

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Rafael Cesario de Abreu

**Análise de mesoescala de um evento
convectivo em São Paulo e da assimilação de
dados em simulações com o modelo WRF**

São Paulo

2016

Rafael Cesario de Abreu

**Análise de mesoescala de um evento
convectivo em São Paulo e da assimilação de
dados em simulações com o modelo WRF**

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências. Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador(a): Prof. Dr. Ricardo Hallak

São Paulo

2016

Dedicado ao passado, com honra ao futuro

Agradecimentos

Ao bandeijão por me manter alimentado por R\$1,90.

À minha família pelo apoio em todas as etapas do desenvolvimento do projeto.

Ao meu orientador e amigo Ricardo Hallak, por toda a confiança e liberdade dada a mim para realizar esse projeto. Pelo conhecimento que foi transmitido e por todas as conversas, acadêmicas ou não, durante o desenvolvimento do projeto, que certamente influenciaram os resultados desse trabalho.

À Monica que foi peça fundamental na minha formação desde os tempos de graduação. Seu carinho, incentivo e compreensão não pôde ser mensurado e com certeza nunca será esquecido.

Aos amigos Yann, Leandro, Tiago e André que passaram muitas horas comigo na "tia", ouvindo e falando sobre os problemas acadêmicos ou extra-acadêmicos, e compartilhando muitas risadas. Esses momentos de desabafo e descontração foram tão importantes quanto os momentos de estudos.

Aos amigos Takao, Matheus, Pedro e Takashi da Oráculo.

A todos os professores do IAG que compartilharam seus conhecimentos, em especial, os membros da banca de qualificação Edmilson Dias de Freitas e Ricardo de Camargo que levantaram sugestões para melhorar o trabalho. Aos professores Rosmeri Porfírio da Rocha e Carlos Augusto Morales pelo auxílio na obtenção de recursos para desenvolver o projeto.

A todos os funcionários do IAG.

Aos Instituto Agrônomo de Campinas (IAC), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMet) pela disponibilização de dados para serem utilizados nesse estudo.

A CAPES pelo suporte financeiro durante a elaboração do trabalho.

Esta tese/dissertação foi escrita em \LaTeX com a classe IAGTESE, para teses e dissertações do IAG.

“Uma pequena vitória pode ser o ato mais grandioso”

Neil Peart

Resumo

Na primavera e verão do Hemisfério Sul, o Estado de São Paulo frequentemente enfrenta problemas decorrentes do tempo severo associados a Sistemas Convectivos de Mesoescala, como linhas de instabilidade. Esses eventos podem causar enchentes repentinas, como no caso da cidade de Franco da Rocha em janeiro de 2011. Esse evento foi responsável por causar a morte de treze pessoas, conforme divulgado pela mídia. Assim, o objetivo principal deste trabalho é identificar as principais razões físicas que levam à ocorrência de convecção vigorosa e persistente no Estado de São Paulo. Para isso, foram utilizados dados do Global Forecast System (GFS), para identificar os sistemas de escala sinótica, assim como servir de condições iniciais e de fronteira para o modelo Weather Research and Forecasting (WRF). Foram realizadas simulações com e sem assimilação de dados, em grade com 3 km de espaçamento, destacando-se testes de sensibilidade para verificar a influência do nudging observacional com dados de redes de superfície. Os resultados mostraram que a formação de um ciclone no oceano foi responsável por transportar umidade à região, além de formar uma área de convergência que se propagou para o interior do Estado na forma de linha. Essa região de convergência faz com que o ar ascenda e seja intensificada pela liberação de calor latente, criada pela formação de graupel. O movimento descendente na retaguarda do sistema cria uma área de divergência que serve para propagar a frente de rajada e, conseqüentemente, a linha. A assimilação de dados mostrou-se útil para uma melhor representação do deslocamento do sistema, principalmente no caso da variável vento. A variável temperatura também obteve resultado positivo na representação da precipitação na Serra do Mar. Apesar disso, uma diferença de fase foi encontrada com relação ao início da precipitação, que acredita-se ter relação com o deslocamento do ciclone na simulação do WRF, que talvez possa ser corrigido com a assimilação de estimativas de satélite.

Abstract

During the Southern Hemisphere springs and summers, the State of São Paulo is constantly facing problems due to severe weather, usually associated with Mesoscale Convective Systems like squall lines. These events may cause flash floods like the January 2011 case in Franco da Rocha city. Besides, this event was responsible for causing the death of thirteen people, according to the local press. Thereby, the main objective of this research is to identify the main physical aspects associated with persistent and strong convection in the State of São Paulo. The Global Forecast System (GFS) was used to identify the synoptic scale systems as well as the initial and boundary conditions of the Weather Research and Forecasting (WRF) model. Experiments were conducted with and without data assimilation, in a 3 km horizontal grid, highlighting sensitivity tests in order to evaluate the influence of observational nudging using data from surface observations. The analysis of the simulations revealed that the formation of a cyclone in the ocean was essential in transporting moisture to the studied area, as well as forming a convergence zone that moved inside the state in the form of a squall line. This convergence zone is responsible for developing updrafts that are intensified by the latent heat release, created by the formation of graupel. The downdrafts in the rear creates a divergence area that pushes the gust front inside the São Paulo state and, therefore, the squall line. The data assimilation has proven useful for a better representation of the lines motion, especially when wind was assimilated. The assimilation of temperature have also obtained positive results in the representation of rainfall in the Serra do Mar region. Nevertheless, a phase difference was found related to the onset of the rainfall, which is believed to be related to displacement of the cyclone in the WRF experiments, that might be corrected with satellite data assimilation.

Lista de Figuras

1.1	Cidades destacadas pelo registro de deslizamentos de terra e enchentes devido à chuva que ocorreu entre os dias 10 e 11 de janeiro de 2011.	28
1.2	Mapa da América do Sul com destaque para a região de estudo, o Estado de São Paulo.	30
1.3	Modelo conceitual mostrando a importância do cisalhamento vertical em baixos níveis da atmosfera. (a) Sem cisalhamento vertical; (b) Com cisalhamento vertical. Retirado de Rotunno et al. (1988)	33
1.4	Altura topográfica em metros, com destaque para as principais regiões. . .	35
2.1	Distribuição espacial das estações de superfície utilizadas na análise de Cresman. Em vermelho são indicadas as estações pertencentes ao Instituto Agrônomo de Campinas (IAC) e em azul as estações automáticas pertencentes ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).	43
2.2	Domínios utilizados para os experimentos com o modelo WRF. Em sombreado é destacada a altura topográfica, em metros, da região.	49
2.3	Distribuição espacial das observações de superfície assimiladas nos experimentos em cada um dos três domínios utilizados (d01, d02, d03).	51
2.4	Representação visual do método para o cálculo da anomalia de temperatura. T é a temperatura em dado ponto, \bar{T} é a média da temperatura no subdomínio de 100 x 100 km e T' é anomalia de temperatura para o dado ponto de grade.	53

3.1	Linhas de corrente em 250 hPa e magnitude do vento (m s^{-1}), obtidos com os dados da análise do GFS de $0,5^\circ$ para: (a) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (c) Dia 11/01/2011 às 0600 UTC; (d) Dia 11/01/2011 às 1200 UTC.	56
3.2	Linhas de corrente em 850 hPa e vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}), obtidos com os dados da análise do GFS de $0,5^\circ$ para: (a) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (c) Dia 11/01/2011 às 0600 UTC; (d) Dia 11/01/2011 às 1200 UTC.	57
3.3	Transporte de umidade integrado verticalmente entre 850 hPa e 500 hPa (\vec{Q}) (vetores) e divergente de \vec{Q} ($\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}$) ($10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$) (sombreado) calculado com a análise do GFS de $0,5^\circ$, para (a): Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (c) Dia 11/01/2011 às 0600 UTC.	58
3.4	Imagem do canal do infravermelho realçado do satélite GOES-12 para os dias: (a) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 10/01/2011 às 2200 UTC; (c) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (d) Dia 11/01/2011 às 0200 UTC; (e) Dia 11/01/2011 às 0500 UTC; (f) Dia 11/01/2011 às 0800 UTC.	59
3.5	Sondagem atmosférica às 1200 UTC de 10/01/2011 e 0000 UTC de 11/01/2011 para a estação 83779 localizada em São Paulo (SP) nas coordenadas $23,62^\circ\text{S}/46,65^\circ\text{W}$. Os índices em destaque são P_s : Pressão na Superfície; T_s : Temperatura na Superfície; T_{ds} : Temperatura do Ponto de Orvalho na Superfície; P_{NCL} : Pressão no nível de condensação por levantamento; T_{NCL} : Temperatura no nível de condensação por levantamento; P_{LFC} : Pressão no nível de convecção livre; P_{EQ} : Pressão no nível de equilíbrio; $CAPE$: Energia potencial convectiva disponível; $CINE$: Energia de inibição de convecção.	60
3.6	Análise de Cressman para temperatura a 2 metros utilizando os dados do Instituto Agrônômico de Campinas (IAC) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) utilizadas para a análise às: (a) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 11/01/2011 às 0000 UTC; (c) Dia 11/01/2011 às 0200 UTC; (d) Dia 11/01/2011 às 0600 UTC.	62

3.7	Análise de Cressman para umidade relativa a 2 metros utilizando os dados do Instituto Agrônômico de Campinas (IAC) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) utilizadas para a análise às: (a) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (c) Dia 11/01/2011 às 0200 UTC; (d) Dia 11/01/2011 às 0600 UTC.	63
3.8	Precipitação acumulada em 12 horas (1800 UTC do dia 10/01/2011 até 0600 UTC do dia 11/01/2011) para: (a) Análise Objetiva de Cressman com as estações do Instituto Agrônômico de Campinas (IAC) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET); (b) CMORPH.	64
3.9	Acumulado de precipitação pelos radares de Bauru e Presidente Prudente, entre 1800 UTC do dia 10/01/2011 e 0600 UTC do dia 11/01/2011.	65
3.10	Linhas de corrente em 850 hPa e vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}), obtidos com os dados da simulação controle para o domínio d01 para o dia 10/01/2011 às 1800 UTC (a) e dia 11/01/2011 à 0000 UTC (b). As figuras (c) e (d) são similares a (a) e (b), porém para a análise do GFS de $0,5^\circ$	66
3.11	Linhas de corrente em 850 hPa e divergência de massa (10^{-5} s^{-1}), obtidos com os dados da simulação controle para o domínio d01 para o dia 10/01/2011 às 1800 UTC (a) e dia 11/01/2011 à 0000 UTC (b). As figuras (c) e (d) são similares a (a) e (b), porém para a análise do GFS de $0,5^\circ$	67
3.12	Precipitação acumulada entre à 0000 UTC de 10/01/2011 e 0600 UTC de 11/01/2011, para: (a) o domínio d01 da simulação controle; (b) CMORPH.	68
3.13	Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação CTL a partir de 1500 UTC do dia 10/01/2011 até 0600 UTC do dia 11/01/2011.	69
3.14	Precipitação acumulada em uma hora, em mm, pelas estimativas do CMORPH a partir de 1500 UTC do dia 10/01/2011 até 0600 UTC do dia 11/01/2011.	70
3.15	Precipitação acumulada em uma hora, em mm, pelas estimativas dos radares de Bauru e Presidente Prudente entre 2300 UTC do dia 10/01/2011 e 0400 UTC do dia 11/01/2011.	71

3.16	Diferença média no domínio d03 entre NOT/CTL, NOQ/CTL, NOUV/CTL e NALL/CTL para as variáveis: (a) Temperatura a 2 metros; (b) Temperatura do ponto de orvalho a 2 metros; (c) Velocidade do vento a 10 metros; (d) Direção do vento a 10 metros; (e) Pressão na superfície; (f) Acumulado horário de precipitação.	72
3.17	Diferença média no domínio d03 entre NOT/CTL, NOQ/CTL, NOUV/CTL e NALL/CTL para as variáveis: (a) Altura da camada limite planetária; (b) Fluxo de calor sensível na superfície (H); (c) Fluxo de calor latente na superfície (LE).	74
3.18	Diferença média no domínio d03 entre a temperatura a 2 metros (sombreado) e o vento a 10 metros da superfície (vetores) às 0600 UTC do dia 10/01/2015 para: (a) NALL-CTL; (b) NOT-CTL; (c) NOUV-CTL; (d) NOQ-CTL. . .	75
3.19	Diferença média no domínio d03 entre a temperatura a 2 metros (sombreado) e o vento a 10 metros da superfície (vetores) às 1800 UTC do dia 10/01/2015 para: (a) NALL-CTL; (b) NOT-CTL; (c) NOUV-CTL; (d) NOQ-CTL. . .	76
3.20	Diferença entre os experimentos com assimilação de dados e a simulação controle para a precipitação acumulada entre às 1800 UTC do dia 10 e às 0600 UTC do dia 11 de janeiro de 2011 para: (a) NALL-CTL; (b) NOT-CTL; (c) NOUV-CTL; (d) NOQ-CTL.	77
3.21	Erro médio (ME) entre os experimentos NALL, NOT, NOQ e NOUV e as estações do INMET, para as variáveis: (a) Temperatura a 2 metros; (b) Temperatura do ponto de orvalho a 2 metros; (c) Velocidade do vento a 10 metros; (d) Pressão na superfície.	79
3.22	Raiz do erro quadrático médio (RMSE) entre os experimentos CTL, NALL, NOT, NOUV e NOQ e as estações do INMET, para as variáveis: (a) Temperatura a 2 metros; (b) Temperatura do ponto de orvalho a 2 metros; (c) Diferença do vetor vento a 10 metros; (d) Pressão na superfície.	80
3.23	Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação CTL, NALL, NOT, NOUV e NOQ entre 1500 e 1800 UTC do dia 10/01/2011. . .	82
3.24	Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação CTL, NALL, NOT, NOUV e NOQ entre 1900 e 2200 UTC do dia 10/01/2011. . .	84

3.25	Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação CTL, NALL, NOT, NOUV e NOQ entre 2300 UTC do dia 10/01/2011 e 0200 UTC do dia 11/01/2011.	85
3.26	Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação CTL, NALL, NOT, NOUV e NOQ entre 0300 e 0600 UTC do dia 11/01/2011.	86
3.27	Raiz do erro quadrático médio (RMSE) entre os experimentos NOT, NOUV, NOQ, NALL, NG8T, NG8UV, NG8Q, NG2T, NG2UV, NG2Q, NG8Q, NR200T, NR200UV, NR200Q, NR50T, NR50UV, NR50Q e a simulação CTL, para as variáveis: (a) Temperatura a 2 metros; (b) Temperatura do ponto de orvalho a 2 metros; (c) Velocidade do vento a 10 metros; (d) Direção do vento a 10 metros; (e) Pressão na superfície; (f) Precipitação acumulada entre 1800 UTC do dia 10 e 0600 UTC do dia 11. Em vermelho, azul, verde e amarelo são os experimentos referentes à assimilação exclusiva de temperatura, vento, umidade, e todas as variáveis respectivamente.	88
3.28	Raiz do erro quadrático médio (RMSE) entre os experimentos NOT, NOUV, NOQ, NALL, NG8T, NG8UV, NG8Q, NG2T, NG2UV, NG2Q, NG8Q, NR200T, NR200UV, NR200Q, NR50T, NR50UV, NR50Q e as estações do INMET, para as variáveis: (a) Temperatura a 2 metros; (b) Temperatura do ponto de orvalho a 2 metros; (c) Diferença do vetor vento a 10 metros; (d) Pressão na superfície. Em vermelho, azul, verde, amarelo e branco são os experimentos referentes à assimilação exclusiva de temperatura, vento, umidade, todas as variáveis, e nenhuma variável, respectivamente.	90
3.29	Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação NG8UV a partir de 1500 UTC do dia 10/01/2011 até 0600 UTC do dia 11/01/2011.	91
3.30	Precipitação acumulada entre 2300 UTC do dia 10/01/2011 e 0000 UTC do dia 11/01/2011, em mm, para as simulações NOT, NG8T, NG2T, NR200T e NR50T.	92
3.31	Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação NR200Q a partir de 1500 UTC do dia 10/01/2011 até 0600 UTC do dia 11/01/2011.	93

3.32	Fração de cobertura de nuvens em % integrado entre 50 m e 10 km (sombreado) e linhas de corrente em 70 m com a simulação NG8UV para os dias: (a) Dia 10/01/2011 às 1600 UTC; (b) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (c) Dia 10/01/2011 às 2000 UTC; (d) Dia 10/01/2011 às 2200 UTC; (e) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (f) Dia 11/01/2011 às 0200 UTC.	95
3.33	Energia convectiva disponível (CAPE) em J kg^{-1} para os dias: (a) Dia 10/01/2011 às 1600 UTC; (b) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (c) Dia 10/01/2011 às 2000 UTC; (d) Dia 10/01/2011 às 2200 UTC; (e) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (f) Dia 11/01/2011 às 0200 UTC.	96
3.34	Transporte de umidade integrado verticalmente entre 850 e 500 hPa calculado com a simulação NG8UV através das bordas Oeste, Norte, Leste e Sul do subdomínio delimitado pelas coordenadas $25^{\circ}\text{S}/50^{\circ}\text{W}$ e $21^{\circ}\text{S}/44^{\circ}\text{W}$ (10^8 kg s^{-1}). Valores positivos indicam que há umidade entrando no subdomínio e valores negativos que há umidade saindo do subdomínio.	97
3.35	uq e vq calculados com a simulação NG8UV às 2300 UTC do dia 10/01/2011 através das bordas Oeste, Norte, Leste e Sul do subdomínio delimitado pelas coordenadas $25^{\circ}\text{S}/50^{\circ}\text{W}$ e $21^{\circ}\text{S}/44^{\circ}\text{W}$ ($10^7 \text{ g kg m}^2 \text{ s}^{-1}$). Valores positivos indicam que há umidade entrando no subdomínio e valores negativos que há umidade saindo do subdomínio.	98
3.36	Altura topográfica em metros, com destaque para os cortes AA', BB' e CC'.	99
3.37	Corte vertical AA' entre $24,32^{\circ}\text{S}/47,65^{\circ}\text{W}$ e $23,53^{\circ}\text{S}/45,98^{\circ}\text{W}$ com o conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg^{-1} de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos). O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km às (a) 1600 UTC do dia 10/01/2011; (b) 1700 UTC do dia 10/01/2011; (c) 1730 UTC do dia 10/01/2011; (d) 1810 UTC do dia 10/01/2011.	100

