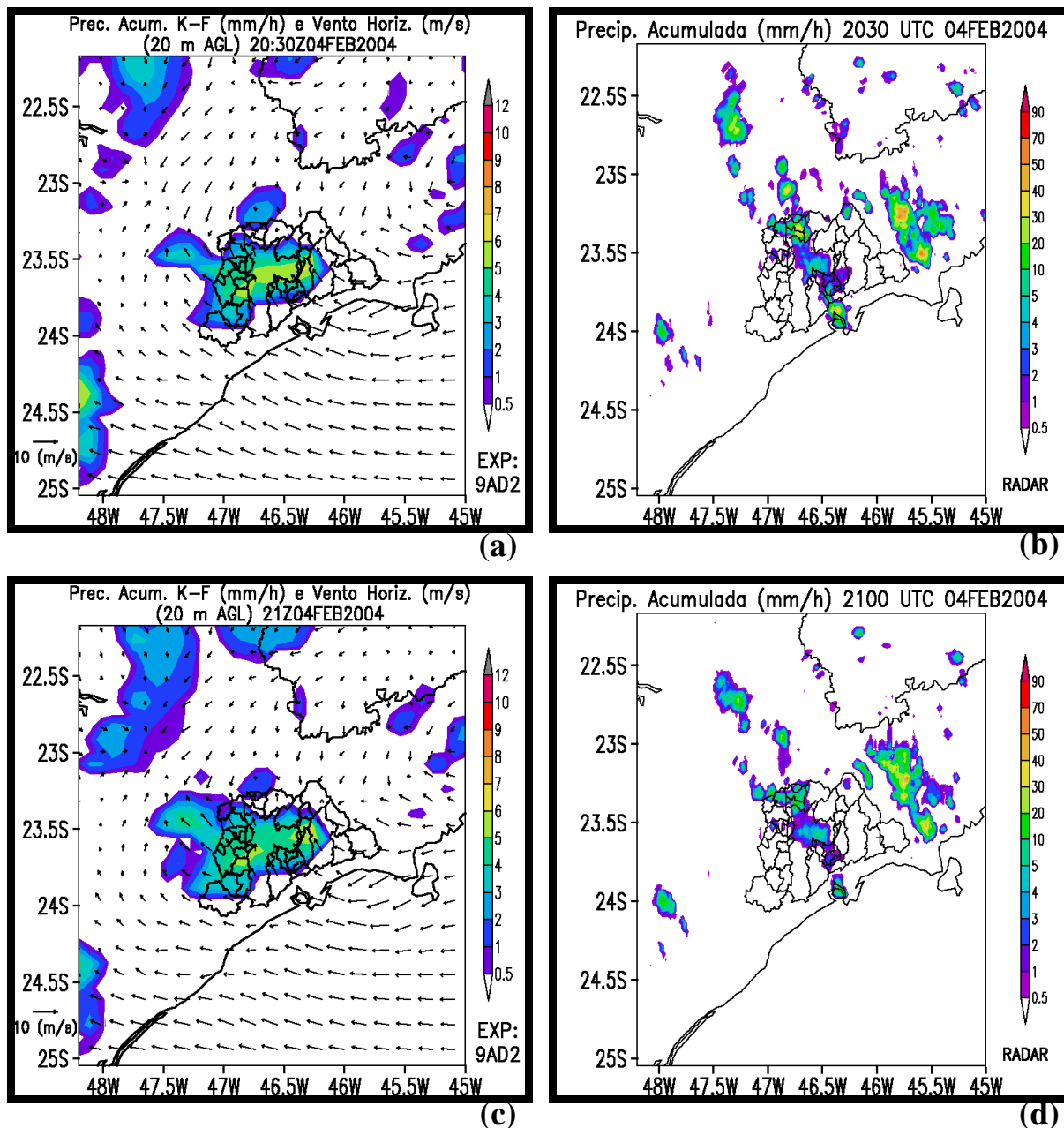


Fig. C.8: Similar à Fig. C.5, exceto para 2000 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

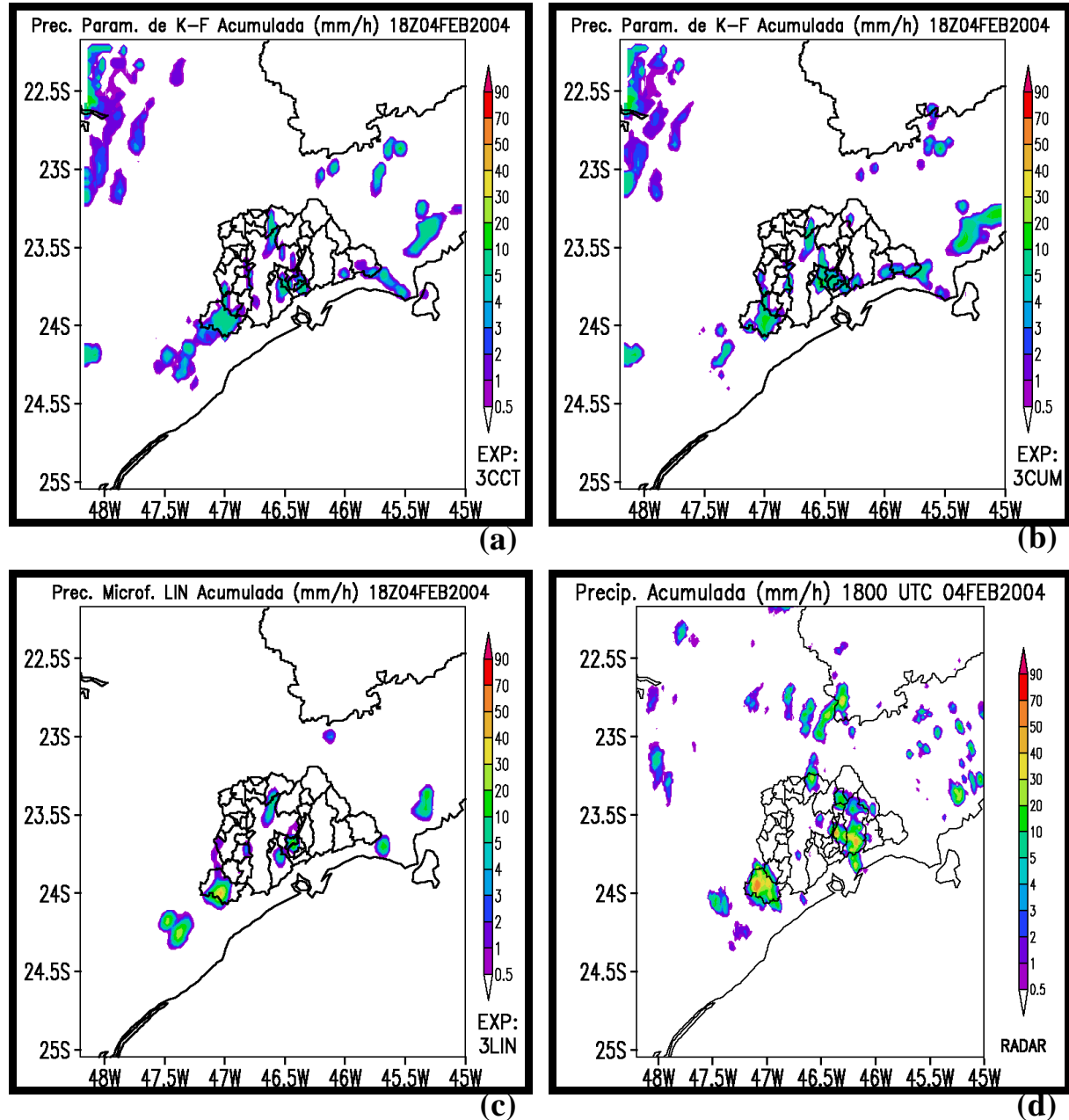


**Fig. C.9:** Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) e vento horizontal ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 04 de fevereiro de 2004 para a simulação 9AD2 às (a) 2030 UTC e (c) 2100 UTC; precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) medida pelo radar meteorológico de São Paulo às (b) 2030 UTC e (d) 2100 UTC. Os vetores estão plotados a cada 2 pontos de grade. As escalas das barras de cores das simulações estão fixas entre 0.5 e 12  $\text{mm h}^{-1}$ ; as do radar, entre 0.5 e 90  $\text{mm h}^{-1}$ . Estão indicados latitudes, longitudes, contornos geopolíticos da RMSP e o vetor padrão.

Os resultados das simulações de 9 km são bons em relação à distribuição espacial dos sistemas precipitantes observados, mas não obtiveram sucesso quanto à quantidade da precipitação. A assimilação de dados de superfície na condição inicial e durante a execução do modelo resultou em simulações mais adequadas em relação ao observado.