3.38	Corte vertical BB' entre 23,57°S/46,91°W e 24,27°S/46,37°W com o conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg ⁻¹ de neve (Q _s), chuva (Q _r) e graupel (Q _g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores). O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km às (a) 1600 UTC do dia 10/01/2011; (b) 1700 UTC do dia 10/01/2011; (c) 1730 UTC do dia 10/01/2011; (d) 1810 UTC do dia 10/01/2011.	101
3.39	Corte vertical CC' entre 23,89°S/48,22°W e 24,56°S/47,83°W com o conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg ⁻¹ de neve (Q _s), chuva (Q _r) e graupel (Q _g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores). O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km às (a) 1450 UTC do dia 10/01/2011; (b) 1610 UTC do dia 10/01/2011; (c) 1710 UTC do dia 10/01/2011; (d) 1720 UTC do dia 10/01/2011.	102
3.40	A coluna da esquerda representa a anomalia da temperatura em °C a 2 metros (sombreado) (T' _{2m}) e taxa de precipitação em mm hora ⁻¹ que excede 1 e 20 mm hora ⁻¹ em contornos laranja e vermelho, respectivamente; a coluna do meio apresenta a velocidade vertical a 1,2 km de altura em m s ⁻¹ ; a coluna da direita indica a divergência calculada a 1,2 km de altura (10 ⁻⁵ s ⁻¹). Esses campos são representados para o dia 10/01/2011 às 1900 UTC, 1950 UTC e 2040 UTC.	104
3.41	Corte vertical DD' entre 23,21°S/48,29°W e 23,83°S/47,72°W às 1920 UTC do dia 10/01/2011. O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km (a) Conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg ⁻¹ de neve (Q _s), chuva (Q _r) e graupel (Q _g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores); (b) Divergência horizontal de massa (10 ⁻⁵ s ⁻¹) e temperatura potencial equivalente (θ _e) em K.	105

3.42	Corte vertical DD' entre 23,21°S/48,29°W e 23,83°S/47,72°W às 1930 UTC do dia 10/01/2011. O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km (a) Conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em $g\ kg^{-1}$ de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores); (b) Divergência horizontal de massa ($10^{-5}\ s^{-1}$) e temperatura potencial equivalente (θ_e) em K.	106
3.43	Corte vertical DD' entre 23,21°S/48,29°W e 23,83°S/47,72°W às 2000 UTC do dia 10/01/2011. O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km (a) Conteúdo total de hidrometeoros (Q), dado pela soma da razão de mistura em $g\ kg^{-1}$ de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores); (b) Divergência horizontal de massa ($10^{-5}\ s^{-1}$) e temperatura potencial equivalente (θ_e) em K.	107
3.44	A coluna da esquerda representa a anomalia da temperatura em °C a 2 metros (sombreado) (T'_{2m}) e taxa de precipitação em $mm\ hora^{-1}$ que excede 1 e 20 $mm\ hora^{-1}$ em contornos laranja e vermelho, respectivamente; a coluna do meio apresenta a velocidade vertical a 1,2 km de altura em $m\ s^{-1}$; a coluna da direita indica a divergência calculada a 1,2 km de altura ($10^{-5}\ s^{-1}$). Esses campos são representados para o dia 10/01/2011 às 2140 UTC, 2220 UTC e 2300 UTC.	108
3.45	A coluna da esquerda representa a anomalia da temperatura em °C a 2 metros (sombreado) (T'_{2m}) e taxa de precipitação em $mm\ hora^{-1}$ que excede 1 e 20 $mm\ hora^{-1}$ em contornos laranja e vermelho, respectivamente; a coluna do meio apresenta a velocidade vertical a 1,2 km de altura em $m\ s^{-1}$; a coluna da direita indica a divergência calculada a 1,2 km de altura ($10^{-5}\ s^{-1}$). Esses campos são representados para o dia 10/01/2011 às 2350 UTC o dia 11/01/2011 às 0040 UTC, 0150 UTC.	109

3.46	Corte vertical EE' entre 21,65°S/48,20°W e 22,48°S/47,48°W às 0130 UTC do dia 10/01/2011. O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km (a) Conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg^{-1} de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores); (b) Divergência horizontal de massa (10^{-5} s^{-1}) e temperatura potencial equivalente (θ_e) em K.	110
3.47	Corte vertical EE' entre 21,65°S/48,20°W e 22,48°S/47,48°W às 0150 UTC do dia 10/01/2011. O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km (a) Conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg^{-1} de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores); (b) Divergência horizontal de massa (10^{-5} s^{-1}) e temperatura potencial equivalente (θ_e) em K.	111
3.48	A coluna da esquerda representa a anomalia da temperatura em °C a 2 metros (sombreado) (T'_{2m}) e taxa de precipitação em mm hora^{-1} que excede 1 e 20 mm hora^{-1} em contornos laranja e vermelho, respectivamente; a coluna do meio apresenta a velocidade vertical a 1,2 km de altura em m s^{-1} ; a coluna da direita indica a divergência calculada a 1,2 km de altura (10^{-5} s^{-1}). Esses campos são representados para o dia 11/01/2011 às 0220 UTC, 0310 UTC, 0400 UTC.	112
4.1	Diagrama conceitual com os principais elementos de escala sinótica e meso-escala do evento estudado.	115

Lista de Tabelas

2.1	Configurações comuns a todas as simulações com o WRF.	48
2.2	Experimentos realizados com <i>nudging</i> observacional. T e Q representam as variáveis de temperatura e razão de mistura de vapor d'água 2 metros acima da superfície, respectivamente; U e V representam o vento zonal e meridional medidos 10 metros acima da superfície, respectivamente. "X" representa onde a variável é assimilada e "-" representa onde não há assimilação.	50

Sumário

1. <i>Introdução</i>	27
1.1 Descrição da região de estudo	29
1.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala	31
1.2.1 Linhas de Instabilidade	32
1.3 Efeito da Serra do Mar	34
1.4 Assimilação de Dados	36
2. <i>Materiais e Métodos</i>	41
2.1 Análise do modelo global	41
2.1.1 Transporte de Umidade	41
2.2 Medidas de superfície	42
2.2.1 Análise Objetiva de Cressman	43
2.3 Estimativas de precipitação	44
2.3.1 Radar	44
2.3.2 Satélite	44
2.4 O Modelo WRF	45
2.4.1 Assimilação de dados em quatro dimensões (FDDA)	46
2.5 Configuração Experimental	47
2.6 Avaliação dos experimentos numéricos	51
2.7 Cálculo da anomalia de temperatura	52
3. <i>Resultados e Discussões</i>	55
3.1 Análise do modelo global	55
3.1.1 Transporte de Umidade	57

3.2	Imagens de Satélite	58
3.3	Sondagens atmosféricas	60
3.4	Medidas de Superfície	61
3.4.1	Análise Objetiva de Cressman	61
3.5	Estimativa de precipitação por radar	64
3.6	Avaliação da simulação controle (CTL)	65
3.6.1	Domínio d01 - 27 km	65
3.6.2	Domínio d03 - 3 km	68
3.7	Avaliação dos experimentos numéricos	72
3.7.1	Assimilação de diferentes variáveis	72
3.7.1.1	Estudo de sensibilidade	72
3.7.1.2	Comparação com os dados de estações	78
3.7.1.3	Análise subjetiva	81
3.7.2	Parâmetros de nudging	87
3.7.2.1	Estudo da sensibilidade	87
3.7.2.2	Comparação com os dados de estações	89
3.7.2.3	Análise subjetiva	90
3.8	Análise dos sistemas convectivos simulados	94
3.8.1	Precipitação na Serra do Mar	99
3.8.2	Linha de instabilidade	103
4.	<i>Considerações Finais</i>	113
4.1	Conclusões	113
4.2	Sugestão de trabalhos futuros	115
	<i>Referências</i>	117

Introdução

Durante a primavera e verão o Estado de São Paulo frequentemente enfrenta problemas decorrentes do tempo severo. Esses eventos geralmente estão ligados às tempestades associadas ao efeito da brisa marítima, efeito orográfico e pela atuação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). Alguns deles são responsáveis por enchentes repentinas, deslizamentos de terra, quedas de árvore e até mesmo perdas humanas (Pereira Filho et al., 2002; Hallak et al., 2004). Segundo Mills e Colquhoun (1998) tempo severo pode ser classificado dessa maneira se apresentar uma das seguintes características: i) rajadas de vento de pelo menos 90 km h^{-1} ; ii) granizo de pelo menos dois centímetros de diâmetro na superfície; iii) formação de tornado; iv) taxa elevada de precipitação; v) formação de enchentes repentinas. Essa classificação se enquadra na realidade do Estado de São Paulo, onde a frequência de eventos onde há elevados acumulados e formação de enchentes repentinas é maior do que de fenômenos como tornados.

Segundo Doswell III et al. (1996), a enchente repentina é a concatenação de um evento meteorológico com uma situação hidrológica específica. Altas taxas de precipitação são sustentadas pelo movimento ascendente de parcelas de ar contendo grandes quantidades de vapor d'água. No entanto, um dos principais desafios associados com esse tipo de evento está na determinação da quantidade de precipitação produzida, que podem transformar uma simples chuva em uma tempestade com risco à vida.

Experimentos numéricos vem sendo empregados nas últimas quatro décadas na simulação de tempestades, de modo a trazer um maior entendimento teórico sobre o assunto (Klemp e Wilhelmson, 1978 entre outros). Avaliações estatísticas do desempenho de previsões numéricas operacionais com o modelo Advanced Regional Prediction System (ARPS), de alta resolução espacial, foram realizadas para a Região Metropolitana de São

Paulo (RMSP) por Pereira Filho et al. (2009). Os resultados indicam que há uma limitação na reprodução realística dos fenômenos atmosféricos, e que a previsibilidade de sistemas convectivos se restringe ao curto prazo (Walser et al., 2004). Os autores sugerem que uma melhor caracterização física da superfície e do solo são fundamentais para esse tipo de previsão. Além disso, Hallak e Pereira Filho (2011) levantam a questão de haver uma necessidade da instalação de uma rede de estações meteorológicas de superfície de mesoescala que cubra de forma adequada a RMSP. Isso garantiria uma melhor inicialização dos modelos, uma vez que a representação adequada da condição inicial é um dos fatores mais importantes na previsão do tempo.

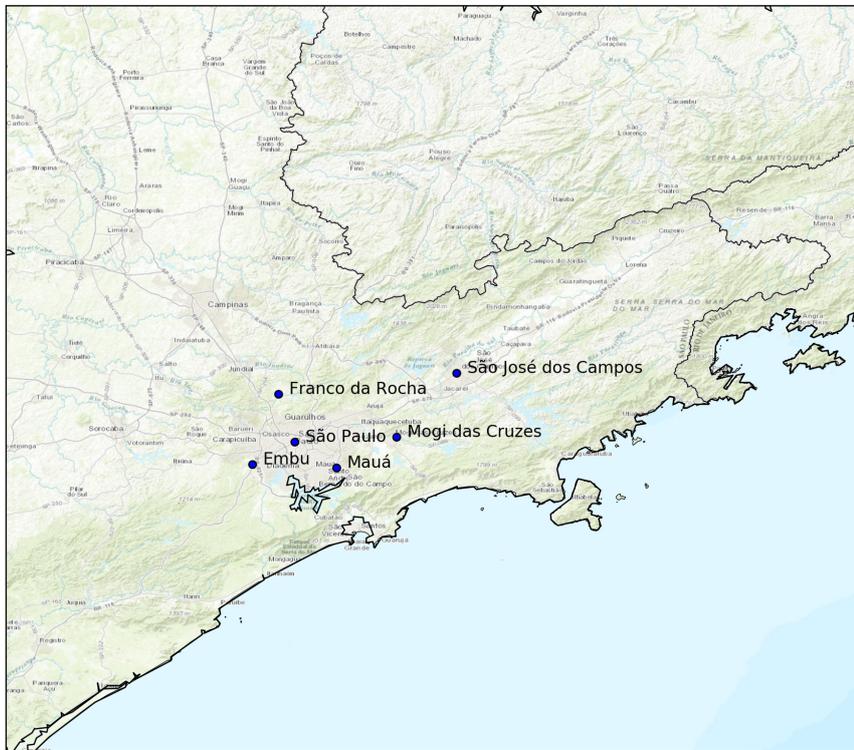


Figura 1.1: Cidades destacadas pelo registro de deslizamentos de terra e enchentes devido à chuva que ocorreu entre os dias 10 e 11 de janeiro de 2011.

Os verões dos últimos 5 anos apresentam vários exemplos de tempo severo na região Sudeste do Brasil como, por exemplo, a enchente de Franco da Rocha (SP) em janeiro de 2011. No começo do mês, os eventos de precipitação aumentaram o nível da represa Paiva Castro de 48,67% para 93,42% entre os dias 10 e 11 de janeiro, segundo dados da Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo (Sabesp). A alta taxa de precipitação aliada ao aumento da vazão da represa, que saltou de $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ no dia 11 para $37,92 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

no dia 12, resultaram no alagamento de grande parte da cidade. Segundo foi divulgado pela mídia, na manhã do dia 12 o centro do município estava completamente alagado, os prédios da prefeitura, do Fórum e da Câmara Municipal também foram tomados pela enchente. Além disso, a chuva causou deslizamentos de terra que foram responsáveis pela morte de 13 pessoas: cinco em São José dos Campos, três em Mauá, três na capital paulista, um em Embu e outro em Mogi das Cruzes (Figura 1.1).

Com base no que foi apresentado, o objetivo principal do trabalho é identificar as razões físicas que levam a ocorrência da convecção vigorosa e persistente no Estado de São Paulo, por meio do caso de janeiro de 2011. Como objetivos específicos se encontram: i) determinação das fontes de umidade que sustentam a precipitação observada no continente; ii) verificar a habilidade do modelo Weather Research and Forecasting (WRF) em simular o evento em questão; iii) determinar o efeito que a assimilação de dados de superfície têm na representação dos sistemas identificados; iv) elaborar um diagrama conceitual, englobando os diversos processos físicos que atuaram na formação e desenvolvimento do sistema.

O trabalho está dividido da seguinte maneira: nas seções seguintes deste capítulo é apresentada a revisão bibliográfica referente a temas relevantes ao trabalho; o segundo capítulo descreve os dados e metodologias utilizadas na análise; o terceiro capítulo apresenta os resultados e discussões sobre o que foi obtido; o quarto capítulo apresenta as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

1.1 Descrição da região de estudo

Os fenômenos atmosféricos podem ser classificados conforme sua escala espacial e temporal. Segundo Orlanski (1975) essas escalas variam entre a escala sinótica que compreende sistemas de dimensões de milhares de km e duração de uma semana; mesoescala com sistemas de 10 a 1000 km de extensão e duração da ordem de horas a dias; e microescala, que abrange os fenômenos com dimensões menores que 1 km e tempo de vida da ordem de minutos a horas. Inseridos na mesoescala existem subdivisões para um maior detalhamento dos sistemas. Dentre eles estão a escala meso- α com fenômenos da ordem de 200 a 1000 km de extensão e duração da ordem de dias como furacões; meso- β que compreende sistemas como complexos convectivos de mesoescala (CCM) e linhas de instabilidade (LI) que possuem dimensões da ordem de 20 a 200 km e duração menor que um dia; e meso- γ

com fenômenos da ordem de algumas horas e dimensões espaciais entre 2 a 20 km como tempestades e tornados (Fujita, 1981).

O Estado de São Paulo (Figura 1.2) localiza-se em uma região sob a influência de processos de diferentes escalas atmosféricas, associados com efeitos da circulação global atmosférica e circulação local. Sistemas como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Rocha e Gandu, 1996), frentes frias (Satyamurty et al., 1990) e centros de baixa pressão relacionados com a ciclogênese (Gan e Rao, 1991) se destacam na escala sinótica. Na mesoescala são observados CCMs (Velasco e Fritsch, 1987) e linhas de instabilidade (Scolar e Silva Dias, 1982), além de processos relacionados à brisa marítima (Pereira Filho, 1999) e efeitos orográficos (Blanco, 1999).



Figura 1.2: Mapa da América do Sul com destaque para a região de estudo, o Estado de São Paulo.

É importante ressaltar que processos de diferentes escalas podem interagir entre si como, por exemplo, frentes frias e linhas de instabilidade (Bluestein, 1993). Como afirmam

Johnson e Mapes (2001), o escoamento de grande escala estabelece as condições ambientes favoráveis às tempestades severas e os processos de mesoescala as iniciam. Segundo Carvalho et al. (2002) existe uma associação entre fenômenos de escala meso- α e a atividade da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Mais recentemente, Quadro (2012) mostra que Vórtices Ciclônicos de Mesoescala (VCM) estão associados à região estratiforme da ZCAS, sugando umidade e fazendo com que os ventos na vertical sejam acelerados provocando assim, intensa precipitação, podendo afetar severamente as regiões atingidas. Silva Dias (2000) realça que há uma interação entre as diversas escalas na dinâmica dos processos convectivos. Os fenômenos de escala meso- α podem estar associados com sistemas de escala menor, introduzindo maior complexidade no entendimento e previsão desses sistemas.

1.2 *Sistemas Convectivos de Mesoescala*

Como afirmam Johnson e Mapes (2001), a dinâmica da convecção produz movimentos que vão desde células isoladas até SCMs e sistemas de escala sinótica. As parcelas de ar quentes e úmidas (alta temperatura potencial equivalente θ_e), que se formam na camada limite, são forçadas pelas correntes ascendentes acima do nível de convecção livre. O entranhamento de ar faz com que a parcela desacelere e eventualmente chegue a um nível de equilíbrio (Houze, 2004).

O cisalhamento vertical do vento é importante na determinação do local de formação das novas células, assim como outros fatores como a eficiência de precipitação. Como afirma Ludlam (1980), o forte cisalhamento do vento resulta em uma tempestade mais organizada e persistente. Há uma inclinação na corrente ascendente, o que faz com que a precipitação aconteça no ar claro abaixo da corrente ascendente, em vez de contra ela, dando origem a correntes descendentes (Silva Dias, 1987). Os trabalhos de Bluestein e Jain (1985) e Rotunno et al. (1988) indicam que o cisalhamento unidirecional intenso em baixos níveis é mais propício para a formação de linhas de instabilidade. Em geral, quanto mais fraco o cisalhamento, mais rápido se dá a evolução do sistema, e quanto mais forte mais persistente será o fenômeno.

SCMs são de grande importância para a precipitação nos trópicos e extra-trópicos. Eles são gerados quando nuvens, formadas a partir de uma instabilidade atmosférica, se organizam em um sistema, com uma área de precipitação contínua (Houze, 2004). Os

SCMs formam uma importante conexão entre a mesoescala e as interações de grande escala, já que esta produz um ambiente propício para que os SCMs se formem, conforme afirma Anthes (1976). Entre os SCMs mais comuns estão as linhas de instabilidade e os complexos convectivos de mesoescala. Nesse estudo será abordado com mais detalhes os estudos referentes à linhas de instabilidade.

1.2.1 Linhas de Instabilidade

A American Meteorological Society (AMS) define linhas de instabilidade como qualquer linha de tempestades ativas, tanto contínua quanto com intervalos, incluindo as zonas de precipitação contínuas resultante da existência de tempestades. Essa organização, associada à característica de LIs durarem várias horas, diferencia esse sistema dos cumulus precipitantes que se formam de maneira dispersa e intermitente (Rotunno et al., 1988).

Newton (1950) propõe um modelo conceitual, onde as linhas de instabilidade se propagam devido à convergência em baixos níveis. A evaporação da precipitação no sistema faz com que o ar se torne mais denso, o que gera correntes descendentes. Esse ar mais frio, chamado de "piscina fria" ou "frente de rajada", que chega à superfície na forma de uma corrente de gravidade, força o ar ambiente, condicionalmente instável, a ascender na vanguarda do sistema, proporcionando às parcelas atingirem o nível de condensação por levantamento (NCL) (Charba, 1974; Fovell e Tan, 1998; Houze, 2004). Novas células geralmente se formam à frente da frente de rajada, dentro ou próximo de onde ocorre o levantamento forçado, e posteriormente se deslocam para a retaguarda do sistema, para serem substituídas por novas células (Fovell e Tan, 1998). Nesse modelo, para que a convecção seja disparada é necessário que uma forçante externa atue em conjunto, como o efeito de levantamento orográfico, de brisa marítima ou até mesmo de um sistema frontal (Bender, 2012).

Rotunno et al. (1988) indica que muitos fatores, como a intensidade, estrutura e tempo de vida de tempestades e linhas de instabilidade estão ligados com o cisalhamento vertical do vento e a intensidade da piscina fria, que controlam fatores como a orientação da corrente ascendente e a intensidade e profundidade da piscina fria. A Figura 1.3 mostra como o cisalhamento influencia na formação de novas células convectivas pela propagação da piscina fria. A ausência do cisalhamento vertical faz com que a piscina fria se propague para todas as direções. No entanto, com a presença de cisalhamento, a vorticidade ambiente

criada gera uma região preferencial para a formação de novas células convectivas. No primeiro caso, o sistema possui um tempo de vida mais curto, enquanto no segundo, a formação de novas células faz com que o sistema se torne mais persistente.

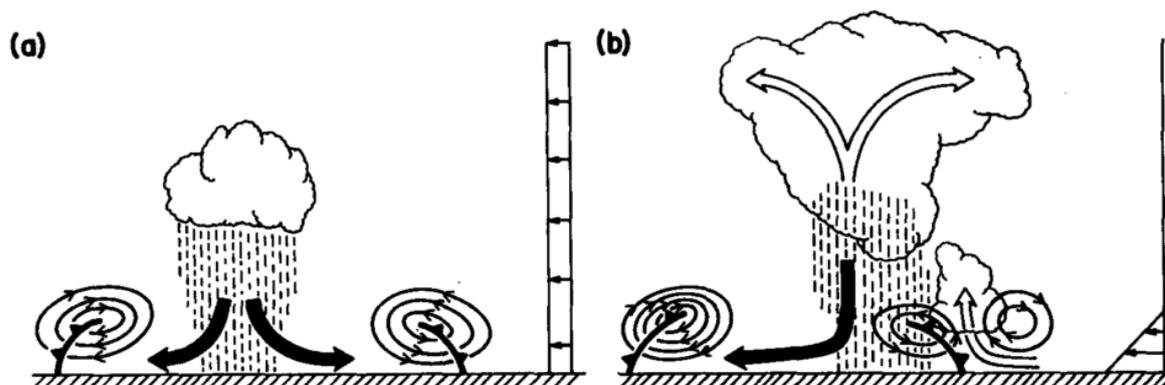


Figura 1.3: Modelo conceitual mostrando a importância do cisalhamento vertical em baixos níveis da atmosfera. (a) Sem cisalhamento vertical; (b) Com cisalhamento vertical. Retirado de Rotunno et al. (1988)

Trabalhos como Raymond (1975), Silva Dias et al. (1984) e Pandya (1996) mostram que esse padrão de convergência e divergência em baixos e altos níveis é coerente com a resposta de ondas de gravidade, forçadas pelo aquecimento devido a liberação de calor latente na linha convectiva. Nos momentos iniciais, provavelmente a convecção profunda está limitada à camada limite planetária. No entanto, assim que o sistema se torna maduro, uma área de convecção mais organizada se forma, o que fornece uma fonte de liberação de calor mais estável, ao qual o ambiente deve se ajustar por meio de ondas de gravidade (Houze, 2004).

As linhas de instabilidade tropicais são estruturalmente semelhantes às que se formam em latitudes médias. No entanto, algumas diferenças devem ser levadas em conta: i) a tropopausa mais alta nos trópicos proporciona um sistema com desenvolvimento vertical maior; ii) O menor cisalhamento vertical nas regiões tropicais, e o mais baixo nível de convecção livre afetam a evolução do sistema. Geralmente elas tendem a se formar mais facilmente e se mover mais devagar quando comparadas às linhas de instabilidade de latitudes médias; iii) Há um menor nível de entranhamento de ar seco e, conseqüentemente, evaporação e correntes descendentes mais fracas. Isso forma uma piscina fria menos intensa do que nos sistemas de latitudes médias, o que também contribui para que o sistema se mova mais lentamente; iv) Como a força de Coriolis é menos pronunciada nos trópicos,

as linhas de instabilidade que se formam nessas regiões possuem uma menor tendência a desenvolverem uma assimetria.

Santos Silva et al. (2009) em uma análise dos campos de refletividade do Radar Meteorológico de São Paulo entre 1998 e 2003 identificaram a presença de linhas de instabilidade em todos os meses do ano, com exceção de junho e julho no Estado de São Paulo. A duração delas varia entre 4 e 12 horas e geralmente são observadas entre 15 e 17 horas no horário local. Apesar de deslocarem-se em todas as direções, elas têm uma direção de propagação mais comum de noroeste para sudeste, paralelas ou perpendiculares ao deslocamento de sistemas frontais. Bender (2012) mostra que dos 185 casos identificados, entre 2002 e 2009, 13 são de origem pré-frontal, 160 se relacionam com casos de ZCAS e frentes frias e 12 são isolados. Isso mostra uma predominância desses eventos durante o verão, quando a atividade convectiva é maior.

As simulações de Bender (2012) com o modelo Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) indicam que a presença de graupel e granizo intensificam a corrente ascendente, devido a liberação de calor latente. Foram identificados casos de LIs com instabilidade e cisalhamento moderado, e até mesmo com fraco cisalhamento, compondo assim uma variedade de sistemas que se formam sob diferentes condições na região. Sales e Pereira Filho (2005) estudaram uma linha de instabilidade simétrica de longa duração em situação de escala sinótica pré-frontal. Identificou-se que a formação do sistema estava associada com uma maior instabilidade termodinâmica devido à aproximação da frente fria. A medida que o sistema se movia para leste, o cisalhamento se tornou mais importante, promovendo uma maior longevidade para a LI. As simulações numéricas em duas dimensões com o modelo Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) mostraram uma região convectiva na vanguarda do sistema, uma estratiforme na retaguarda e uma de transição.

1.3 Efeito da Serra do Mar

Circulações locais geralmente são o resultado de heterogeneidades em superfície, como diferenças de temperatura, umidade ou a presença de barreiras orográficas. Smith (1979) descreve a importância da topografia na atmosfera onde mesmo pequenas colinas de alturas de 50 a 100 metros de altura, podem afetar a distribuição de chuva em seu entorno. No

entanto, a instabilidade condicional, associada com circulações locais são fatores necessários para a presença de chuva orográfica. O tipo de sistema atuante (época do ano), a altura das montanhas e a intensidade da circulação local determinam a intensidade da chuva resultante (Smith, 1979).

Bergeron (1949) e Hobbs et al. (1975), mostram ainda que a presença de terrenos elevados podem alterar os padrões de fenômenos sinóticos, como sistemas frontais, devido ao levantamento orográfico. Bergeron (1949) ao estudar os máximos de precipitação nas regiões costeiras em zonas temperadas e nos polos do Hemisfério Norte, identificou uma intensificação orográfica da precipitação nessas áreas.

No Estado de São Paulo, a Serra do Mar se destaca por apresentar alturas que chegam em uma média de mais de 700 metros, com picos que ultrapassam 1200 metros (Figura 1.4). A presença dessa barreira natural é responsável por alterar os padrões de circulação, e produzir gradientes na distribuição de precipitação, com menores acumulados no oeste do Estado, e maiores valores nas áreas mais próximas da Serra do Mar, ultrapassando 3000 mm por ano (Prado et al., 2006).

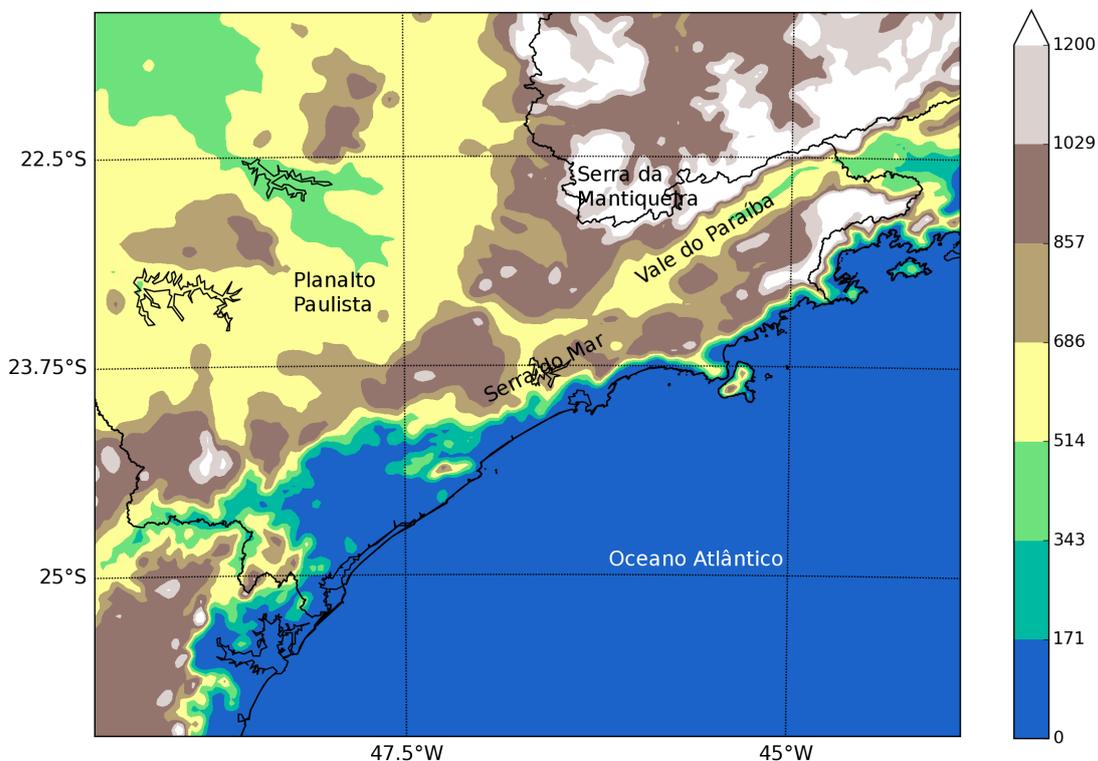


Figura 1.4: Altura topográfica em metros, com destaque para as principais regiões.

Durante o verão há uma interação entre fenômenos como a Zona de Convergência do Atlântico Sul e a presença da Serra do Mar. Silveira e Silva Dias (1990) analisaram um episódio de ZCAS no verão de 1989, e observaram uma interação entre os escoamentos de grande escala com a topografia. Carvalho et al. (2002) afirma que em certos eventos de ZCAS, o número de extremos de precipitação aumenta do oeste para o leste no Estado de São Paulo, com máximo na região da Serra do Mar. Quadro et al. (2011), a partir de uma análise do transporte de umidade na região de ZCAS, identificou o Oceano Atlântico como uma das principais fontes de umidade para alimentar o sistema, e que a topografia no Sudeste do Brasil possui um papel de grande importância para a convergência de umidade na região.

Freitas (2003) mostra que a presença da topografia mais elevada atua na alteração das circulações locais na região, antecipando o horário de início da brisa marítima, além de intensificar as velocidades dos ventos, devido a combinação da circulação de brisa com a vale-montanha, transportando umidade para as áreas acima da Serra, como a RMSP. A ausência dessa topografia resultaria em padrões de precipitação diferentes, como uma diminuição da precipitação nas áreas mais próximas à costa de São Paulo, segundo o trabalho de Lima et al. (2010).

Blanco (1999) sugere que a presença de um fluxo de umidade com vento na direção sudeste, perpendicular à linha de costa e, conseqüentemente à Serra do Mar, é mais favorável para a formação de sistemas precipitantes nessa área. Esse tipo de circulação favorece o transporte do ar rico em umidade e núcleos de condensação para o continente. Ao encontrar com a Serra, esse ar é levantado e o processo de condensação é favorecido. Como indicam os trabalhos de Silva Dias et al. (1995) e Silva Dias e Machado (1997), essa circulação pode atuar na formação de convecção ou na intensificação desse processo. Além disso, a topografia pode ter o papel de organizar o processo de convecção em algumas áreas (Smolarkiewicz et al., 1988).

1.4 *Assimilação de Dados*

A representação adequada das condições iniciais da atmosfera, além das condições de contorno, é de extrema importância para a evolução de uma simulação numérica. Ou seja, quanto mais precisa for essa representação, mais próximo da realidade tende a ser uma

previsão (Kalnay, 2003). Isso é realizado a partir do processo chamado de "assimilação de dados", que segundo a AMS é definido como: "A combinação de diversas fontes de dados, possivelmente amostradas em diferentes tempos e intervalos e em diferentes locais, em uma descrição unificada e consistente de um sistema físico, como o estado da atmosfera". Essa interpolação dos dados iniciais era realizada manualmente, para depois ser inserida em um sistema de previsão computacional, o que consumia muito tempo (Charney et al., 1950). Assim, tornou-se necessário a implementação de métodos mais objetivos, que interpolassem automaticamente as observações para uma grade regular, chamados de "análises objetivas". Ainda, Charney et al. (1969) foi um dos primeiros pesquisadores a sugerir o uso de observações atuais e passadas em um modelo dinâmico para produzir campos de variáveis meteorológicas que fossem dinamicamente consistentes e contínuos no tempo. Desde então, muitas técnicas foram desenvolvidas para solucionar o problema de assimilação de dados, como a interpolação ótima (OI), assimilação variacional de três e quatro dimensões (3DVAR e 4DVAR, respectivamente), filtro de Kalman e a relaxação Newtoniana, ou *nudging* (Kalnay, 2003).

A interpolação ótima é um método intermitente de assimilação de dados que utiliza um campo inicial ou, em inglês, *first guess*, dado em pontos de grade em duas ou três dimensões e combina-o com as observações que estão distribuídas irregularmente no espaço, além de informações de erro do *first guess* e das observações (Kalnay, 2003). O *first guess* geralmente é uma previsão anterior, válida para o tempo de análise. O valor da análise é a soma do campo inicial e uma combinação linear de correções, que são proporcionais à diferença entre o *first guess* e a observação (Harms et al., 1992).