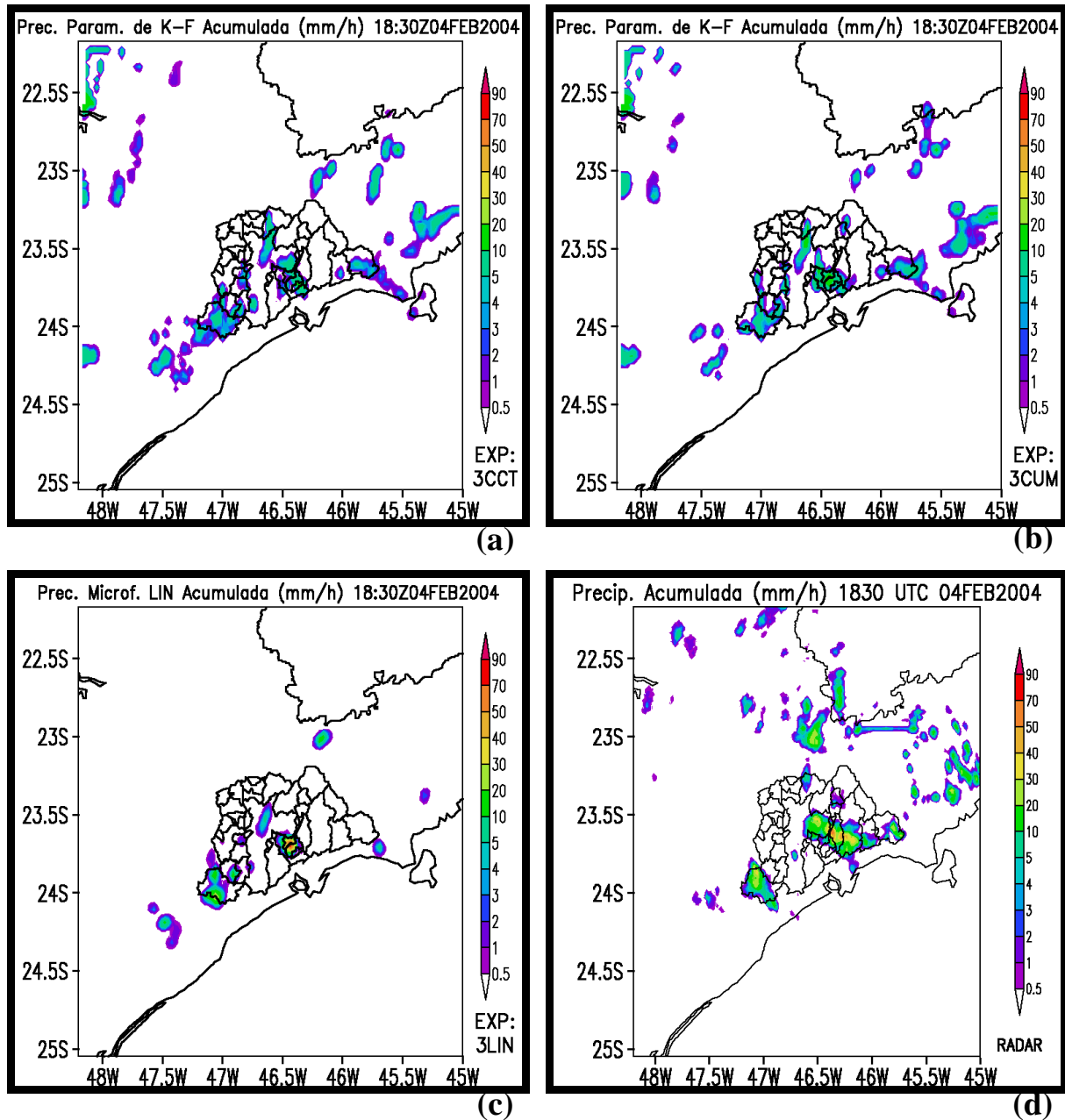
### C-3 Parametrização de Kain-Fritsch na grade de 3 km (04 de fevereiro de 2004)

O objetivo destes 3 experimentos (Tabela 6) foi testar a sensibilidade do ARPS quanto à parametrização de Kain-Fritsch (KF) na grade de 3 km. Aqui, as condições iniciais e de fronteira são provenientes da simulação prévia 9CTL, que *não* utiliza assimilação de dados.



**Fig. C.10:** Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) às 1800 UTC de 04 de fevereiro de 2004 para as simulações na grade de 3 km (a) 3CCT, (b) 3CUM, (c) 3LIN e (d) precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) medida pelo radar meteorológico de São Paulo para o mesmo horário. As escalas das barras de cores estão fixas entre 0.5 e 90  $\text{mm h}^{-1}$ . Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.

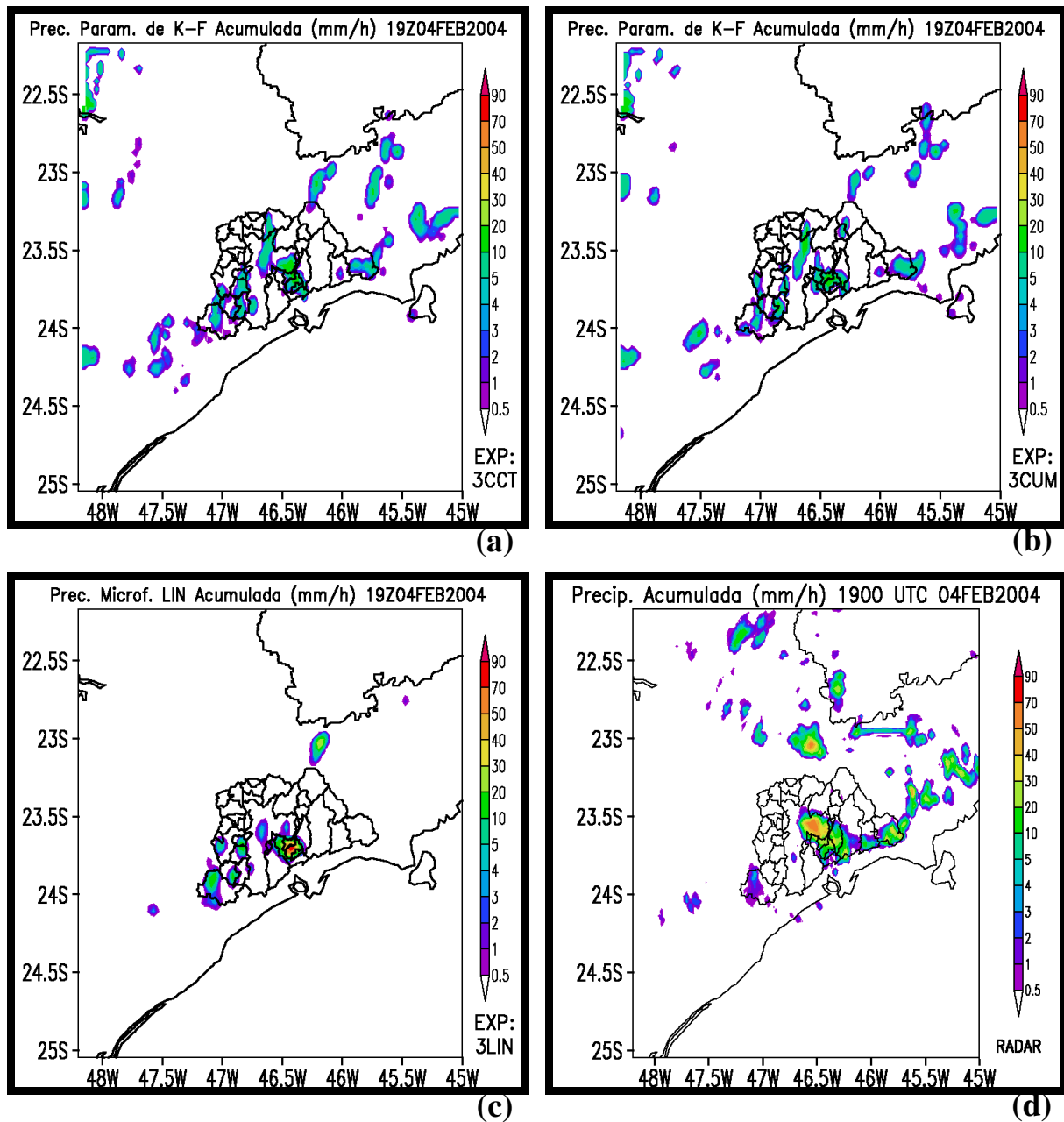
Às 1800 UTC (Fig. C.10), os 3 experimentos, assim como o radar, mostram vários sistemas precipitantes distribuídos esparsamente. Os experimentos 3CCT e 3CUM mostram precipitação na borda noroeste do domínio de integração, onde o radar (Fig. C.10d) mostra alguma atividade convectiva.