O método 3DVAR baseia-se no princípio de minimização de uma função custo, utilizando informações de um campo inicial e as observações, que são ponderados pelas matrizes de covariância de seus respectivos erros (Lorenç, 1986; Barker et al., 2003). Já o 4DVAR, é uma extensão do 3DVAR que permite a utilização de observações em um dado intervalo de tempo (Lewis e Derber, 1985). Esse tipo de assimilação, que utiliza mais de um tempo para a análise, é conhecido como assimilação de dados em quatro dimensões, ou em inglês, *four-dimensional data assimilation* (FDDA).

O filtro de Kalman é um método similar ao OI, no entanto, as matrizes de covariância do erro do *first guess* e das observações é determinada durante a integração do modelo, em vez de utilizar um único valor constante (Kalnay, 2003). Introduzido por Evensen (1994)

o filtro *ensemble* de Kalman, em inglês, *ensemble Kalman filter*, utiliza um conjunto de seqüências de assimilações com pequenas perturbações, e a partir disso estima as matrizes de covariância de erro.

O *nudging* é outro exemplo de técnica FDDA. Nesse método de assimilação de dados contínua, um termo artificial é introduzido nas equações governantes do modelo. Esse termo tem como objetivo aproximar a solução do modelo para as observações (Stauffer e Seaman, 1990). A formulação geral, para uma variável S qualquer, é apresentada na equação 1.1:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = F(S) + G(S)(S_{obs} - S_{sim}) \quad (1.1)$$

Em que t é o tempo, F representa todas as forçantes físicas do modelo, G é o coeficiente que controla a intensidade do *nudging*, S_{obs} é o valor observado e S_{sim} é o valor simulado pelo modelo. $S_{obs} - S_{sim}$ é conhecido como a inovação e é atualizado conforme S_{sim} varia (Reen, 2007). O termo de *nudging* é aplicado em cada passo de tempo em um intervalo de assimilação, ou janela de assimilação, definido no modelo.

Um dos grandes atrativos do *nudging* é o fato de ser conceitualmente simples e computacionalmente econômico. O método pode ser utilizado para uma inicialização dinâmica, onde há um período prévio de assimilação de dados, e também para uma análise dinâmica, onde os dados são assimilados ao longo de toda a integração do modelo (Stauffer e Seaman, 1990). Além disso, como o termo incluído nas equações governantes a cada passo de tempo é geralmente de uma ordem de grandeza pequena quando comparado com os outros termos, isso permite que o modelo se mantenha dinamicamente consistente durante a integração (Reen, 2007).

Como descrito em Stauffer e Seaman (1990) e Stauffer e Seaman (1994), existem dois tipos de *nudging*: 1) *nudging* para uma análise em pontos de grade, que pode ser tanto de um modelo de grande escala, como o resultado de uma análise objetiva, previamente realizada com algum dos métodos descritos anteriormente; 2) *nudging* diretamente para observações independentes, que são distribuídas de forma não uniforme no espaço e tempo. Esses dois métodos são chamados de "nudging em análise" e "nudging observacional", em inglês, *analysis nudging* e *observational nudging*, respectivamente. Como o *nudging* em análise necessita que uma análise objetiva seja realizada previamente, esse tipo de assimilação de dados é mais recomendado para observações de escala sinótica. Já o *nudging*

observacional, como não necessita de dados em pontos de grade, possui uma facilidade maior para assimilar dados assínóticos, como observações horárias de estações automáticas (Stauffer e Seaman, 1994).

O *nudging* observacional vem sendo utilizado em diversos estudos, como a representação de sistemas de mesoescala, da camada limite planetária (CLP) e o transporte de poluentes atmosféricos (Stauffer e Seaman, 1990; Stauffer et al., 1991; Stauffer e Seaman, 1994; Otte, 2008; Reen e Stauffer, 2010; Jonassen et al., 2012, entre outros). A assimilação de dados de superfície é de grande interesse para aplicações de mesoescala, uma vez que são observações disponibilizadas mais frequentemente que radiossondas, por exemplo (Stauffer et al., 1991). Além disso, devido à forçante mais frequente dentro da camada limite planetária uma representação mais realística da CLP deve ser reproduzida, o que é de grande interesse, uma vez que vários processos atmosféricos se iniciam dentro da CLP (Ruggiero et al., 1996). No entanto, o *nudging* de observações próximas da superfície possui alguns desafios: i) as medidas de temperatura e vento são feitas a 2 e 10 metros acima da superfície, respectivamente, o que geralmente é abaixo do primeiro nível do modelo; ii) elas contêm forçantes locais que podem ou não ser representativas da escala resolvida pelo modelo (Ruggiero et al., 1996; Stauffer et al., 1991).

Segundo Stauffer et al. (1991) a aplicação dos campos de temperatura e umidade, comumente referidos como campos de massa, nos primeiros níveis do modelo apresentam uma forte dependência da estabilidade atmosférica, não sendo representativos em casos com camadas de inversão térmica, ou de camadas superababáticas. Por isso, em muitos estudos a assimilação dessas informações é realizada apenas acima da CLP (Stauffer e Seaman, 1994; Otte, 2008). Quanto ao vento, mostrou-se que as relações de similaridade, que assumem um perfil logarítmico, podem ser utilizadas para estimar o vento nos primeiros níveis do modelo, uma vez que a dependência do vento é maior com relação ao parâmetro de rugosidade, que varia pouco quando comparado à estabilidade atmosférica (Stauffer et al., 1991).

Materiais e Métodos

O presente estudo utiliza dados da análise do modelo Global Forecast System (GFS) do National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Imagens de satélite do Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES-12) também são utilizadas na identificação dos sistemas. Medidas de estações de superfície e de radiossondagens, além de estimativas de precipitação dos radares de Presidente Prudente e Bauru e do Climate Prediction Center morphing method (CMORPH) são analisadas.

As simulações numéricas regionais utilizam o modelo WRF, com o núcleo destinado à pesquisa, Advanced Research WRF (ARW) (Skamarock et al., 2008). Os experimentos numéricos com base na assimilação de dados utilizam a técnica de *nudging* observacional.

2.1 Análise do modelo global

A análise de escala sinótica é realizada a partir dos dados da análise do GFS, que possui espaçamento horizontal de $0,5^\circ$ e temporal de 6 horas (0000, 0600, 1200 e 1800 UTC), entre 10 e 11 de janeiro de 2011. Esse modelo inclui nível na superfície e 26 níveis de pressão, entre 1000 e 10 hPa, e pode ser acessado através do endereço: <http://rda.ucar.edu/>. São analisados campos como vorticidade em 850 hPa e vento em 850 hPa e 250 hPa. Além disso, é calculado o vetor transporte de umidade, descrito a seguir.

2.1.1 Transporte de Umidade

O transporte de umidade integrado verticalmente entre 850 e 500 hPa é dado pela Eq. 2.1, onde g é a aceleração da gravidade, q é a umidade específica, p é a pressão, e \vec{v} é o

vetor vento (Chen, 1985).

$$\vec{Q} = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \vec{v} q dp \quad (2.1)$$

A umidade específica q é calculada a partir dos dados de temperatura T e umidade relativa UR com base na equação de Clausius-Clapeyron descrita por Bolton (1980), segundo as equações 2.2 à 2.5.

$$e_s = 6,112 \exp\left(\frac{17,67T}{T + 243,5}\right) \quad (2.2)$$

$$e = \frac{\text{UR}e_s}{100} \quad (2.3)$$

$$w = \frac{0,622e}{p - e} \quad (2.4)$$

$$q = \frac{w}{1 + w} \quad (2.5)$$

Em que e_s é a pressão de vapor de saturação (hPa), e é a pressão de vapor (hPa) e w é a razão de mistura (g kg^{-1}). É calculado ainda, com as componentes zonal e meridional de \vec{Q} , Q_x e Q_y respectivamente, o divergente do transporte de umidade ($\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}$), segundo a Eq. 2.6 para determinar as regiões onde há convergência do transporte de umidade.

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{Q} = \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \quad (2.6)$$

2.2 Medidas de superfície

Dados horários do Instituto Agronômico de Campinas (IAC) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), de temperatura e umidade relativa a 2 metros, além de precipitação acumulada são utilizados para uma análise espacial (Figura 2.1), totalizando aproximadamente 100 estações. Os resultados são obtidos a partir do método de análise objetiva de Cressman (Cressman, 1959). Medidas horárias de estações METAR (METeological Aerodrome Report), e a cada 6 horas (0000, 0600, 1200 e 1800 UTC) de SYNOP (Surface Synoptic Observations) são utilizadas na assimilação de dados pelo WRF (Seção 2.5).

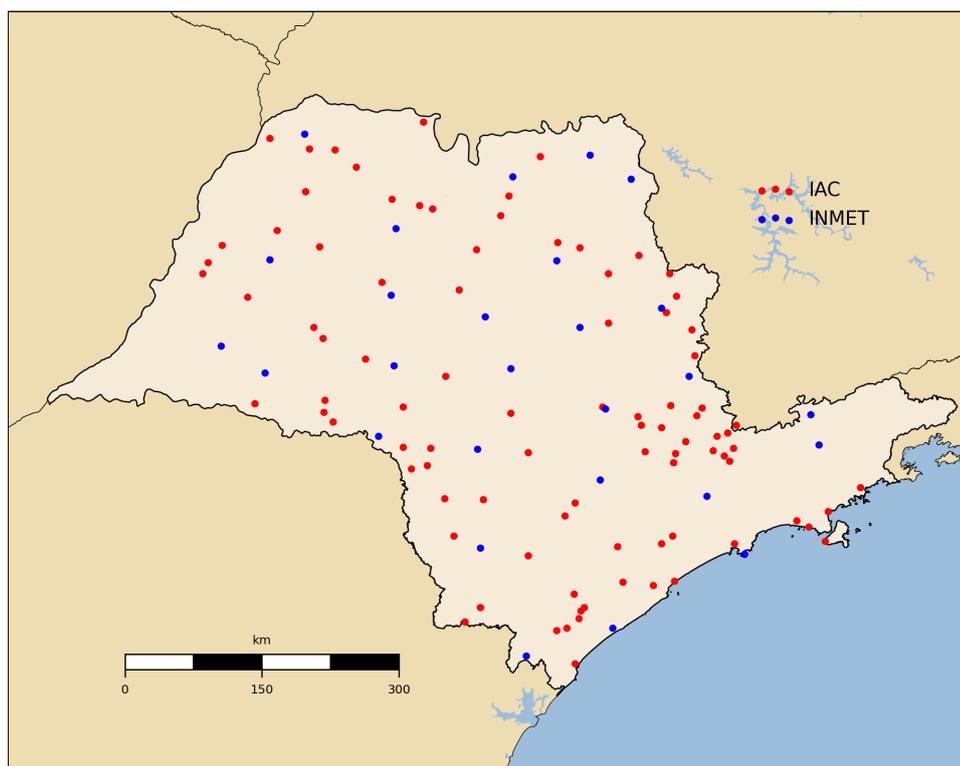


Figura 2.1: Distribuição espacial das estações de superfície utilizadas na análise de Cressman. Em vermelho são indicadas as estações pertencentes ao Instituto Agrônomo de Campinas (IAC) e em azul as estações automáticas pertencentes ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

2.2.1 Análise Objetiva de Cressman

Esse método consiste em aplicar correções sucessivas para uma grade regular a partir de um *first guess*. As correções são determinadas a partir de uma comparação das observações com os dados interpolados do *first guess* no ponto de observação. Essa comparação é obtida a partir da função peso W , dada por (Cressman, 1959):

$$W = \begin{cases} \frac{R^2 - r^2}{R^2 + r^2} & r < R \\ 0 & r \geq R \end{cases} \quad (2.7)$$

Em que r é a distância entre o ponto de observação e o ponto de grade, e R é o raio de influência das estações. Assim, observações com distância superior a R não são levadas em conta. O valor de W varia entre 0 e 1 sendo que $W \rightarrow 0$, conforme r cresce e $W \rightarrow 1$, conforme r diminui. Ou seja, a medida que o ponto de observação for mais próximo do ponto de grade, maior será a função peso nesse ponto de grade. Esse processo pode

ser iterado com cada vez menores raios de influência (R menor) para uma análise mais detalhada (Cressman, 1959; Haltiner e Williams, 1980).

No presente estudo, o método de Cressman utilizado para a análise objetiva do conjunto de dados é uma função incorporada ao Grid Analysis and Display System (GrADS). Os resultados são gerados em uma grade regular de $0,25^\circ$ de latitude por $0,25^\circ$ de longitude. O *first guess* é a média aritmética das observações no primeiro raio de influência, e são analisados: temperatura e umidade relativa a 2 metros e precipitação. Para cada redução no raio de influência um novo valor é obtido determinando o fator de correção para cada ponto de grade baseado na Eq. 2.7. São utilizados como raios de influência 10, 7, 4, 2 e 1 pontos de grade, totalizando quatro reduções, o que não apresentou falhas na série (Cressman, 1959; Fan e Van den Dool, 2008).

2.3 Estimativas de precipitação

2.3.1 Radar

Nesse estudo são utilizadas as estimativas de precipitação dos radares localizados nas cidades de Bauru e Presidente Prudente no Estado de São Paulo, pertencentes ao Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMet) da Universidade Estadual Paulista (UNESP). Ambos são radares banda-S Doppler, com abertura de feixe de 2° e um alcance qualitativo de 450 km, cobrindo todo o Estado de São Paulo, e quantitativo de 240 km, com varredura volumétrica a cada 15 ou 7,5 minutos e resolução de 1 km na radial (Held et al., 2010). Os dados de CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) a 3 km são convertidos em precipitação por meio da relação Z-R, que estima a taxa de precipitação (R) a partir das medidas de refletividade (Z), dada por: $Z = A \cdot R^B$, com $B=3,2$ e $A=165$.

2.3.2 Satélite

O CMORPH tem espaçamento de grade de $0,07^\circ$ de latitude e longitude e está disponível a cada 30 minutos entre as latitudes de 60°S e 60°N . O método combina dados de sensores de precipitação por microondas, que tem baixa taxa de amostragem temporal com informações do infravermelho referente ao deslocamento de sistemas precipitantes, derivadas de satélites geosíncronos que possuem uma amostragem temporal maior que satélites de órbita polar (Joyce et al., 2004).

2.4 O Modelo WRF

O modelo WRF é um sistema de simulação numérica da atmosfera desenvolvido para aplicações em pesquisa e operacionalmente. É o resultado da colaboração entre diversos centros de pesquisa, dentre eles estão: a divisão Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) do National Center for Atmospheric Research (NCAR), o NCEP e Earth System Research Laboratory (ESRL) do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Department of Defense's Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory (NRL), Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) e Federal Aviation Administration (FAA) (Skamarock et al., 2008).

As principais características do WRF-ARW são:

- Equações totalmente compressíveis em um sistema Euleriano não-hidrostático;
- Coordenada vertical η que segue o terreno dado pela Eq. 2.8:

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu} \quad (2.8)$$

Em que p_h é a pressão hidrostática, p_{ht} é a pressão hidrostática no topo do modelo (valor constante), e $\mu = p_{hs} - p_{ht}$, sendo p_{hs} a pressão hidrostática na superfície. O valor de η varia entre 0 no topo e 1 na superfície;

- Discretização espacial de segunda e sexta ordem para a advecção horizontal e vertical em uma grade horizontal C de Arakawa;
- Integração no tempo do tipo *time-split* com base no esquema de segunda e terceira ordem de Runge-Kutta, com passos de tempo menores para modos de gravidade e acústicos;
- Quatro tipos de projeções de mapa estão disponíveis: Estereográfica polar, Conforme de Lambert, Mercator e latitude-longitude;
- Condições laterais periódicas, abertas, simétricas e condições especificadas pelo usuário;
- Pressão constante no topo do modelo, com absorção dos modos de gravidade (difusão, *damping* Rayleigh tradicional e implícito);
- Condição inferior física ou *free-slip*;

- Aninhamento do tipo *one-way*, *two-way* e em movimento;
- FDDA utilizando *nudging*.

Existem esquemas de microfísica, parametrizações cumulus, camada superficial, física da camada limite planetária e física da radiação atmosférica disponíveis no modelo. As opções escolhidas nessa pesquisa são apresentadas na seção 2.5. Uma descrição mais detalhada é apresentada em Skamarock et al. (2008).

2.4.1 Assimilação de dados em quatro dimensões (FDDA)

O WRF conta com dois tipos de *nudging*: o *nudging* em análise e o *nudging* observacional. O método é implementado a partir de um termo extra nas equações governantes do sistema, dado por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = F(\theta) + G_{\theta} W_{\theta} (\hat{\theta}_0 - \theta) \quad (2.9)$$

Em que θ é uma variável qualquer, $F(\theta)$ representa os termos devido à física, advecção e etc., G_{θ} controla a influência que o *nudging* tem sobre a simulação, $\hat{\theta}_0 - \theta$ é a inovação, e $W_{\theta} = w_{xy} w_{\eta} w_t$ é uma função peso que depende do tempo e espaço. No caso do *nudging* observacional, w_{xy} é a função peso no espaço horizontal, utilizada na análise objetiva de Cressman (2.7), w_{η} é a função peso vertical, que geralmente possui um valor baixo, para que a observação influencie apenas o nível η mais próximo da medida. O termo w_t é a função peso com relação ao tempo dada por (Stauffer e Seaman, 1994):

$$w_t = \begin{cases} 1 & |t - t_0| < \tau/2 \\ \frac{\tau - |t - t_0|}{\tau/2} & \tau/2 \leq |t - t_0| \leq \tau \\ 0 & |t - t_0| > \tau \end{cases} \quad (2.10)$$

Em que t_0 é a hora da observação e τ é metade do período da janela de assimilação, definida pelo usuário. Isso significa que para dados horários de observações, w_t é igual a 1 para os passos de tempo mais próximos desse horário, e diminui conforme se afasta dessa observação, até chegar a zero, quando a observação estiver fora da janela de assimilação.