**Fig. C.11:** Similar à Fig. C.10, exceto para 1830 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

Às 1830 UTC, o radar (Fig. C.11d) mostra precipitação mais intensa na Zona Leste de São Paulo e à sudeste Capital. Nos 3 experimentos numéricos encontram-se sinais destas células convectivas, com menor amplitude. 3CCT e 3CUM mostram melhor distribuição espacial dos

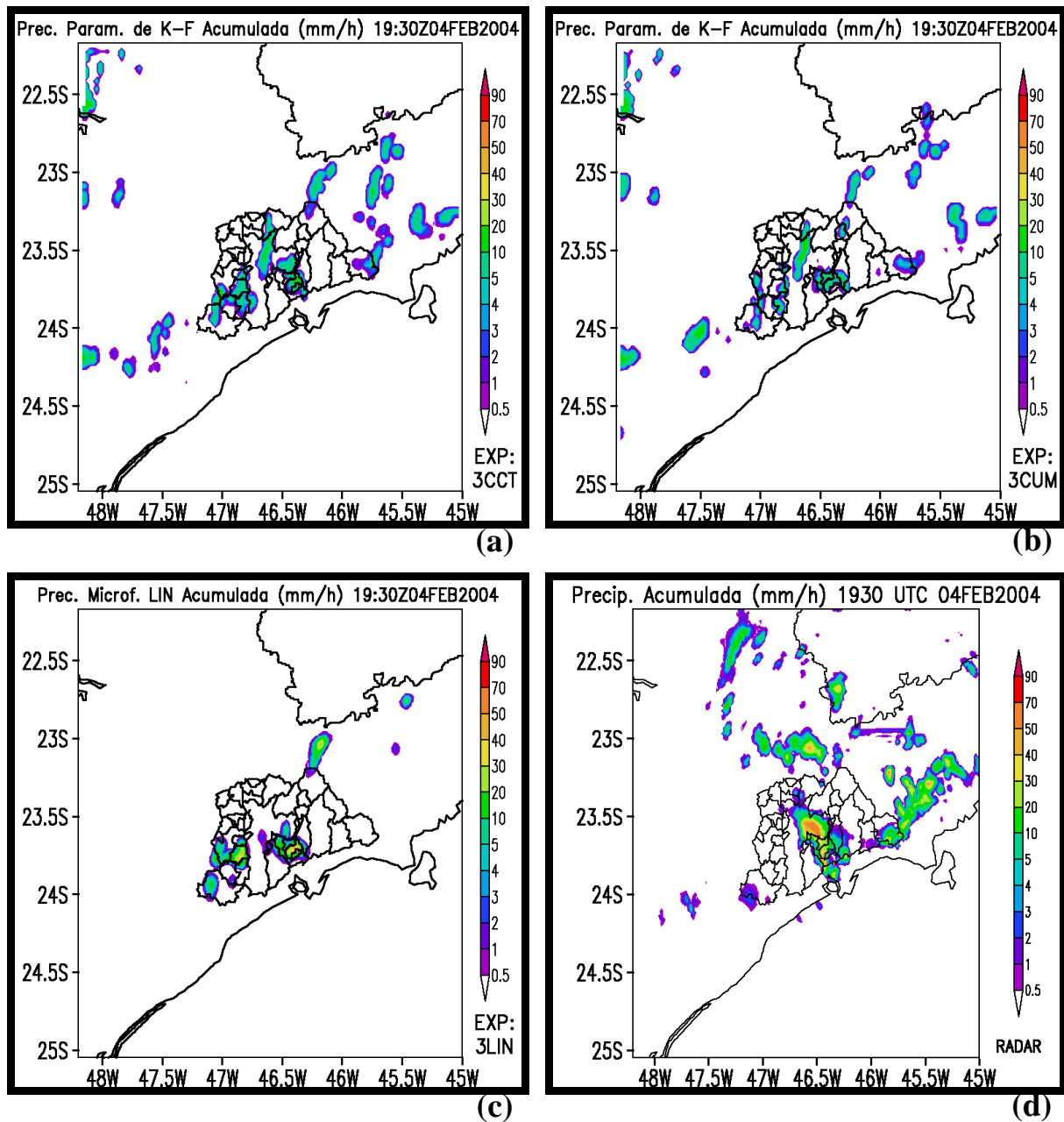
sistemas de precipitação em relação a 3LIN. 3LIN simula melhor o sistema convectivo a sudeste da Capital (Fig. C.11c).



**Fig. C.12:** Similar à Fig. C.10, exceto para 1900 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

A Fig. C.12 mostra que os 3 experimentos simulam adequadamente o sistema do extremo sudoeste da RMSF. O radar mostra que, às 1900 UTC (Fig. C.12d), o sistema convectivo da Zona Leste da Capital encontra-se maduro e em plena atividade quanto à precipitação. 3CCT (Fig. C.12a) é mais adequado quanto a este núcleo de precipitação. 3CCT (Fig. C.12a) e 3CUM (Fig. C.12b) são mais adequados na simulação dos sistemas da periferia da RMSF. A

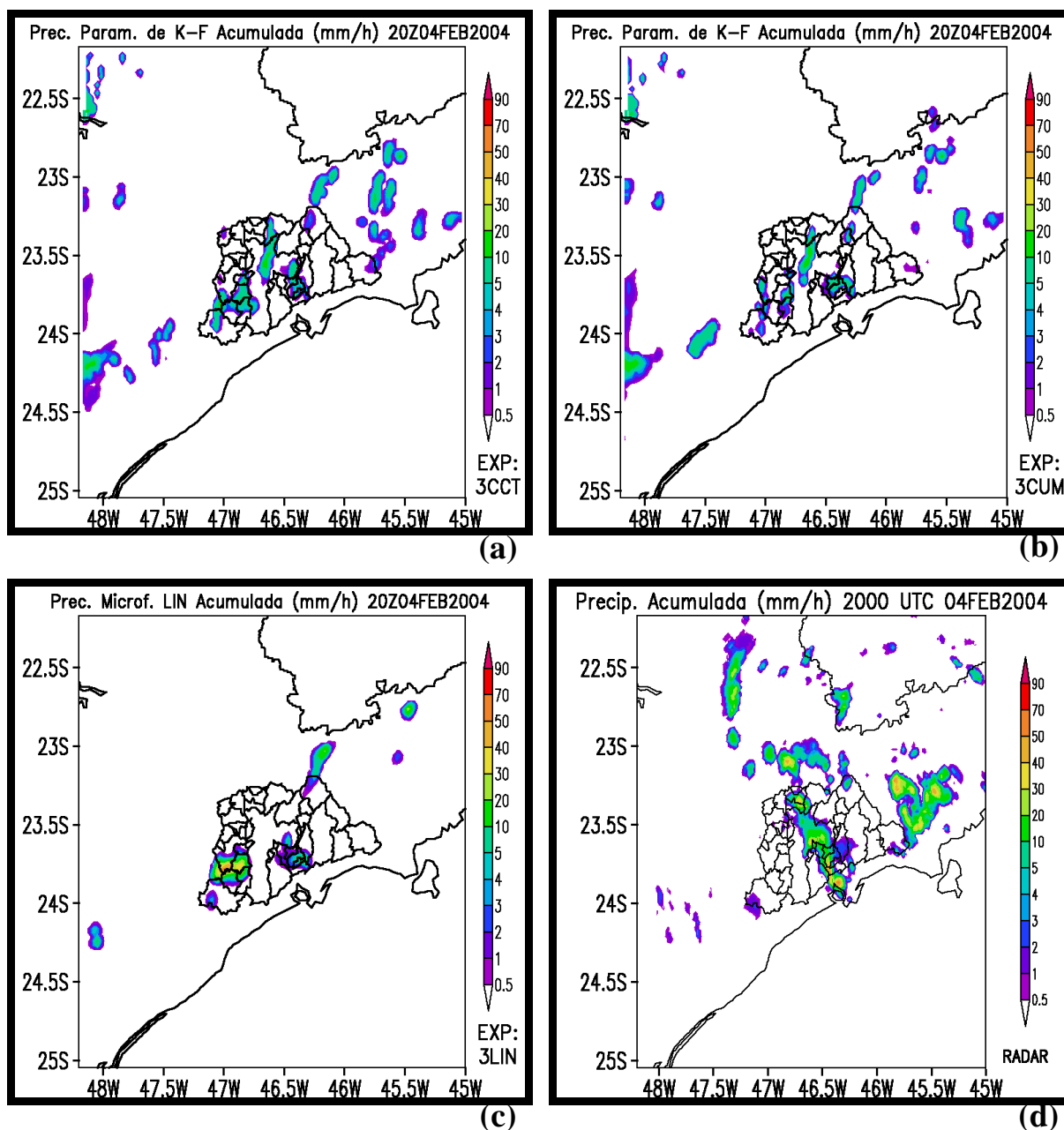
intensidade do sistema produzido na fronteira sudeste da Capital por 3 LIN (Fig. C.12c) é maior em relação aos outros experimentos.