O esquema de *nudging* observacional utilizado no WRF é similar àquele desenvolvido por Stauffer e Seaman (1994) e utilizado no Mesoscale Model Version 5 (MM5), porém

com algumas mudanças, como (Skamarock et al., 2008): i) habilidade de incorporar dados sinóticos e assinóticos, como dados horários de superfície, radiossondas que são medidas a cada 12 horas e etc; ii) capacidade de assimilar dados em multi-níveis em ar superior, como radiossondas, perfiladores verticais de vento e radiômetros; iii) temperatura e ventos medidos próximos da superfície são ajustados, primeiramente, para o nível η mais próximo da superfície de acordo com a teoria da similaridade. A inovação obtida é então usada para corrigir o modelo na camada de mistura, diminuindo progressivamente sua influência conforme se aproxima do topo da CLP; iv) utilização de uma função peso que leva em conta a elevação do terreno, para limitar a influência de algumas observações que possam ser separadas por um vale ou uma montanha (Xu et al., 2002); v) o esquema é otimizado para ser utilizado em mais de um domínio. O peso horizontal depende do tamanho da grade de cada domínio e além disso há a capacidade de utilizar dois raios de influência, de modo similar às correções sucessivas do método de Cressman descrito na seção 2.2.1 (página 43); vi) Habilidade dos usuários definirem diferentes janelas de assimilação e raios de influência para cada um dos domínios.

2.5 Configuração Experimental

As condições inicial e de fronteira foram fornecidas pela análise do modelo GFS com espaçamento horizontal de $0,5^\circ$ de latitude e longitude, e espaçamento temporal de 6 horas. O WRF foi simulado por 36 horas, iniciando às 1800 UTC do dia 09 e terminando às 0600 UTC do dia 11. São utilizadas três grades (d01, d02 e d03) aninhadas em modo *two-way*, segundo a Figura 2.2. O domínio d01 possui 270 pontos na direção leste-oeste e 230 pontos na direção norte-sul, com espaçamento horizontal de grade de 27 km; o domínio d02 possui 301 pontos na direção leste-oeste e 241 pontos na direção norte-sul, com espaçamento horizontal de grade de 9 km; o domínio d03 possui 382 pontos na direção leste-oeste e 322 pontos na direção norte-sul, com espaçamento horizontal de grade de 3 km. As demais configurações, comuns a todos os experimentos, são apresentadas na Tabela 2.1.

São então propostos cinco experimentos para verificar a influência do *nudging* de diferentes variáveis meteorológicas, medidas em superfície: simulação controle, com nenhum dado assimilado (CTL); *nudging* observacional com dados de temperatura, umidade e vento (NALL); *nudging* observacional apenas com dados de temperatura (NOT); *nudging*

observacional apenas com dados de umidade (NOQ); *nudging* observacional apenas com dados de vento (NOUV). Para esses experimentos é usado $G = 4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (Stauffer e Seaman, 1994), $\tau = 30$ minutos e o raio de influência é 100 km.

Tabela 2.1 - Configurações comuns a todas as simulações com o WRF.

Versão do modelo	3.7.1
Número de níveis na vertical	45
Topo do modelo	50 hPa
Tipo de Solo	Arquivo de Dados USGS <i>United States Geological Survey</i>
Passo de tempo no domínio maior	60 s
Razão de <i>downscaling</i>	1/3
Parametrização de microfísica	Lin (Purdue) ^a
Parametrização de radiação de onda curta	Dudhia ^b
Parametrização de radiação de onda longa	RRTM ^c
Camada de superfície	MM5 Similarity theory
Modelo de superfície	Noah Land Surface Model ^d
Física da Camada Limite Planetária	YSU ^e
Parametrização Cumulus	Kain-Fritsch ^{f,1}

^aLin et al. (1983) ^bDudhia (1989) ^cMlawer et al. (1997)

^dChen e Dudhia (2001) ^eHong et al. (2006) ^fKain (2004)

¹Somente para d01 e d02. A parametrização cumulus é desligada no domínio d03.

Um outro conjunto de experimentos é realizado para determinar a influência do coeficiente de intensidade de *nudging* G , e do raio de influência em cada uma das variáveis. Em todos os experimentos os dados observados são assimilados ao longo de toda a simulação, produzindo assim, uma análise dinâmica. A Tabela 2.2, apresenta de forma esquemática todos os experimentos.

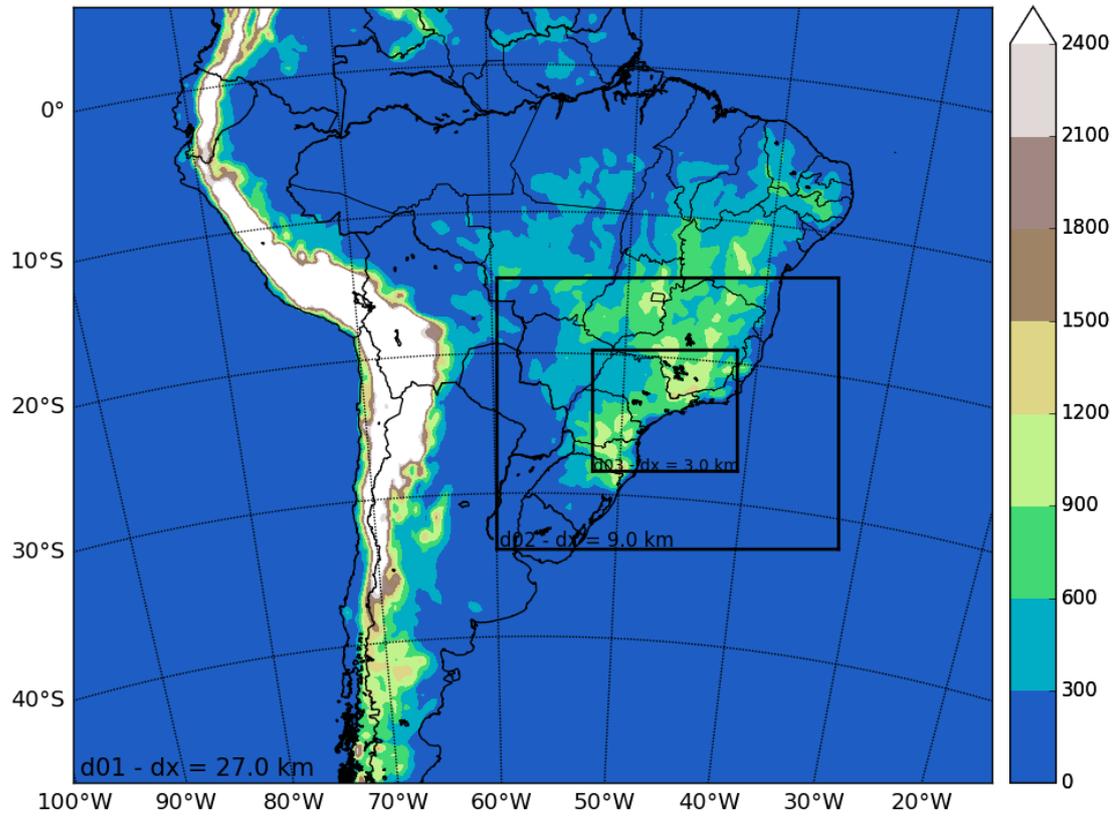


Figura 2.2: Domínios utilizados para os experimentos com o modelo WRF. Em sombreado é destacada a altura topográfica, em metros, da região.

São utilizados dados de METAR e SYNOP, disponíveis em formato *little_r*, no endereço: <http://rda.ucar.edu/>. Além dessas informações, os dados horários das estações de superfície do IAC são utilizadas, uma vez que possuem uma maior representatividade do local de interesse, quando comparado às observações METAR e SYNOP (Figura 2.3). Foram escolhidos apenas dados de superfície para verificar o impacto da forçante mais frequente

próxima à superfície no desempenho do modelo.

Tabela 2.2 - Experimentos realizados com *nudging* observacional. T e Q representam as variáveis de temperatura e razão de mistura de vapor d'água 2 metros acima da superfície, respectivamente; U e V representam o vento zonal e meridional medidos 10 metros acima da superfície, respectivamente. "X" representa onde a variável é assimilada e "-" representa onde não há assimilação.

	T	Q	U e V
CTL ^{a,1}	-	-	-
NALL ^{a,1}	X	X	X
NOT ^{a,1}	X	-	-
NOQ ^{a,1}	-	X	-
NOUV ^{a,1}	-	-	X
NG8T ^{a,2}	X	-	-
NG2T ^{a,3}	X	-	-
NR200T ^{b,1}	X	-	-
NR50T ^{c,1}	X	-	-
NG8Q ^{a,2}	-	X	-
NG2Q ^{a,3}	-	X	-
NR200Q ^{b,1}	-	X	-
NR50Q ^{c,1}	-	X	-
NG8UV ^{a,2}	-	-	X
NG2UV ^{a,3}	-	-	X
NR200UV ^{b,1}	-	-	X
NR50UV ^{c,1}	-	-	X

^a raio de influência de 100 km ^b raio de influência de 200 km ^c raio de influência de 50 km

¹ $G = 4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ² $G = 8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ³ $G = 2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$

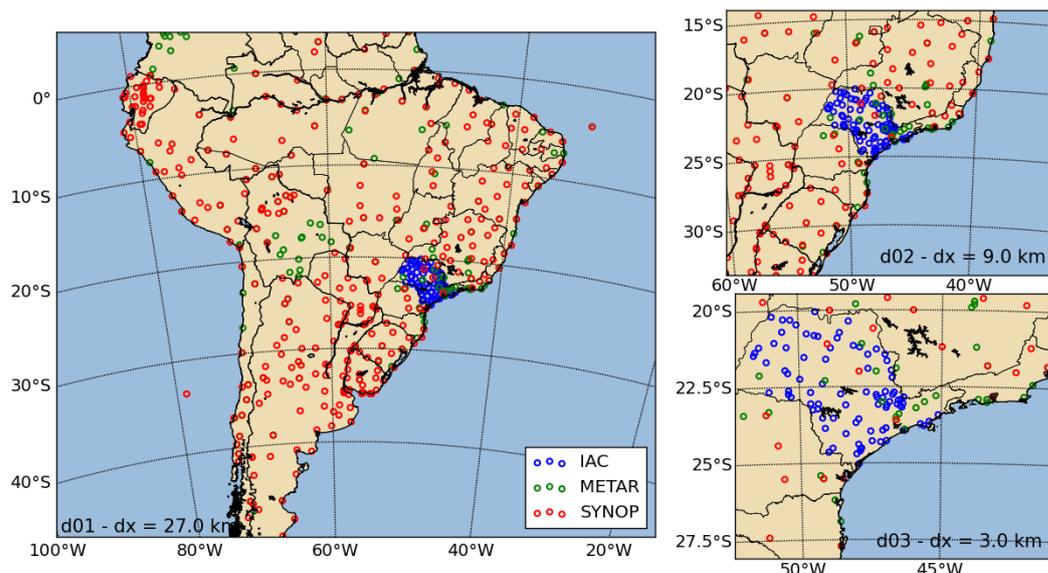


Figura 2.3: Distribuição espacial das observações de superfície assimiladas nos experimentos em cada um dos três domínios utilizados (d01, d02, d03).

2.6 Avaliação dos experimentos numéricos

O desempenho dos experimentos descritos na seção 2.5 é avaliado em três etapas. A primeira consiste em determinar a sensibilidade que a inclusão de dados observados desempenha com relação à simulação controle. São comparadas as médias no domínio d03 das variáveis temperatura a 2 metros, direção e velocidade do vento a 10 metros, temperatura do ponto de orvalho a 2 metros, pressão em superfície e precipitação horária acumulada. A segunda etapa identifica o desempenho do conjunto de experimentos no domínio d03 com relação aos dados medidos pelo INMET (Figura 2.1), utilizando técnicas de análise estatística. Os dados do INMET são utilizados para essa validação, uma vez que essas observações não foram assimiladas nos experimentos, o que limita a presença de um viés nos resultados das análises.

É utilizado o erro médio, em inglês, *Mean Error* (ME), conhecido também como viés, dado pela equação 2.11. Essa medida não traz informações sobre a acurácia da simulação, uma vez que valores positivos e negativos podem se cancelar, subestimando o erro da simulação. No entanto, é um índice útil para revelar a existência de erros sistemáticos nas

simulações (Hallak e Pereira Filho, 2011).

$$ME = \sum_{i=1}^N \frac{X_{sim} - X_{obs}}{N} \quad (2.11)$$

Em que X_{obs} é o valor medido na estação, X_{sim} é o simulado e N é o número de observações.

A raiz do erro quadrático médio, em inglês, *Root Mean Square Error* (RMSE), é utilizada para analisar o valor absoluto do erro da simulação, dado pela equação 2.12. Ele contorna o problema da ME, pois não há cancelamento entre termos negativos e positivos, uma vez que a diferença entre X_{obs} e X_{sim} é elevada ao quadrado.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{sim} - X_{obs})^2} \quad (2.12)$$

Como o vento é uma medida vetorial, a diferença do vetor vento, em inglês, *Vector Wind Difference* (VWD) é usada. VWD é determinada segundo a seguinte equação:

$$VWD = [(u_o - u)^2 + (v_o - v)^2]^{1/2} \quad (2.13)$$

Onde (u_o, v_o) e (u, v) são o vento zonal e meridional observados e simulados, respectivamente. A terceira etapa consiste em uma avaliação subjetiva, que envolve a identificação dos padrões de mesoescala presentes no caso em estudo, e sua coerência com os padrões meteorológicos identificados previamente. São desconsideradas as primeiras 6 horas de simulação para limitar o efeito de *spin-up* do modelo.

2.7 Cálculo da anomalia de temperatura

Nesse estudo a identificação da piscina de ar frio é realizada a partir da análise de campos espaciais e cortes verticais de variáveis como a temperatura a 2 metros de altura. A anomalia do valor dessa variável é calculada a partir de uma média espacial em uma área de 100 km x 100 km centrada em um dado ponto de grade (Figura 2.4).

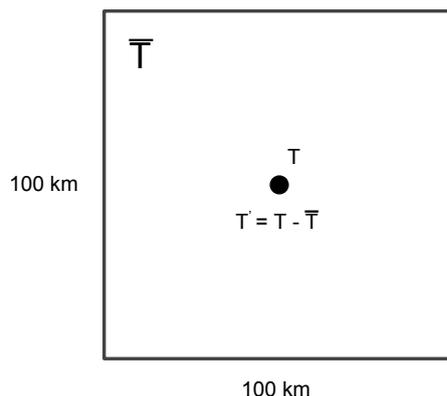


Figura 2.4: Representação visual do método para o cálculo da anomalia de temperatura. T é a temperatura em dado ponto, \bar{T} é a média da temperatura no subdomínio de 100 x 100 km e T' é anomalia de temperatura para o dado ponto de grade.

Estudos como Tompkins (2001) e Böing et al. (2012) utilizam a anomalia com relação ao domínio inteiro da simulação porém, nesses trabalhos a extensão horizontal dos domínios varia da ordem de 60 a 200 km. Como no presente estudo as dimensões horizontais são, comparativamente, muito maiores (da ordem de 1000 km), optou-se por esse método, utilizado também em Feng et al. (2015), para representar melhor as variações locais que ocorrem devido a influência de sistemas precipitantes.

Resultados e Discussões

3.1 Análise do modelo global

A análise sinótica em 250 hPa (Figura 3.1) revela a presença da Alta da Bolívia (AB) com centro em aproximadamente 20°S/70°W às 1800 UTC do dia 10/01/2011. Além disso, nota-se um cavado na região nordeste do Brasil com eixo na orientação noroeste-sudeste. A região do Jato Subtropical encontra-se à sul da AB em aproximadamente 30°S e o Jato Polar em 40°S.

Nas horas seguintes, a região de máxima velocidade se intensifica, atingindo entre 50 e 55 m s⁻¹ às 1200 UTC do dia 11. Ainda, é interessante notar que às 1800 UTC do dia 10 e 0000 UTC do dia 11, em aproximadamente 28°S/55°W, há uma região de difluência entre o Jato Subtropical e o Jato Polar. Nas horas seguintes, essa região de difluência se afasta do continente.

A Figura 3.2 mostra as linhas de corrente em 850 hPa e a vorticidade relativa para o período analisado. Os ventos que vêm da região centro-norte do Brasil em direção à região Sudeste transportam umidade das latitudes mais baixas para a região de interesse. A partir de 0600 UTC do dia 11 esse corredor de umidade se desloca do Estado de São Paulo para o Rio de Janeiro.

Uma ciclogênese é identificada em aproximadamente 28°S/45°W entre 1800 UTC do dia 10 e 0000 UTC do dia 11. Essa ciclogênese ocorre na mesma área de difluência do jato observado na Figura 3.1, e os ventos de sul são intensificados na região de interesse, advectando umidade do Oceano Atlântico para a área. A vorticidade relativa revela ainda uma região de intensa vorticidade ciclônica (acima de $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) sobre o centro do Estado de São Paulo, em aproximadamente 23°S/48°W, à 0000 UTC do dia 11. Identifica-

se ainda às 0600 UTC do dia 11 que esse núcleo de vorticidade se desloca para o interior do Estado e entre 0600 UTC e 1200 UTC do dia 11, desintensifica-se.