**Fig. C.13:** Similar à Fig. C.10, exceto para 1930 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

Às 1930 UTC o experimento3LIN (Fig. C.13c) produz uma célula espúria intensa na fronteira sudoeste da Capital e não simula adequadamente vários dos sistemas observados por meio do radar (Fig. C.13d). 3CCT (Fig. C.13a) e 3CUM (Fig. C.13b) distribuem melhor os núcleos de precipitação sobre a área simulada, mas indicam não possuir a dinâmica associada ao alinhamento noroeste-sudeste da precipitação na RMSP, assim como aos aglomerados convectivos ao norte e nordeste da RMSP.





**Fig. C.14:** Similar à Fig. C.10, exceto para 2000 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

Com o decorrer das integrações numéricas, somente 3CCT (Figs. C.14a e C.15a) e 3CUM (Figs. C.14b e C.15b) produzem precipitação no interior da Capital. Nos campos do radar (Figs. C.14d e C.15d), os sistemas convectivos continuam ativos. 3LIN (Figs. C.14c e C.15c) mostra intensificação do sistema espúrio na fronteira sudoeste da Capital.

O experimento 3CCT foi o que melhor simulou a evolução das células de precipitação dentre os 3 experimentos desta subseção nos horários analisados. Há indicações que falta ao modelo o mecanismo físico associado à ilha de calor urbana (Pereira Filho, 2000).

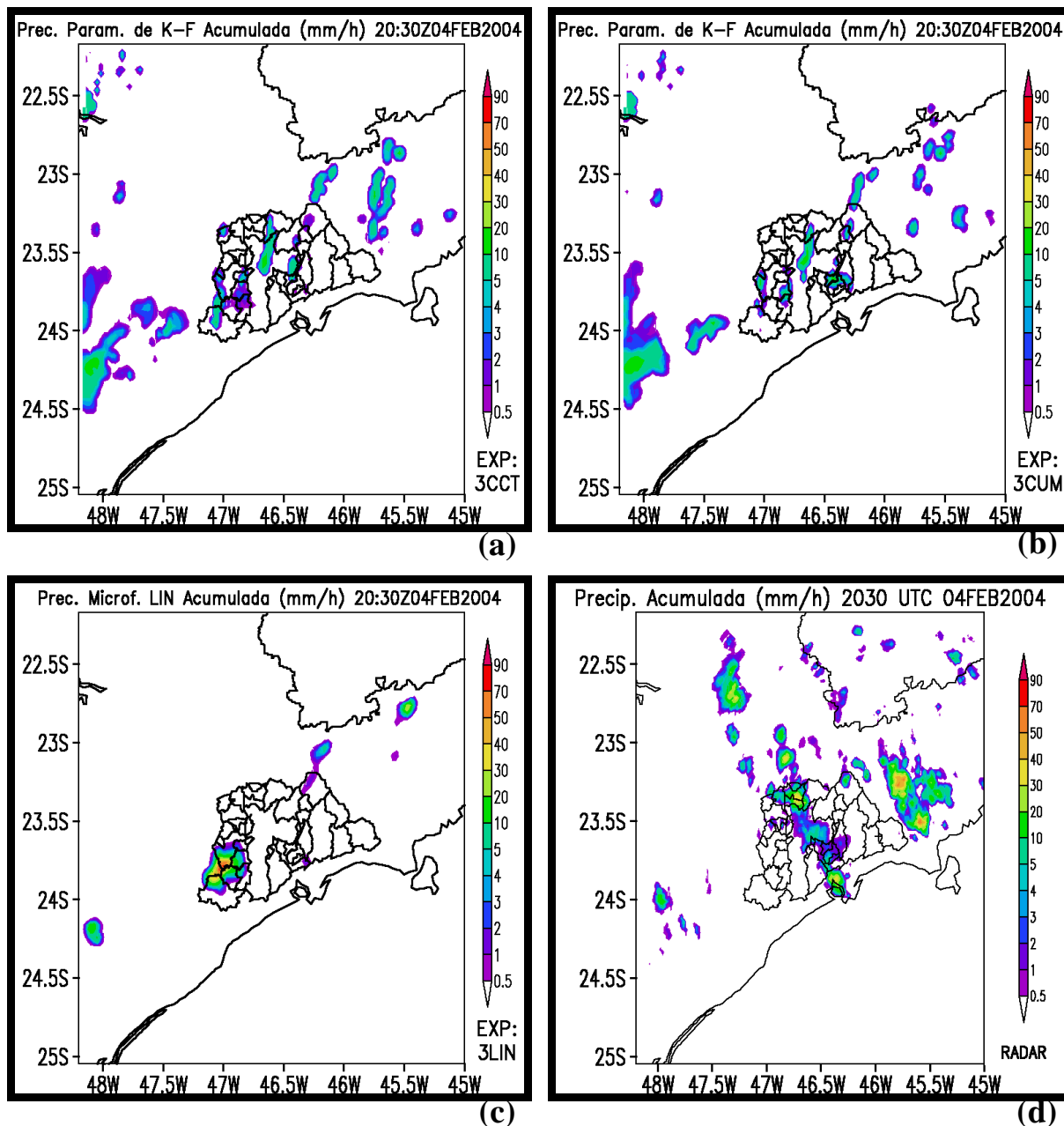


Fig. C.15: Similar à Fig. C.10, exceto para 2000 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

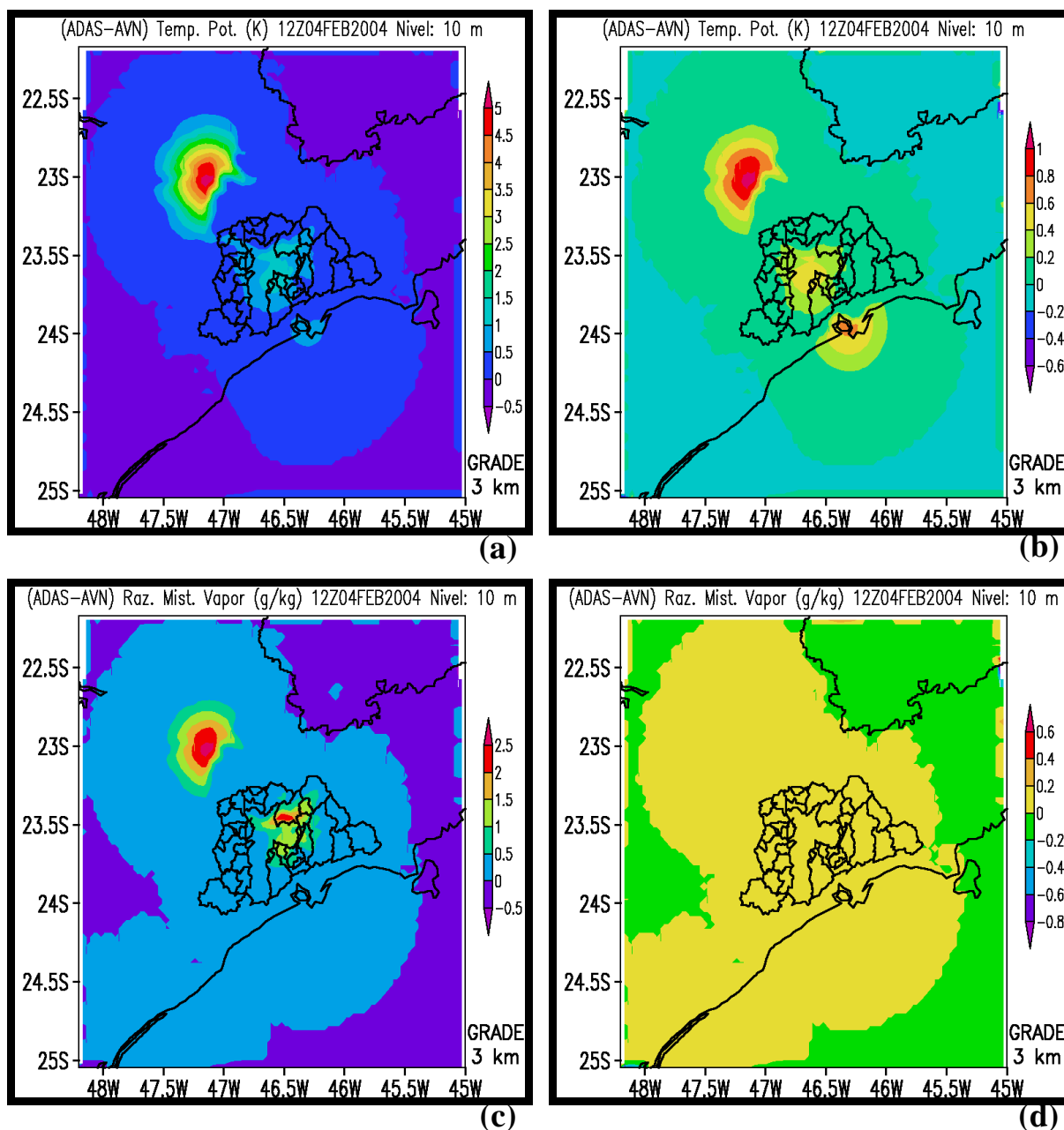
#### **C-4 Assimilação de dados na grade de 3 km (04 de fevereiro de 2004)**

O objetivo desta subseção é avaliar a influência da assimilação de dados nas simulações do evento de 04 de fevereiro de 2004 na grade de 3 km de resolução.