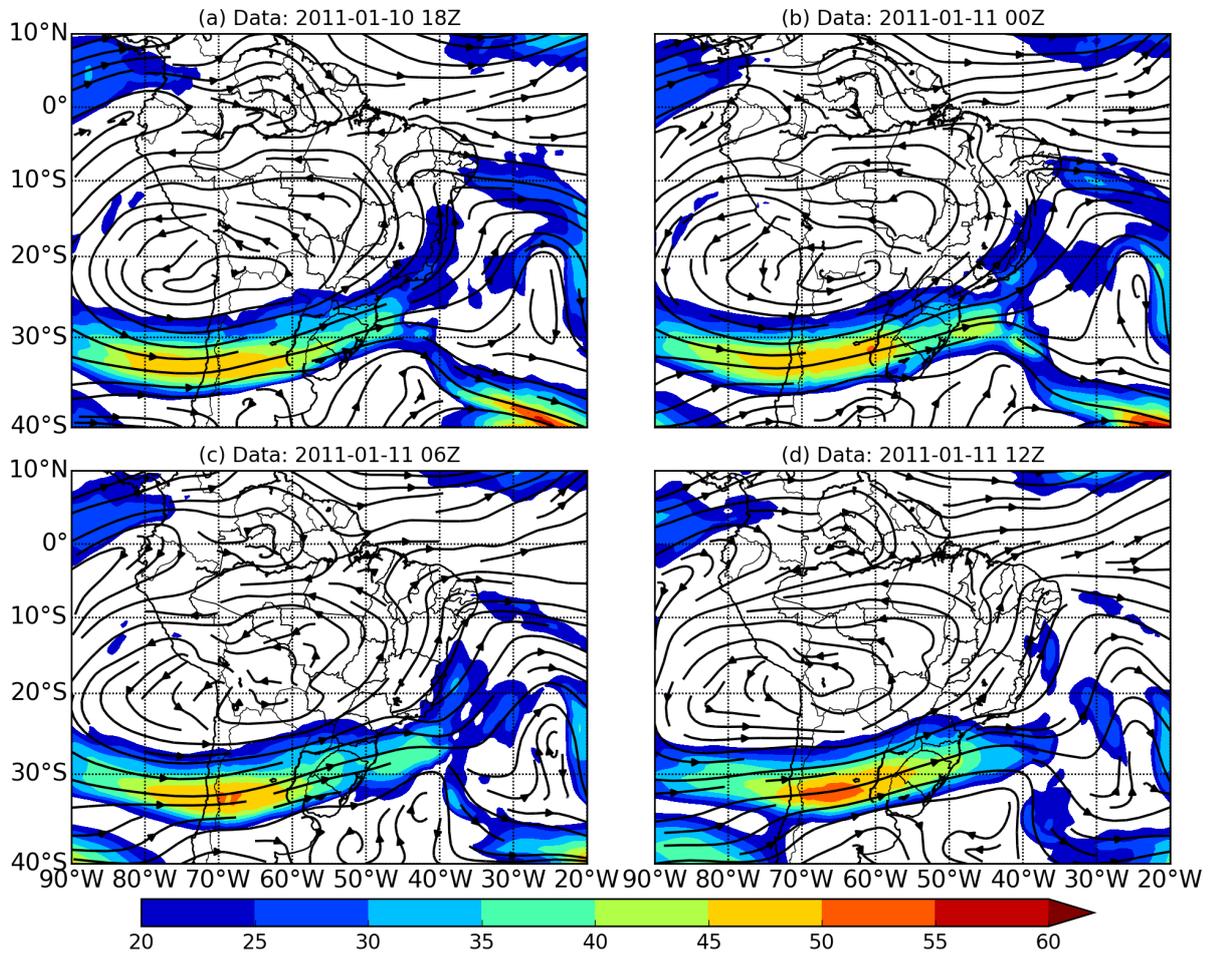


Figura 3.1: Linhas de corrente em 250 hPa e magnitude do vento (m s^{-1}), obtidos com os dados da análise do GFS de $0,5^\circ$ para: (a) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (c) Dia 11/01/2011 às 0600 UTC; (d) Dia 11/01/2011 às 1200 UTC.

O tipo de configuração identificado em altos e baixos níveis da atmosfera é coerente com características de uma circulação do tipo ZCAS. Há a presença da Alta da Bolívia e um cavado sobre o Nordeste em 250 hPa, além do Jato de Baixos Níveis (JBN) em 850 hPa (Sugahara et al., 1994).

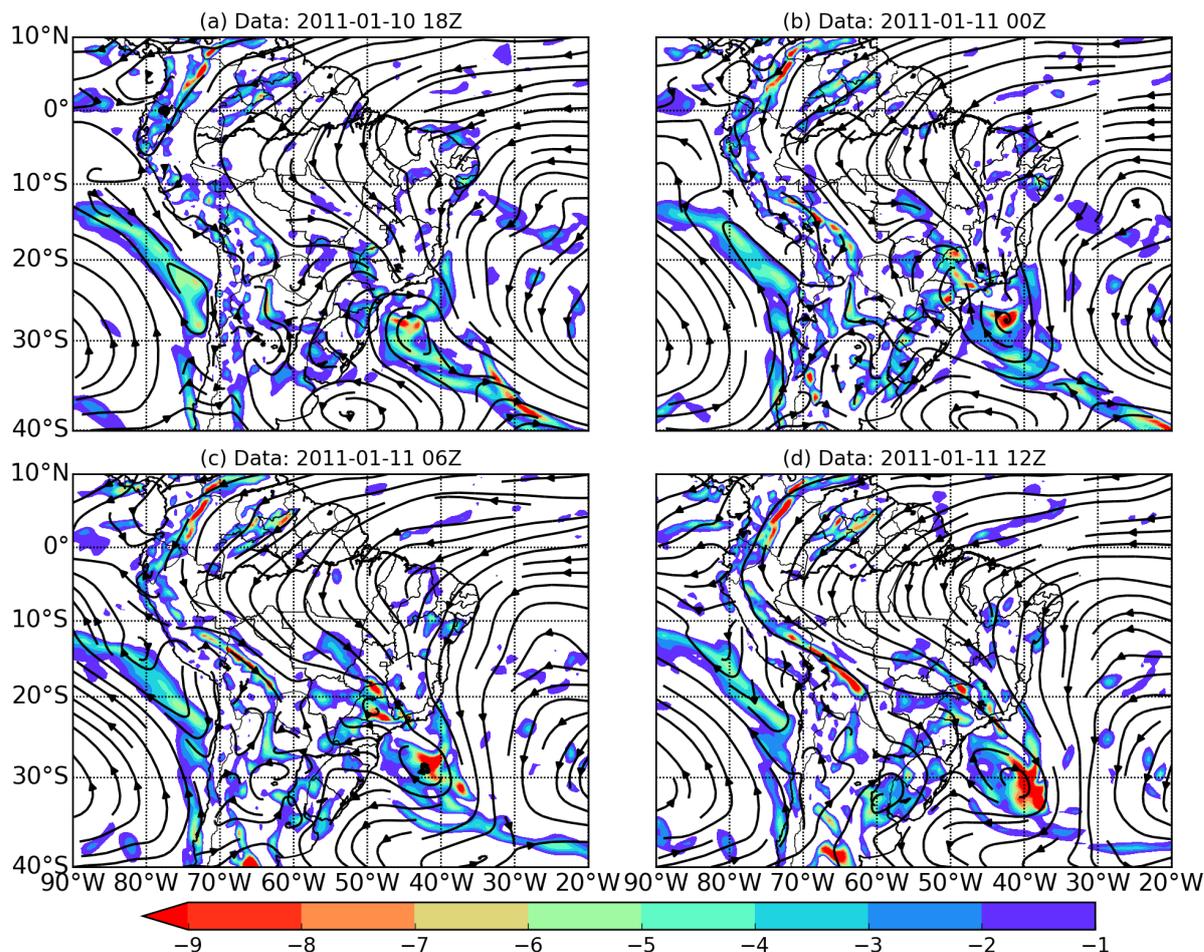


Figura 3.2: Linhas de corrente em 850 hPa e vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}), obtidos com os dados da análise do GFS de $0,5^\circ$ para: (a) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (c) Dia 11/01/2011 às 0600 UTC; (d) Dia 11/01/2011 às 1200 UTC.

3.1.1 Transporte de Umidade

O transporte de umidade integrado verticalmente entre 850 e 500 hPa com base nos dados da análise do GFS de $0,5^\circ$ foi obtido a partir da Eq. 2.1 (Figura 3.3). A umidade é transportada da região do centro-norte do Brasil para o Estado de São Paulo e converge na costa às 1800 UTC do dia 10 (Figura 3.3a), com valores da ordem de $-1,5 \times 10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$. Já à 0000 UTC do dia 11 (Figura 3.3b), a componente de sul de \vec{Q} é intensificada, o que resulta em valores de convergência que ultrapassam $-2 \times 10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$. Isso ocorre pois, como visto na Figura 3.2, entre 1800 UTC do dia 10 e 0000 UTC do dia 11, um ciclone se forma próximo da costa leste de São Paulo, o que intensifica a advecção de umidade para a região de interesse. Além disso, às 0600 UTC do dia 11 (Figura 3.3c), esse centro de

baixa pressão organiza o transporte de umidade para a região Sudeste e desloca a região de máxima convergência para o sul do Estado do Rio de Janeiro.

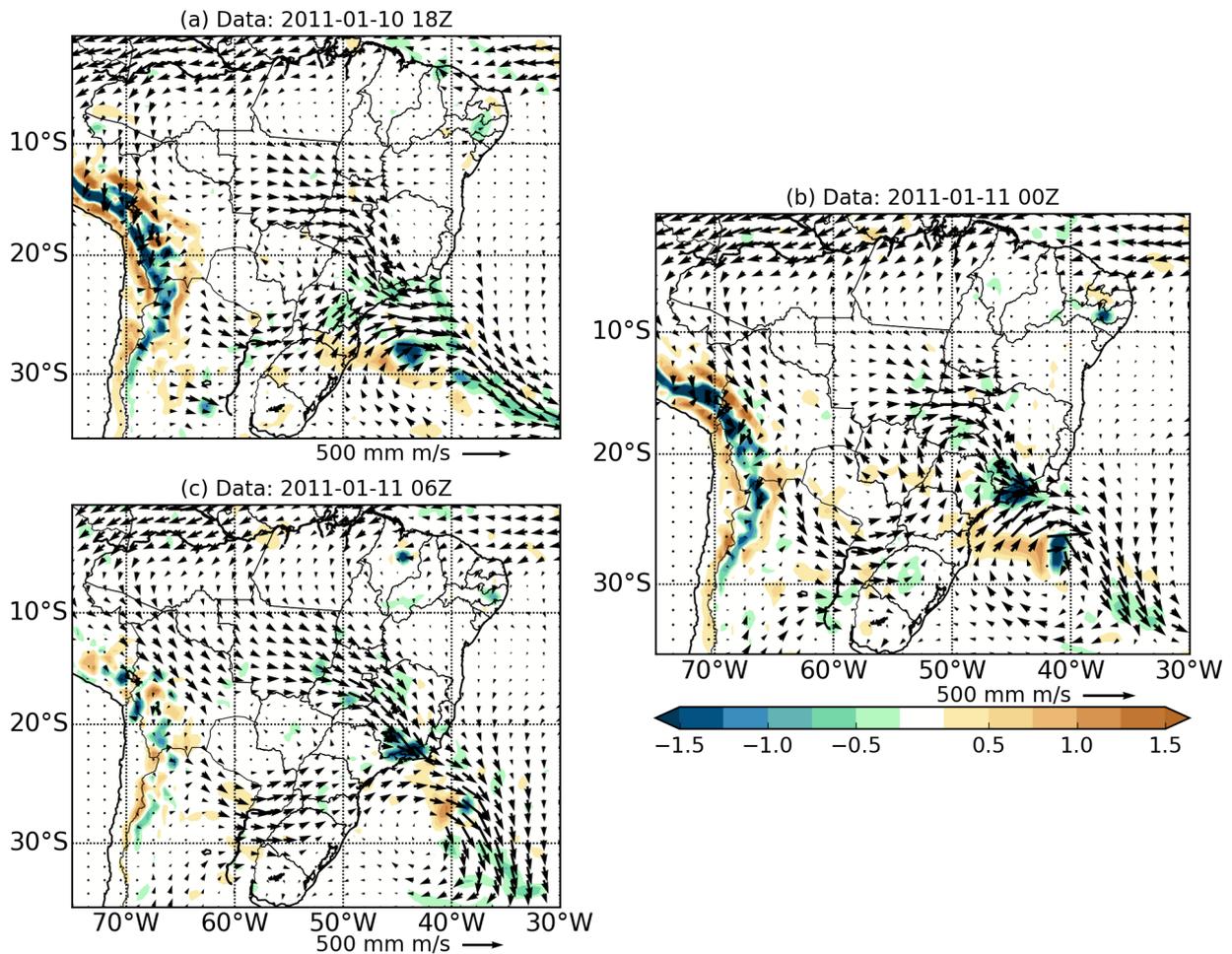


Figura 3.3: Transporte de umidade integrado verticalmente entre 850 hPa e 500 hPa (\vec{Q}) (vetores) e divergente de \vec{Q} ($\nabla \cdot \vec{Q}$) ($10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$) (sombreado) calculado com a análise do GFS de $0,5^\circ$, para (a): Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (c) Dia 11/01/2011 às 0600 UTC.

3.2 Imagens de Satélite

A partir de imagens de satélite do canal do infravermelho realçado, disponibilizadas pelo CPTEC, os sistemas atuando no Estado de São Paulo podem ser identificados. Às 1800 UTC do dia 10 (Figura 3.4a) identifica-se a formação de uma linha de nebulosidade alinhada à costa de São Paulo, ainda nos estágios iniciais do ciclo de vida. Esse sistema torna-se mais intenso nas horas seguintes, o que é evidenciado pelos topos de nuvens mais frios e pela expansão de sua área (Figura 3.4b). À 0000 UTC do dia 11 (Figura 3.4c) o

sistema continua ganhando intensidade, e dá origem a uma linha de instabilidade embebida na banda de nebulosidade de grande escala. A intensificação do sistema próximo de 0000 UTC do dia 11 pode ser justificada pela formação do ciclone próximo do litoral do Estado de São Paulo, como observado na Figura 3.2.

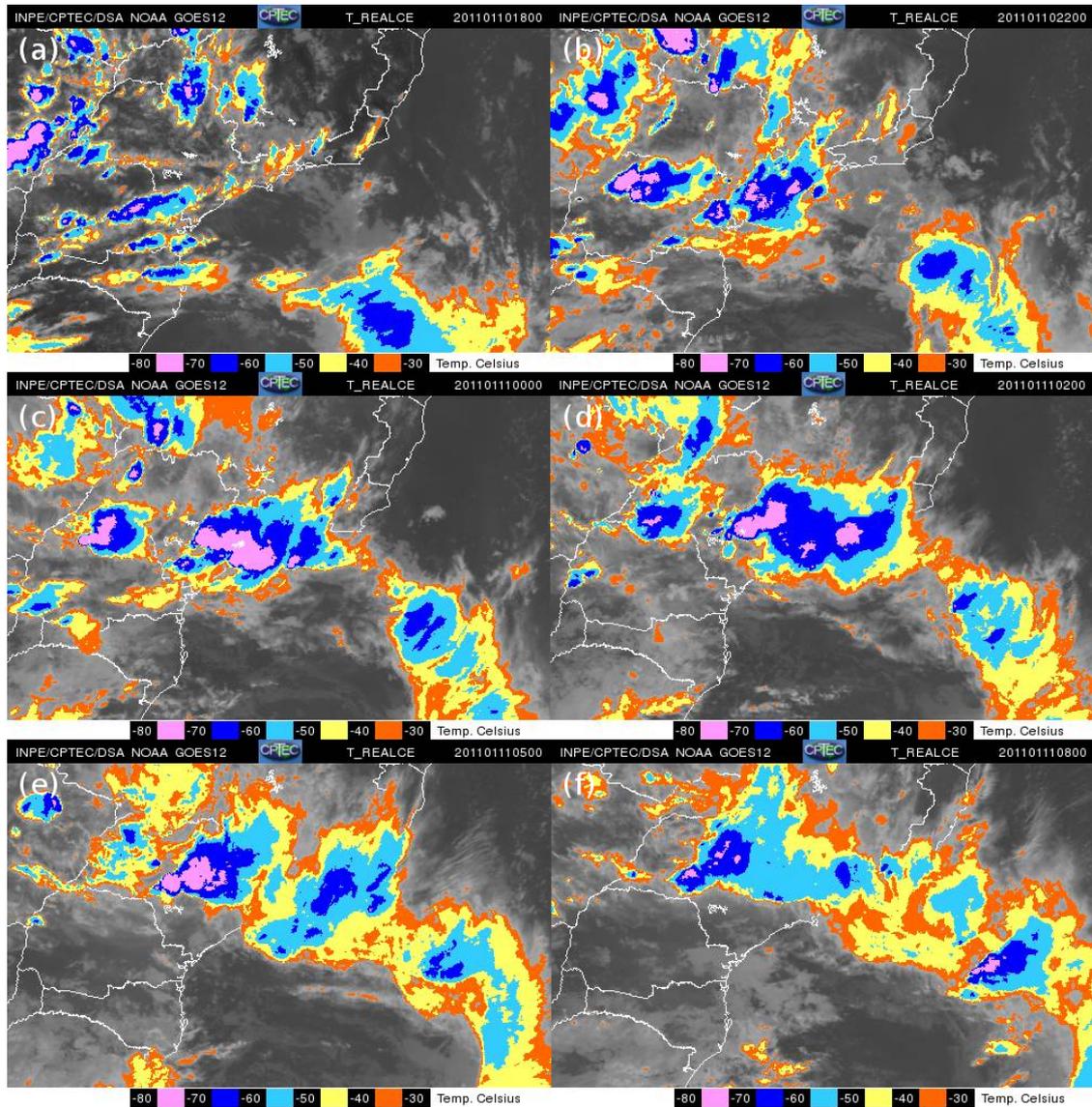


Figura 3.4: Imagem do canal do infravermelho realçado do satélite GOES-12 para os dias: (a) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 10/01/2011 às 2200 UTC; (c) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (d) Dia 11/01/2011 às 0200 UTC; (e) Dia 11/01/2011 às 0500 UTC; (f) Dia 11/01/2011 às 0800 UTC.