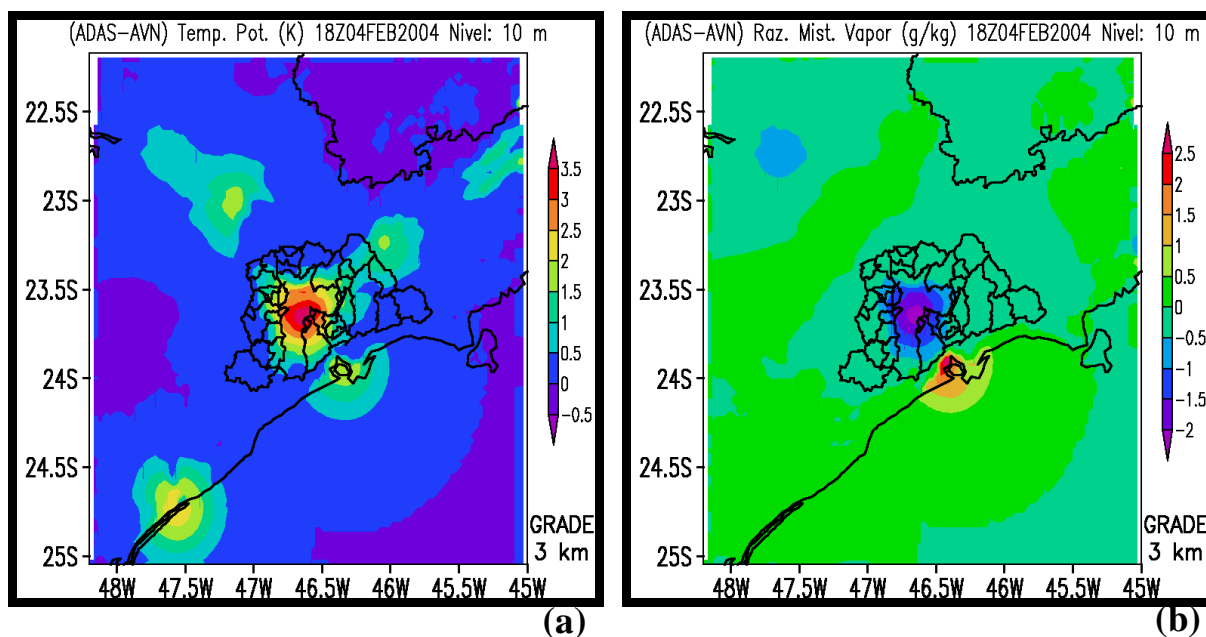
A Fig. C.16 mostra os campos de diferença entre as condições iniciais para a grade de 3 km de resolução espacial obtidas com assimilação de dados de superfície (ADAS) e sem assimilação de dados de superfície (GFS, antigo AVN). As diferenças referem-se ao primeiro nível da grade do modelo às 1200 UTC de 04 de fevereiro de 2004. A Fig. C.16a mostra a diferença de temperatura potencial quando o campo de estimativa inicial, obtido com a grade de 9 km numa rodada prévia, não assimilou dados de superfície. A Fig. C.16b mostra a diferença de temperatura potencial quando ambos, o campo de estimativa inicial (grade de 9 km) e o campo ADAS (grade de 3 km) assimilaram dados de superfície. Neste caso (Fig. C.16b), a variação de temperatura potencial é bastante reduzida em magnitude em relação ao caso da Fig. C.16a, uma vez que o próprio campo de estimativa inicial já havia assimilado os dados de superfície novamente assimilados na grade de 3 km. A análise é semelhante para os campos de razão de mistura de vapor d'água das Figs. C.16c e C.16d.

Na Fig. C.17, a análise objetiva foi efetuada para os campos referentes ao horário das 1800 UTC, visando o processo de assimilação de dados incremental no decorrer da simulação na grade de 3 km. A Fig. C.17a mostra o efeito da ilha de calor urbana na Zona Central, a Zona Oeste e a parte oeste da Zona Leste da Capital, com uma diferença positiva de até 3.5 K na temperatura potencial. A Fig. C.17b mostra que, nas mesmas regiões da Capital, os dados medidos em superfície apontam para uma diminuição da razão de mistura em até 2 g kg<sup>-1</sup>.

Nas figuras que se seguem nesta subseção, serão apresentados os campos de precipitação produzidos em 3 diferentes simulações para a grade de 3 km (Tabela 7). Serão também reapresentados os campos de precipitação medidos pelo radar meteorológico de São Paulo para facilitar a discussão dos resultados.



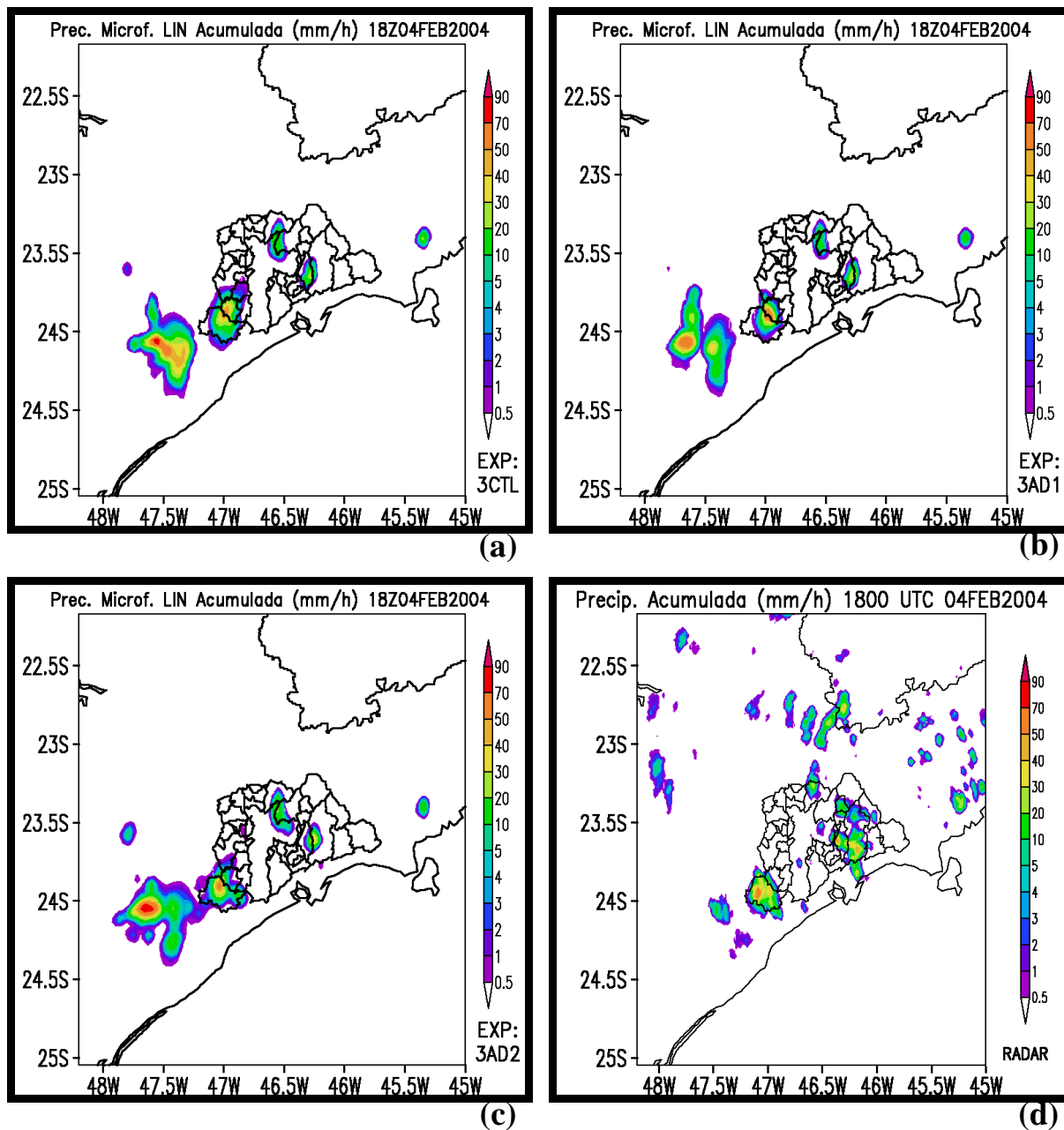
**Fig. C.16:** Diferença entre as condições iniciais na grade de 3 km de resolução espacial obtidas com assimilação de dados de superfície (ADAS) e sem assimilação de dados de superfície (somente GFS, antigo AVN) no primeiro nível da grade do modelo às 1200 UTC de 04 de fevereiro de 2004. Temperatura potencial (K) quando (a) o campo de chute inicial [grade de 9 km] não assimilou previamente dados de superfície e (b) caso positivo. Razão de mistura de vapor d'água ( $\text{g kg}^{-1}$ ) quando (c) o campo de chute inicial [grade de 9 km] não assimilou previamente dados de superfície e (d) caso positivo. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.



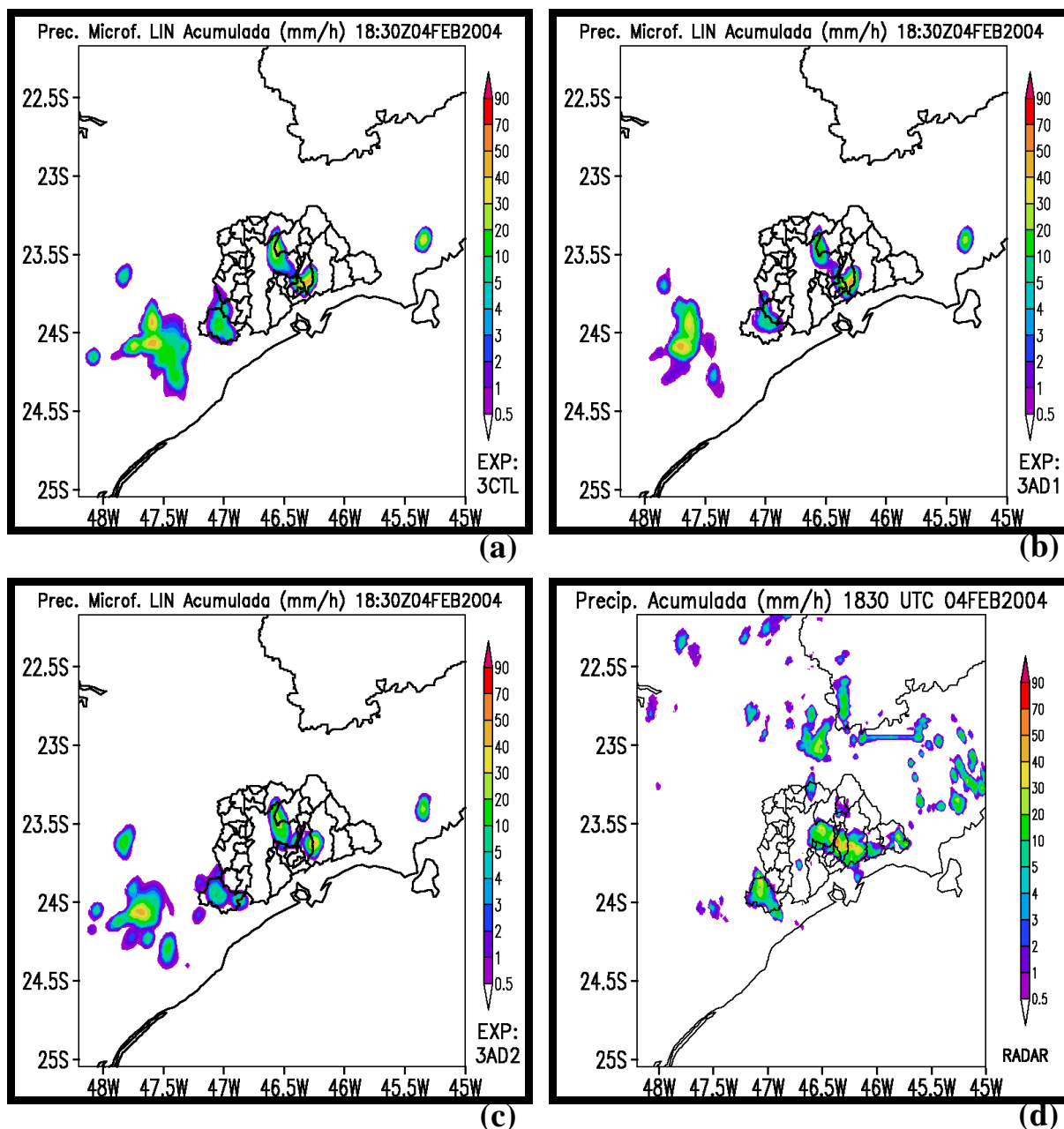
**Fig. C.17:** Diferença entre as condições iniciais obtidas com assimilação de dados de superfície (ADAS) e sem assimilação de dados de superfície (GFS) no primeiro nível da grade do modelo para (a) campo de temperatura potencial (K) e (b) campo de razão de mistura de vapor d'água ( $\text{g kg}^{-1}$ ) às 1800 UTC de 04 de fevereiro de 2004 na grade de 3 km de resolução espacial. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.

Inicialmente e até as 1800 UTC (Fig. C.18), os campos simulados são muito semelhantes, uma vez que todos partem de condições iniciais também semelhantes. Em relação às medições de radar (Fig. C.18d), vários sistemas de precipitação nas proximidades da RMSP estão sendo bem simulados nos experimentos numéricos, em especial o sistema situado no extremo sudoeste da RMSP. Por outro lado, os demais núcleos de precipitação mais afastados da RMSP não estão sendo simulados por nenhum dos experimentos. No extremo sul da RMSP, a célula convectiva simulada nos modelos coincide em fase e amplitude ao observado.

Às 1830 UTC (Fig. C.19) o procedimento de assimilação incremental da análise das 1800 UTC já se encerrou nos experimentos 3AD1 e 3AD2. As observações (Fig. C.19d) indicam a presença de uma célula intensa sobre a Zona Leste da Capital, assim como os 3 experimentos numéricos. No entanto, o experimento 3AD2 (com assimilação incremental completa da análise das 1800 UTC) simula melhor a distribuição espacial dos núcleos precipitantes observados na RMSP. Ao sudoeste da RMSP, um núcleo de precipitação aparece com maior intensidade do que o observado.