3.3 Sondagens atmosféricas

As sondagens para a estação 83779 localizada no Campo de Marte na cidade de São Paulo (Figura 3.5) revelam mais detalhes sobre o perfil termodinâmico próximo do evento analisado. Nota-se que às 1200 UTC do dia 10 (próximo das 10 horas local) a energia potencial convectiva disponível (CAPE) era elevada para o horário, com aproximadamente 1125 J kg^{-1} . À 0000 UTC do dia 11 o CAPE aumenta acima de 1900 J kg^{-1} , o nível de condensação por levantamento reduz para 884 hPa e o nível de equilíbrio aumenta para 107 hPa. Isso significa que há um aumento no desenvolvimento vertical da parcela, indicando maior potencial convectivo.

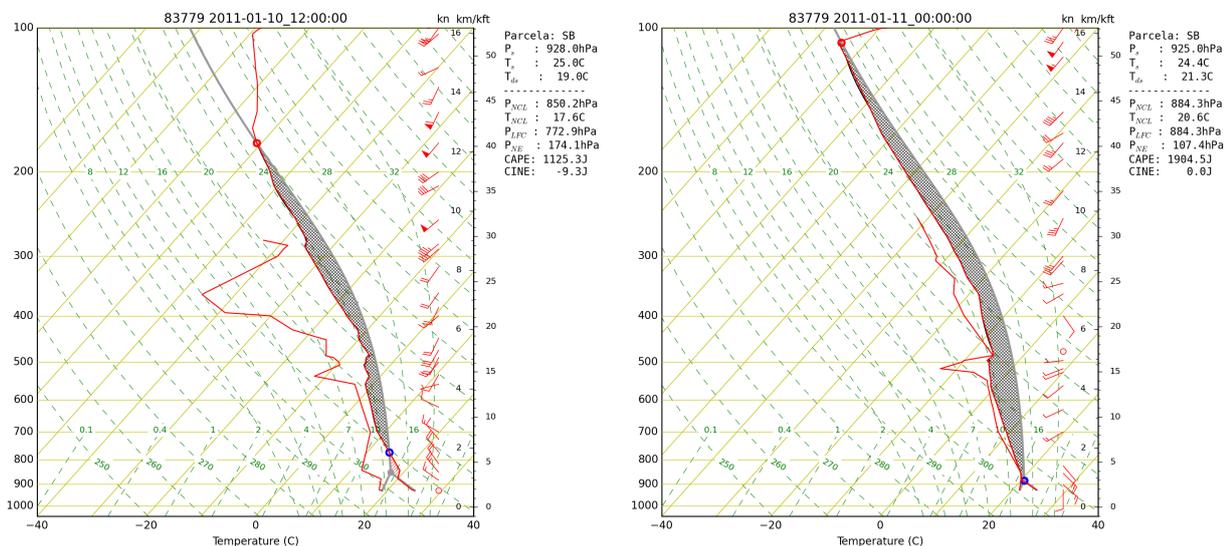


Figura 3.5: Sondagem atmosférica às 1200 UTC de 10/01/2011 e 0000 UTC de 11/01/2011 para a estação 83779 localizada em São Paulo (SP) nas coordenadas $23,62^\circ\text{S}/46,65^\circ\text{W}$. Os índices em destaque são P_s : Pressão na Superfície; T_s : Temperatura na Superfície; T_{ds} : Temperatura do Ponto de Orvalho na Superfície; P_{NCL} : Pressão no nível de condensação por levantamento; T_{NCL} : Temperatura no nível de condensação por levantamento; P_{LFC} : Pressão no nível de convecção livre; P_{EQ} : Pressão no nível de equilíbrio; $CAPE$: Energia potencial convectiva disponível; $CINE$: Energia de inibição de convecção.

É interessante notar que à 0000 UTC do dia 11 a coluna atmosférica está extremamente úmida, com os valores da temperatura (T) e da temperatura do ponto de orvalho (T_d) muito próximos em aproximadamente toda a sua extensão. Observa-se ainda que há uma variação na direção dos ventos nas camadas mais baixas da atmosfera entre 1200 UTC do dia 10

e 0000 UTC do dia 11. Às 1200 UTC do dia 10 a componente de noroeste predomina na camada entre a superfície e aproximadamente 600 hPa. Já à 0000 UTC do dia 11, na camada entre a superfície e aproximadamente 800 hPa, o vento é de sudeste enquanto que na camada logo acima até 500 hPa é de sudoeste.

3.4 Medidas de Superfície

3.4.1 Análise Objetiva de Cressman

A Figura 3.6 apresenta a análise de temperatura a 2 metros para o período em estudo. Destaca-se na Figura 3.6a que há um forte aquecimento no interior do Estado, com temperaturas ultrapassando 32°C . As áreas com menores temperaturas que se localizam, por exemplo, no noroeste do Estado, têm maior nebulosidade segundo a Figura 3.4a e precipitação, o que causam o resfriamento.

Nas Figuras 3.6b e c as temperaturas na faixa leste de São Paulo apresentam uma queda mais acentuada devido à formação de nebulosidade e precipitação. Às 0600 UTC (Figura 3.6d) esse resfriamento alcança áreas centrais do Estado, como em aproximadamente $22^{\circ}\text{S}/48^{\circ}\text{W}$ com temperaturas entre 18 e 20°C , devido a influência da linha de instabilidade que se propagou para o interior do Estado.

A análise dos campos de umidade relativa a 2 metros (Figura 3.7) são um reflexo dos campos de temperatura. Ou seja, às 1800 UTC do dia 10 observa-se uma menor umidade relativa em grande parte do Estado, chegando a valores próximos de 40%, devido às elevadas temperaturas. No entanto, nas áreas onde há nebulosidade e temperaturas mais baixas a umidade relativa é maior, como em parte do litoral de São Paulo e em aproximadamente $21^{\circ}\text{S}/49^{\circ}\text{W}$ com valores acima de 80%. A medida que o sistema avança, a umidade relativa se torna maior, com valores próximos de 100% às 0200 UTC e 0600 UTC do dia 11 no litoral e em grande parte do interior do Estado.

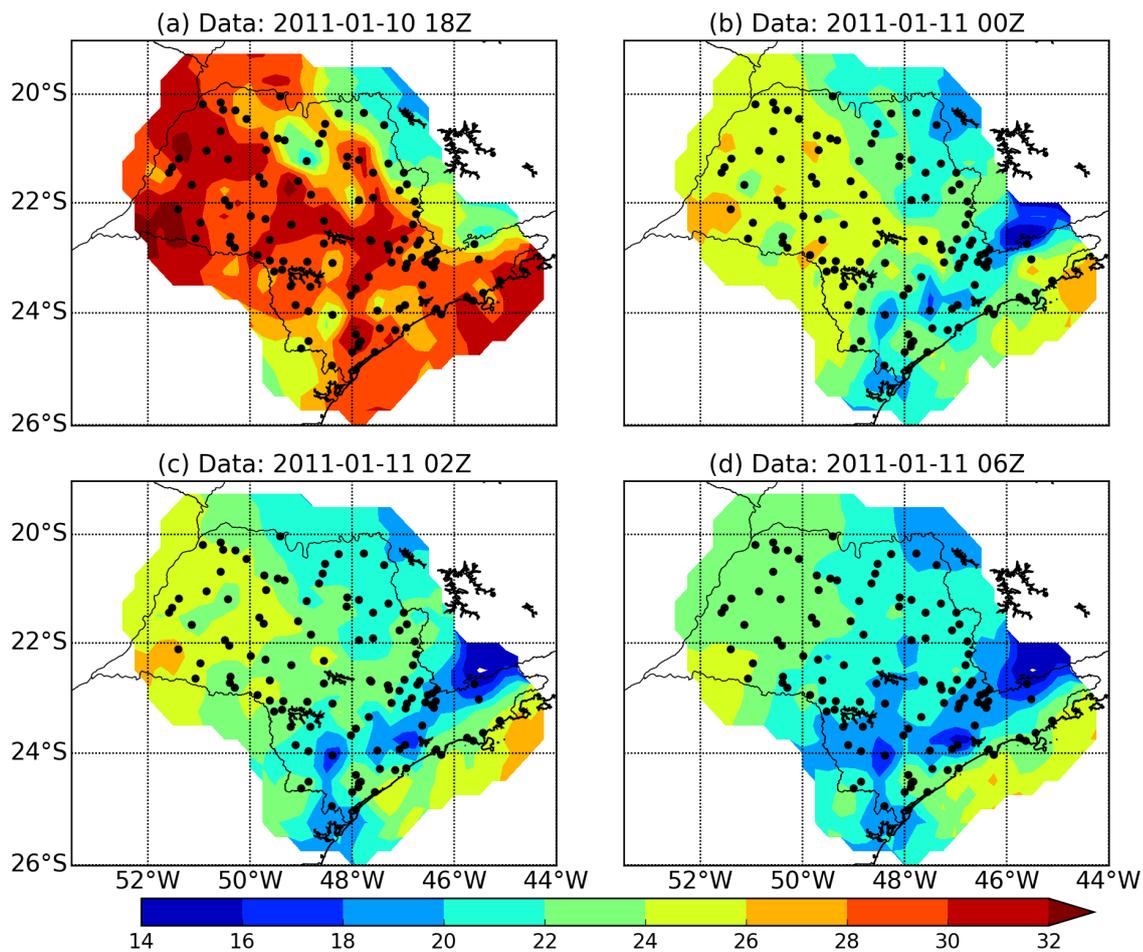


Figura 3.6: Análise de Cressman para temperatura a 2 metros utilizando os dados do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) utilizadas para a análise às: (a) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 11/01/2011 às 0000 UTC; (c) Dia 11/01/2011 às 0200 UTC; (d) Dia 11/01/2011 às 0600 UTC.

O acumulado de precipitação em 12 horas (entre 1800 UTC do dia 10/01/2011 e 0600 UTC do dia 11/01/2011), utilizando a técnica de análise objetiva de Cressman, é apresentado na Figura 3.8a. É identificado que os maiores acumulados se concentram na região da faixa leste de São Paulo, entre 45 e 60 mm e há a presença de núcleos com acumulados acima de 75 mm em 23°S/46,5°W, 25°S/47,5°W, 23,5°S/47,5°W e 22,5°S/48,5°W.

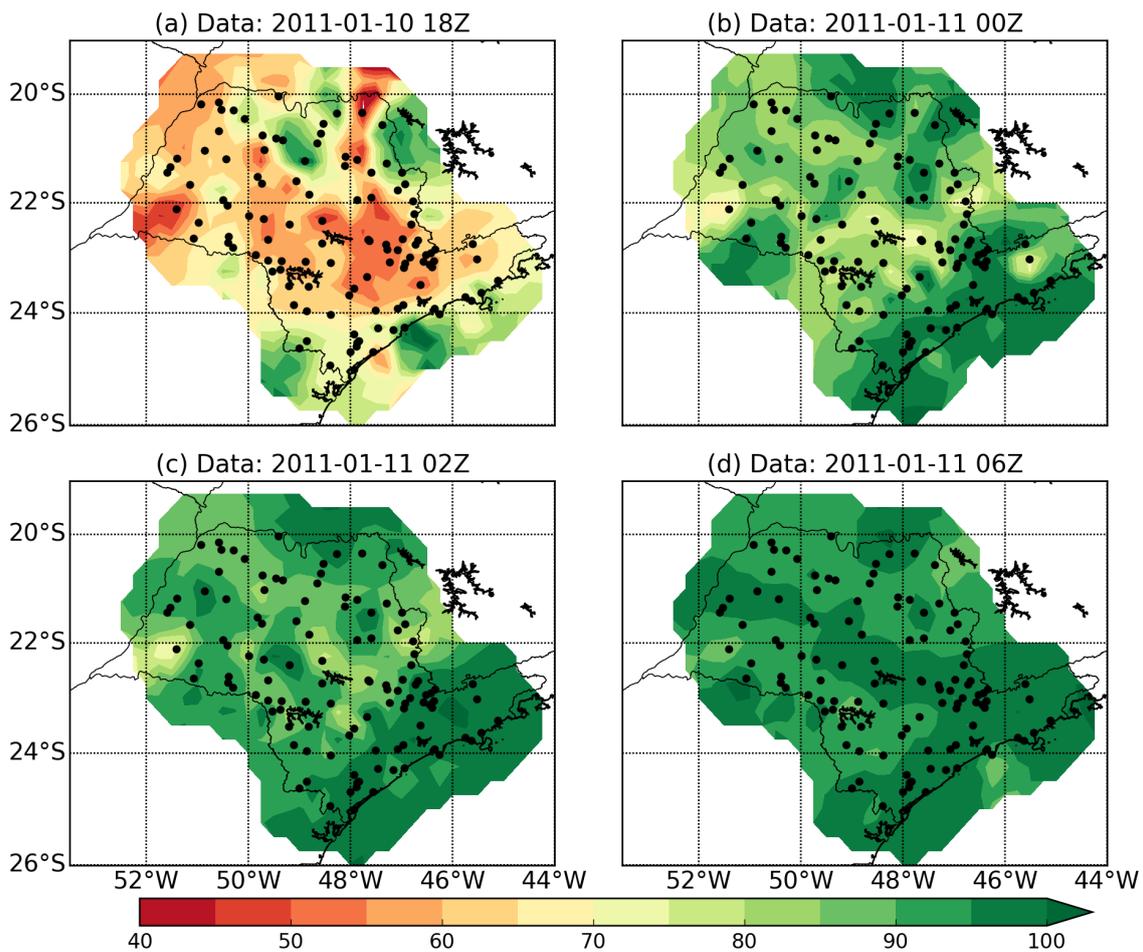


Figura 3.7: Análise de Cressman para umidade relativa a 2 metros utilizando os dados do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) utilizadas para a análise às: (a) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (b) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (c) Dia 11/01/2011 às 0200 UTC; (d) Dia 11/01/2011 às 0600 UTC.

A comparação desses resultados com o acumulado do CMORPH (Figura 3.8b) indicam certa coerência na distribuição espacial da precipitação. Os núcleos de precipitação na região central do Estado são identificados e também há maiores acumulados na faixa leste. No entanto, o CMORPH tende a identificar valores mais altos no litoral do que a análise objetiva de Cressman, assim como no interior do Estado. Pereira Filho et al. (2010) mostra que na escala diária há uma relação de superestimativa do CMORPH com relação às estações e uma diferença na distribuição espacial, o que revela tanto um problema de representação espacial dos pluviômetros como uma sensibilidade nas estimativas de satélite devido a erros de amostragem e de algoritmo.

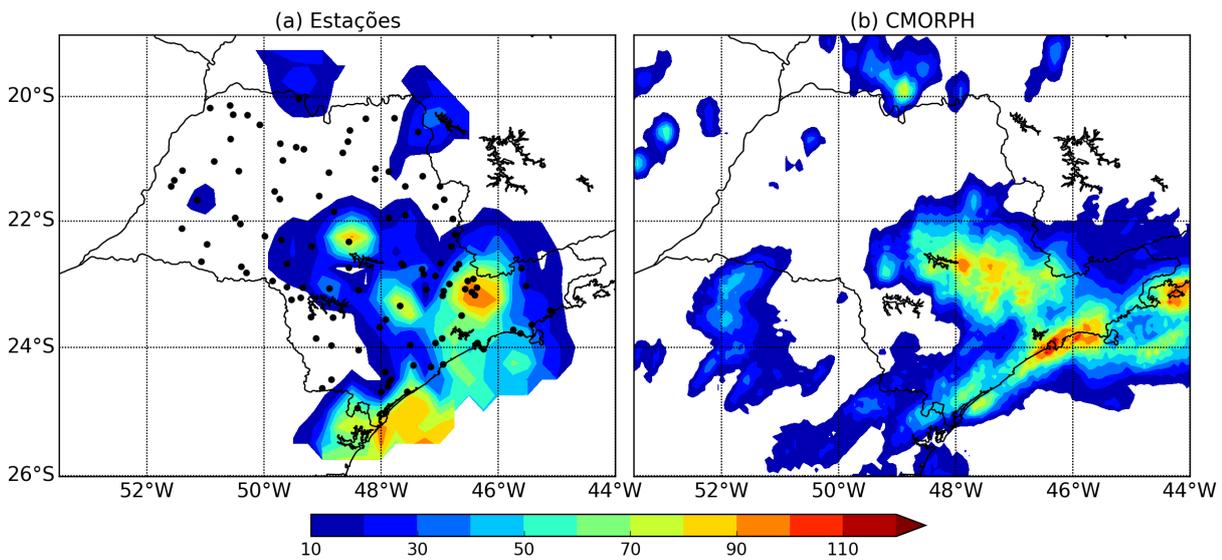


Figura 3.8: Precipitação acumulada em 12 horas (1800 UTC do dia 10/01/2011 até 0600 UTC do dia 11/01/2011) para: (a) Análise Objetiva de Cressman com as estações do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET); (b) CMORPH.

3.5 Estimativa de precipitação por radar

A estimativa da precipitação acumulada entre 1800 UTC do dia 10 e 0600 UTC do dia 11, pelos radares de Bauru e Presidente Prudente (Figura 3.9), revela similaridades com relação ao que é identificado pela análise de Cressman e pelas estimativas do CMORPH, mostradas na seção 3.4.1. A propagação de uma linha de instabilidade no sentido noroeste causa acumulados da ordem de 30 mm, com núcleos que ultrapassam 50 e 60 mm. Como visto na análise de Cressman, apesar das estimativas de precipitação do CMORPH superestimarem os acumulados, as mesmas servem como uma boa referência com relação à distribuição espacial.