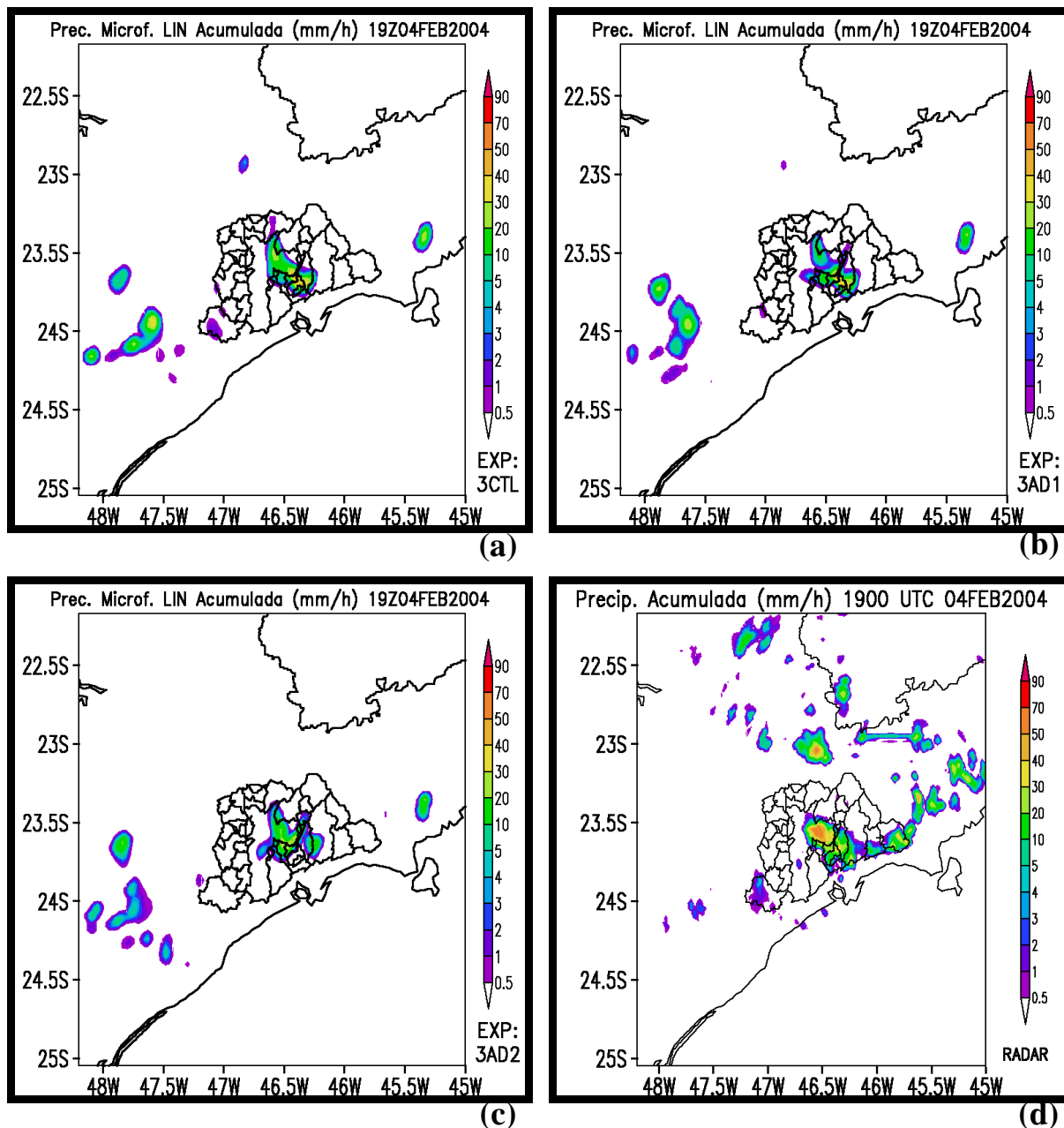


**Fig. C.18:** Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) às 1800 UTC de 04 de fevereiro de 2004 para as simulações na grade de 3 km (a) 3CTL, (b) 3AD1, (c) 3AD2 e (d) Precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) medida pelo radar meteorológico de São Paulo para o mesmo horário. As escalas das barras de cores estão fixas entre 0.5 e 90  $\text{mm h}^{-1}$ . Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos da RMSP.



**Fig. C.19:** Similar à Fig. C.18, exceto para 1830 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

Às 1900 UTC (Fig. C.20), o sistema no extremo sul da RMSP se desintensifica, como mostra o campo de radar (Fig. C.20d), enquanto a célula convectiva na Zona Leste da Capital ganha intensidade. Os 3 experimentos continuam a simular esta célula no local correto, mas não sua intensificação. Às 1930 UTC (Fig. C.21), nota-se que 3AD1 e 3AD2 mostram precipitação também na Zona Oeste de São Paulo, enquanto 3CTL mantém o sistema apenas na Zona Leste. Os 3 experimentos começam a mostrar outros pequenos sistemas de precipitação nas vizinhanças da RMSP.

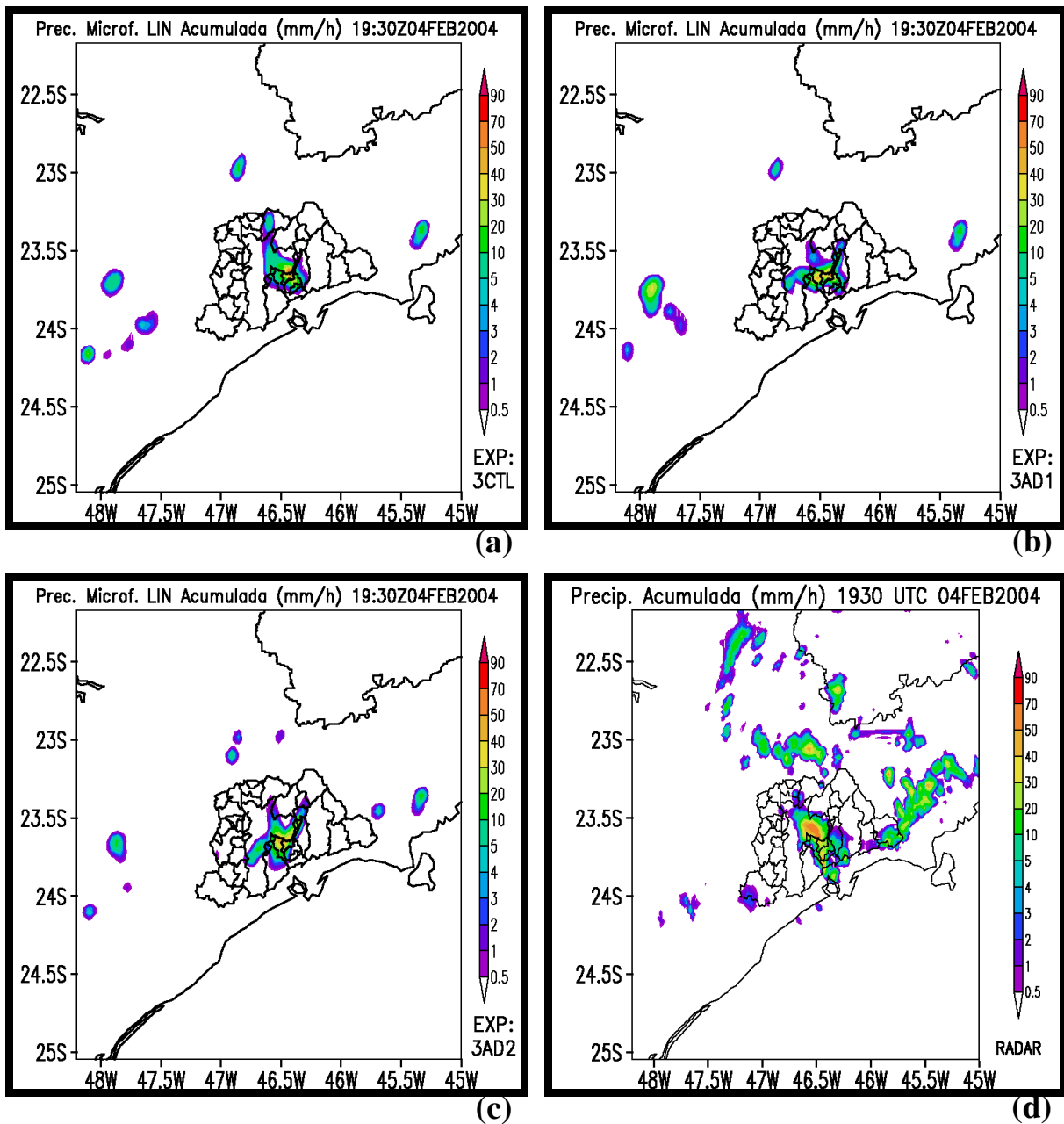


**Fig. C.20:** Similar à Fig. C.18, exceto para 1900 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

Às 2000 UTC (Fig. C.22), o radar mostra que os sistemas de precipitação se alinham sobre a RMSP no sentido noroeste-sudeste. Nenhum dos experimentos simulou adequadamente esta característica, mas 3AD1 e 3AD2 apresentam melhor distribuição espacial na RMSP em relação à 3CTL neste horário. No experimento 3CTL às 2030 UTC (Fig. C.23a), nota-se que já não há condições apropriadas para a manutenção da precipitação nesta simulação. Mas 3AD1 (Fig. C.23b) e 3AD2 (Fig. C.23c) continuam a manter os sistemas ativos neste horário. No radar (Fig. C.23d), os sistemas estão ainda alinhados no sentido noroeste-sudeste. Em 3AD1 e 3AD2 o alinhamento é no sentido nordeste-sudoeste, o que indica que esta diferença

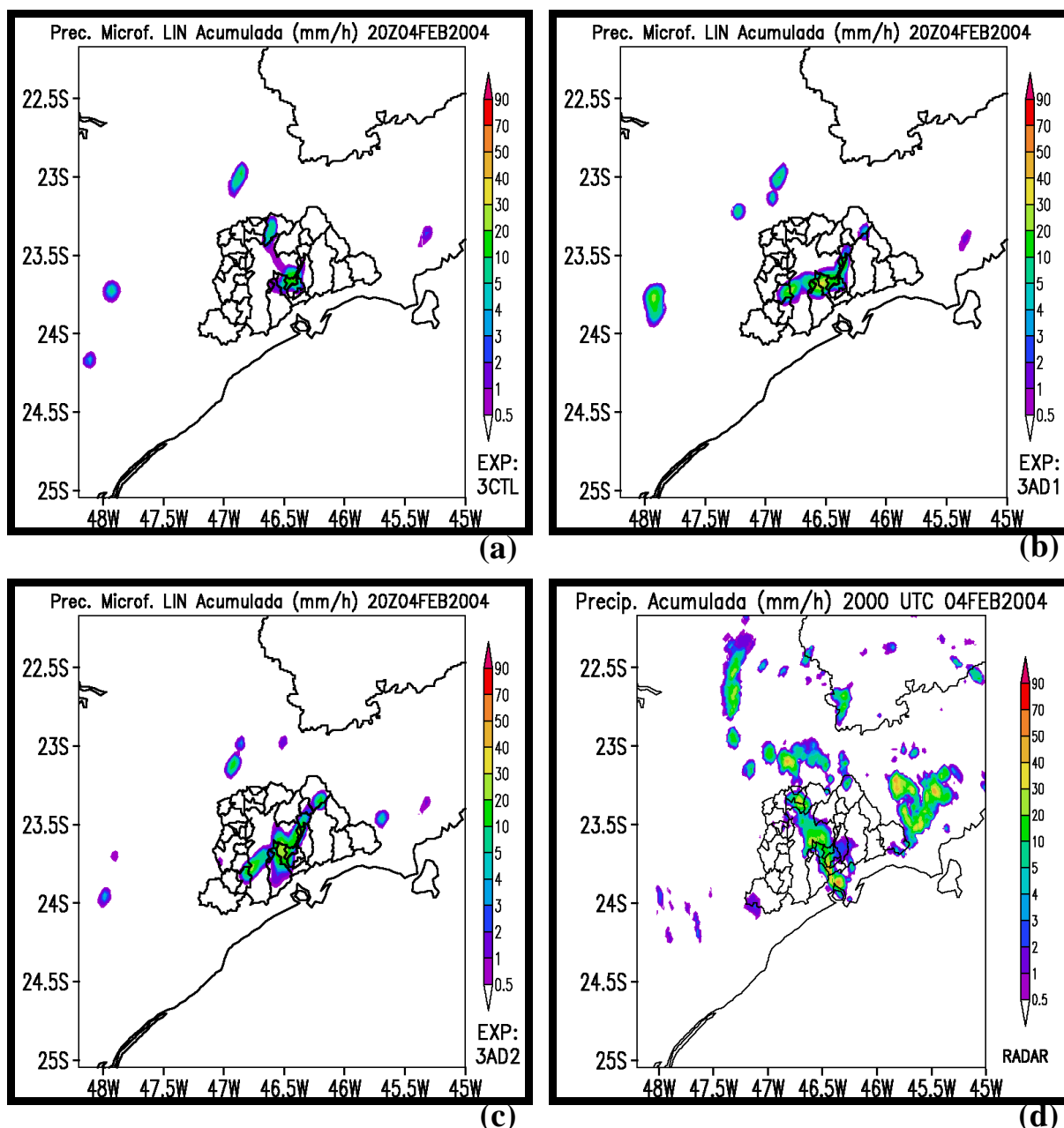


em relação ao observado pode ter sido causada por uma representação inapropriada do vento nas simulações.



**Fig. C.21:** Similar à Fig. C.18, exceto para 1930 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

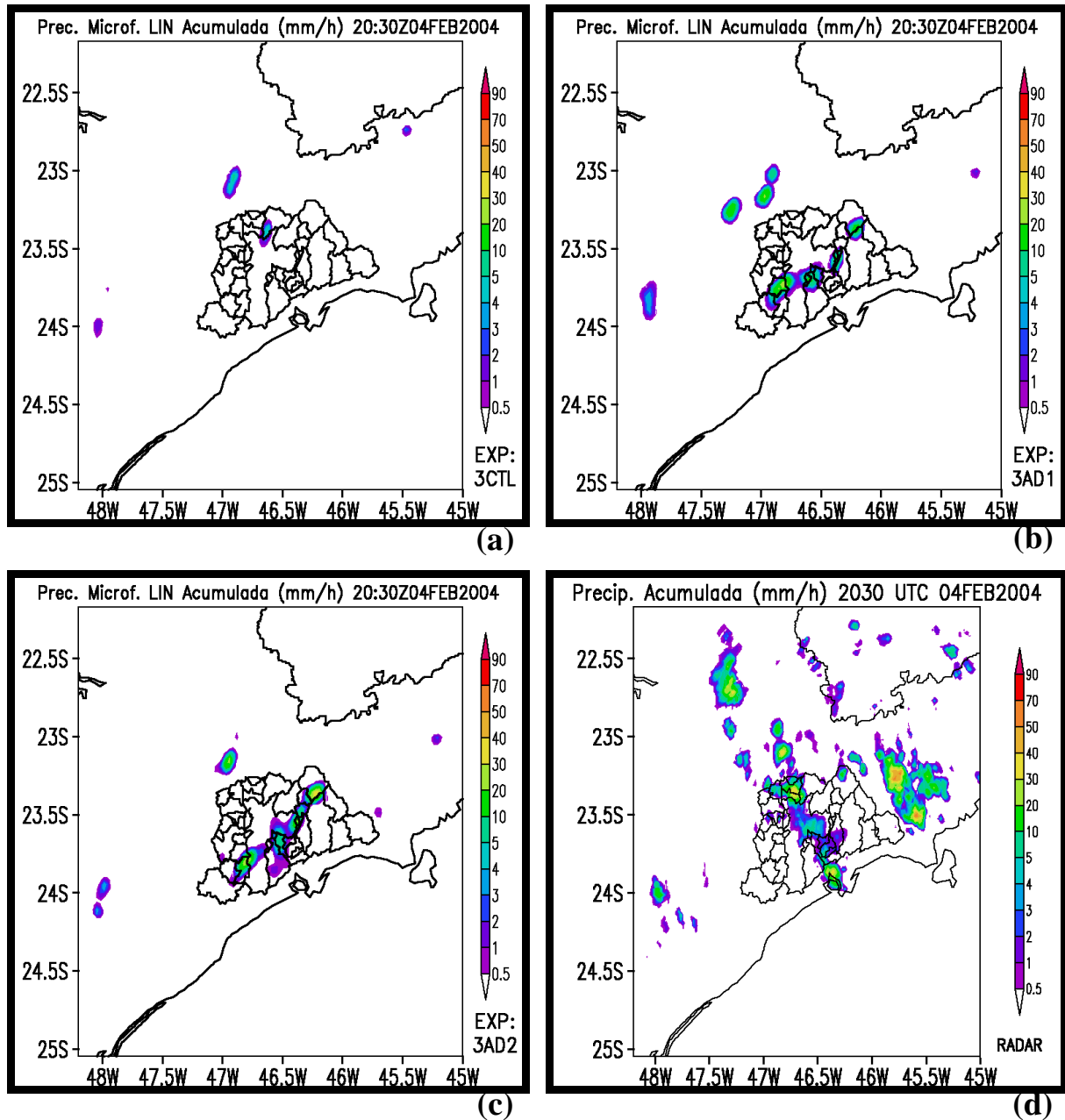
Há duas hipóteses para explicar o comportamento das simulações. A primeira refere-se à resolução da grade numérica, que possivelmente pode não ser suficiente para capturar a formação das pequenas células convectivas iniciais (Figs. C.18d e C.19d). Nota-se na Fig. C.18 que os experimentos simulam somente a célula de maior dimensão horizontal a nordeste da RMSP, próximo ao litoral norte de São Paulo. A segunda hipótese diz respeito à ausência de dados observados para análise objetiva adequada naquela região.



**Fig. C.22:** Similar à Fig. C.18, exceto para 2000 UTC de 04 de fevereiro de 2004.

O acréscimo de informações obtidas pelas estações de superfície em pontos irregularmente espaçados na região do domínio de integração na condição inicial das simulações às 1200 UTC e na assimilação incremental durante a execução da simulação às 1800 UTC, melhora o desempenho do modelo quanto à simulação da fase e da amplitude dos sistemas precipitantes no interior da RMSP. É interessante notar que mesmo em regiões mais afastadas dos dados medidos em superfície, a assimilação de dados tem efeitos benéficos, pois estes são advectados pelos campos de massa para regiões onde há ausência de dados (Kalnay, 2004). Em especial na Capital, a assimilação de dados de temperatura medidos nas estações SYNOP, METAR e CETESB contribuiu para a simulação dos efeitos físicos associados à presença da

ilha de calor urbana no interior do domínio simulado (experimentos 3AD1 e 3AD2). O experimento 3AD2 indica também que a introdução de informações dinâmicas (medidas de vento e pressão nas estações de superfície) pode melhorar o desempenho do modelo na melhor simulação desses sistemas de precipitação.



**Fig. C.23:** Similar à Fig. C.18, exceto para 2030 UTC de 04 de fevereiro de 2004.