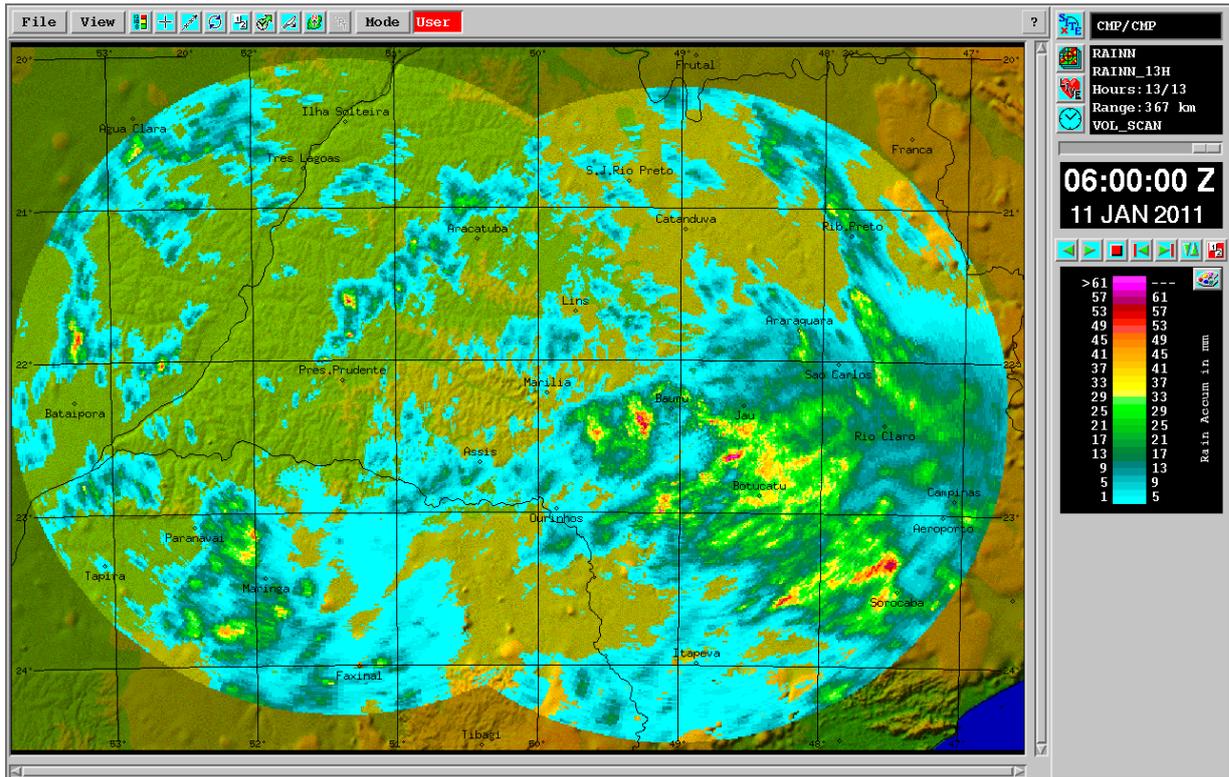


Figura 3.9: Acumulado de precipitação pelos radares de Bauru e Presidente Prudente, entre 1800 UTC do dia 10/01/2011 e 0600 UTC do dia 11/01/2011.

3.6 Avaliação da simulação controle (CTL)

3.6.1 Domínio d01 - 27 km

Os padrões de larga escala obtidos pela simulação CTL no domínio de baixa resolução espacial d01 são comparados com a análise do GFS para avaliar o desempenho da simulação nesta grade. A Figura 3.10 mostra que às 1800 UTC do dia 10 e à 0000 UTC do dia 11 os padrões simulados são coerentes com a análise do modelo global. A baixa pressão identificada na Figura 3.10c em aproximadamente 30°S/45°W é simulada em 30°S/40°W no domínio d01. No Estado de São Paulo, onde se concentram os sistemas de interesse, identificam-se regiões de maior vorticidade ciclônica no sul do Estado às 1800 UTC.

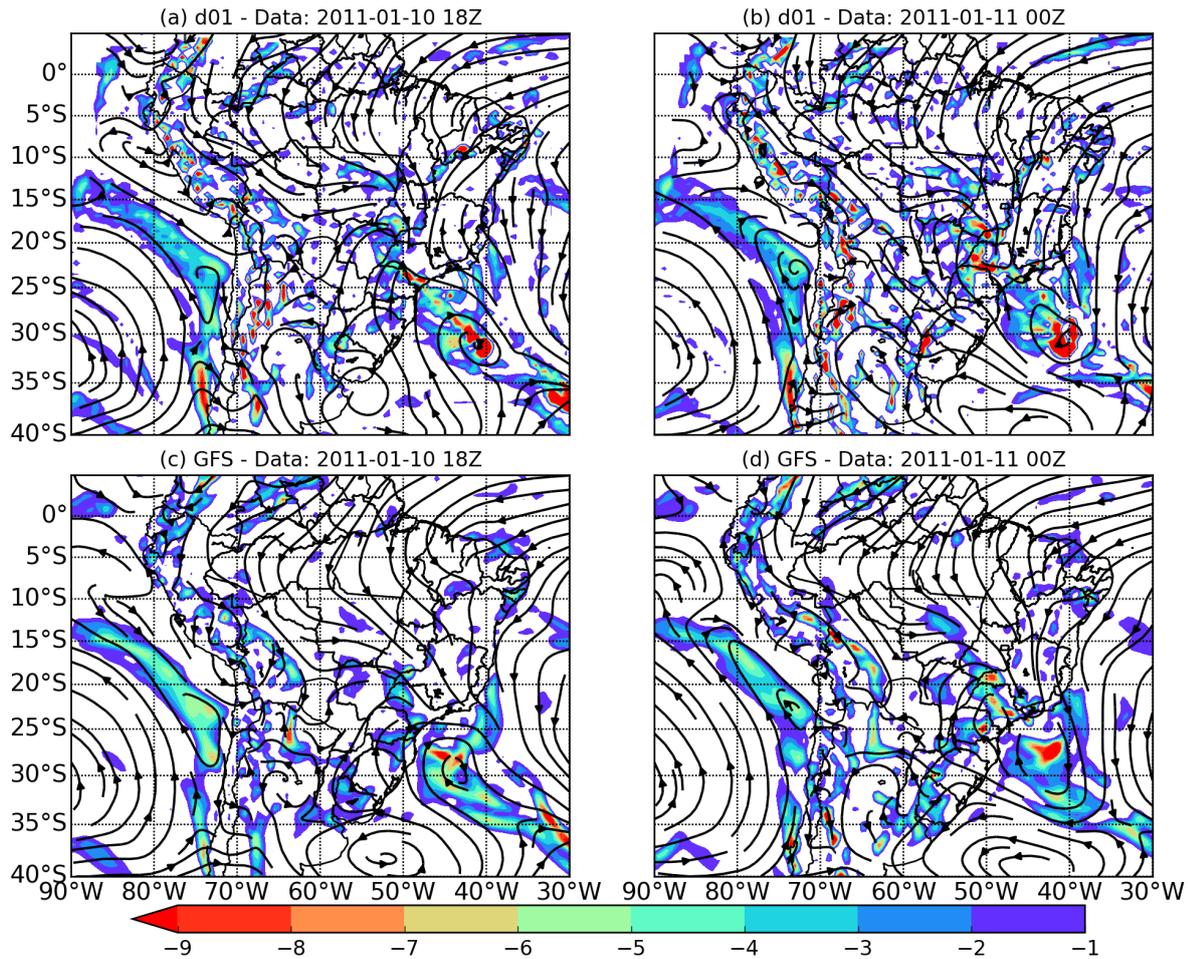


Figura 3.10: Linhas de corrente em 850 hPa e vorticidade relativa (10^{-5} s^{-1}), obtidos com os dados da simulação controle para o domínio d01 para o dia 10/01/2011 às 1800 UTC (a) e dia 11/01/2011 à 0000 UTC (b). As figuras (c) e (d) são similares a (a) e (b), porém para a análise do GFS de 0,5°.

À 0000 UTC do dia 11, o sistema de baixa pressão é observado em 28°S/42°W na análise do GFS, e a simulação do domínio d01 em aproximadamente 30°S/41°W. O padrão de ventos em sentido ciclônico sobre a região de interesse também é identificada na simulação controle. Com relação à vorticidade calculada, encontram-se áreas de máxima vorticidade ciclônica próximo de 22°S/51°W, com um deslocamento para sul, com relação a análise do modelo global.

A divergência em baixos níveis da atmosfera é interessante de ser analisada com relação as áreas mais propícias para a formação de sistemas convectivos (Figura 3.11) (Cotton e Anthes, 1989). Observa-se que às 1800 UTC há uma área mais favorável para a ocorrência de convergência, que se concentra próxima ao litoral de São Paulo tanto na análise quanto na simulação CTL, com maiores valores no experimento com o WRF.

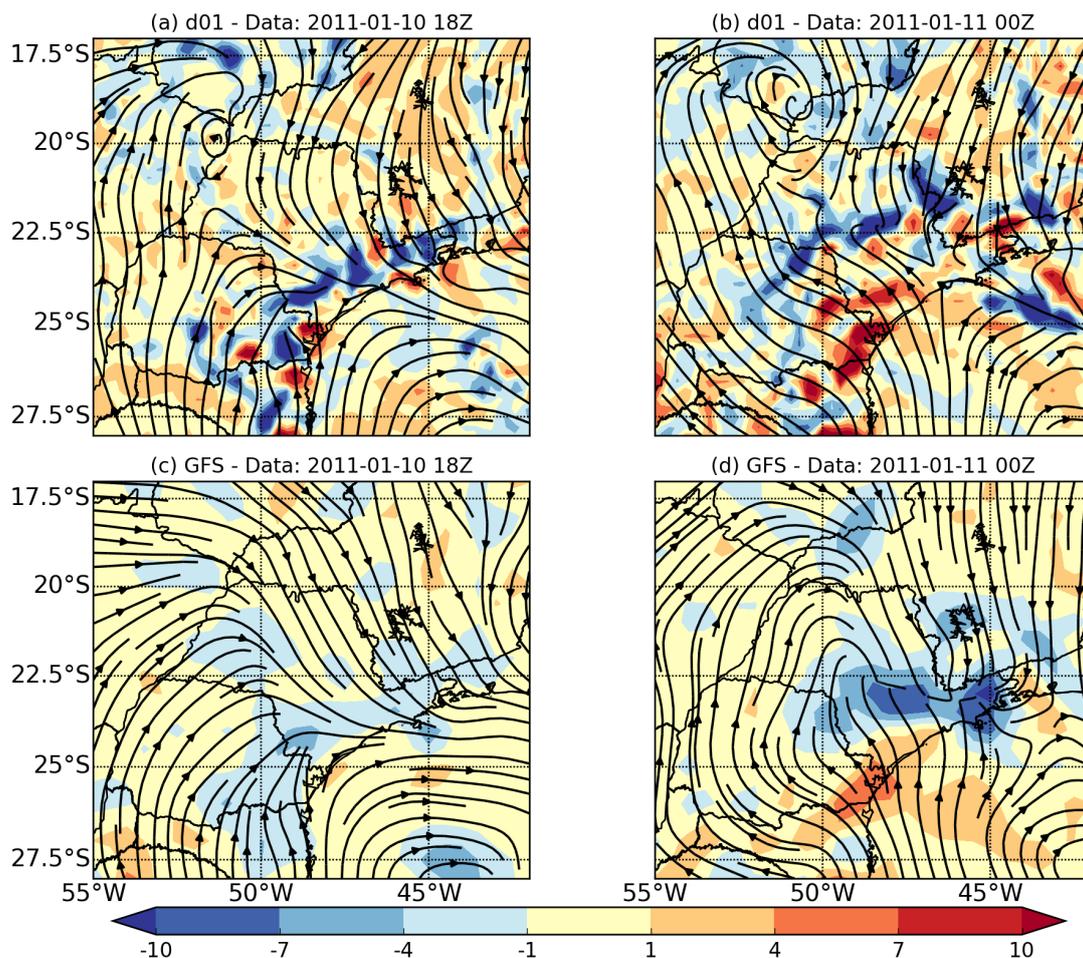


Figura 3.11: Linhas de corrente em 850 hPa e divergência de massa (10^{-5} s^{-1}), obtidos com os dados da simulação controle para o domínio d01 para o dia 10/01/2011 às 1800 UTC (a) e dia 11/01/2011 à 0000 UTC (b). As figuras (c) e (d) são similares a (a) e (b), porém para a análise do GFS de $0,5^\circ$.

À 0000 UTC (Figura 3.11) essa área de intensa convergência (na análise do GFS), se desloca para o centro do Estado, em aproximadamente $23^\circ\text{S}/47^\circ\text{W}$ e os ventos adquirem uma circulação ciclônica. O modelo simula esse deslocamento da região de maior convergência para o interior do Estado, com uma diferença de fase se localizando a norte do que é identificado na análise.

Os acumulados de precipitação (simulado e CMORPH) para o período entre 0000 UTC do dia 10 e 0600 UTC do dia 11 são apresentados na Figura 3.12. Como discutido na seção 3.4.1 há uma relação de superestimativa das estimativas do CMORPH com relação aos dados observados, logo essa análise se limita a identificação dos padrões de precipitação simulados pelo modelo.

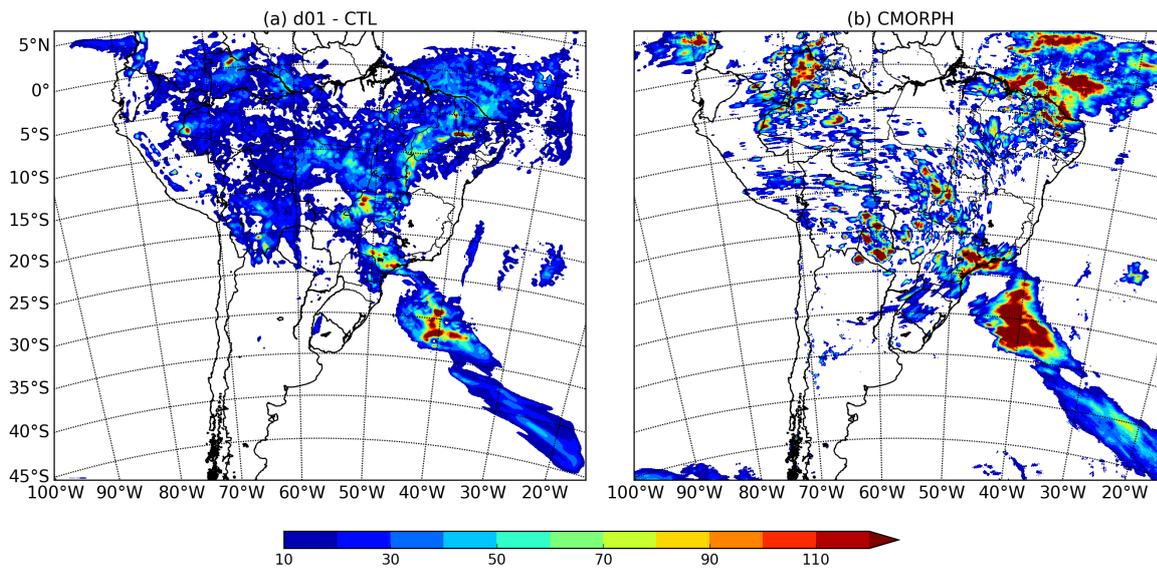


Figura 3.12: Precipitação acumulada entre à 0000 UTC de 10/01/2011 e 0600 UTC de 11/01/2011, para: (a) o domínio d01 da simulação controle; (b) CMORPH.

Na Figura 3.12a nota-se a presença da banda de precipitação em orientação noroeste-sudeste sobre parte do continente, com centros de precipitação mais intensos acima de 110 mm em aproximadamente 30°S/40°W. O mesmo se observa nas estimativas CMORPH, que estão associados com a formação do ciclone nessa região. No Estado de São Paulo, onde se concentram os sistemas de interesse para esse estudo, identifica-se também acumulados de aproximadamente 80 mm, com algumas regiões ultrapassando 110 mm acumulados. Além disso, núcleos de precipitação mais intensos na estimativa do CMORPH, localizados em 15°S/50°W e 19°S/55°W, por exemplo, também foram representados na simulação CTL.

3.6.2 Domínio d03 - 3 km

As análises do domínio d02 não são aqui mostradas por ser um domínio intermediário de espaçamento de 9km, e devido à maior importância do domínio d03. A precipitação horária é mostrada na Figura 3.13. O início da chuva é dado por volta de 1500 UTC (13 horas do horário local) no litoral sul do Estado de São Paulo. Nas horas seguintes a precipitação aumenta nessa região, próximo de 24°S/47°W e às 1800 UTC em 24°S/48°W, onde está localizada a Serra do Mar, e portanto onde há uma maior elevação do terreno. A partir de 1800 UTC a banda de precipitação adquire uma forma de linha de instabilidade que se propaga para o interior do Estado nas horas seguintes, concordando razoavelmente

bem com as observações já apresentadas. Apesar da precipitação no litoral de São Paulo diminuir, entre 2100 e 2300 UTC, ainda há uma banda de precipitação mais persistente em aproximadamente 24°S/47°W. Entre 0000 e 0600 UTC o sistema começa a se enfraquecer e as áreas de máxima precipitação se deslocam em sentido norte.

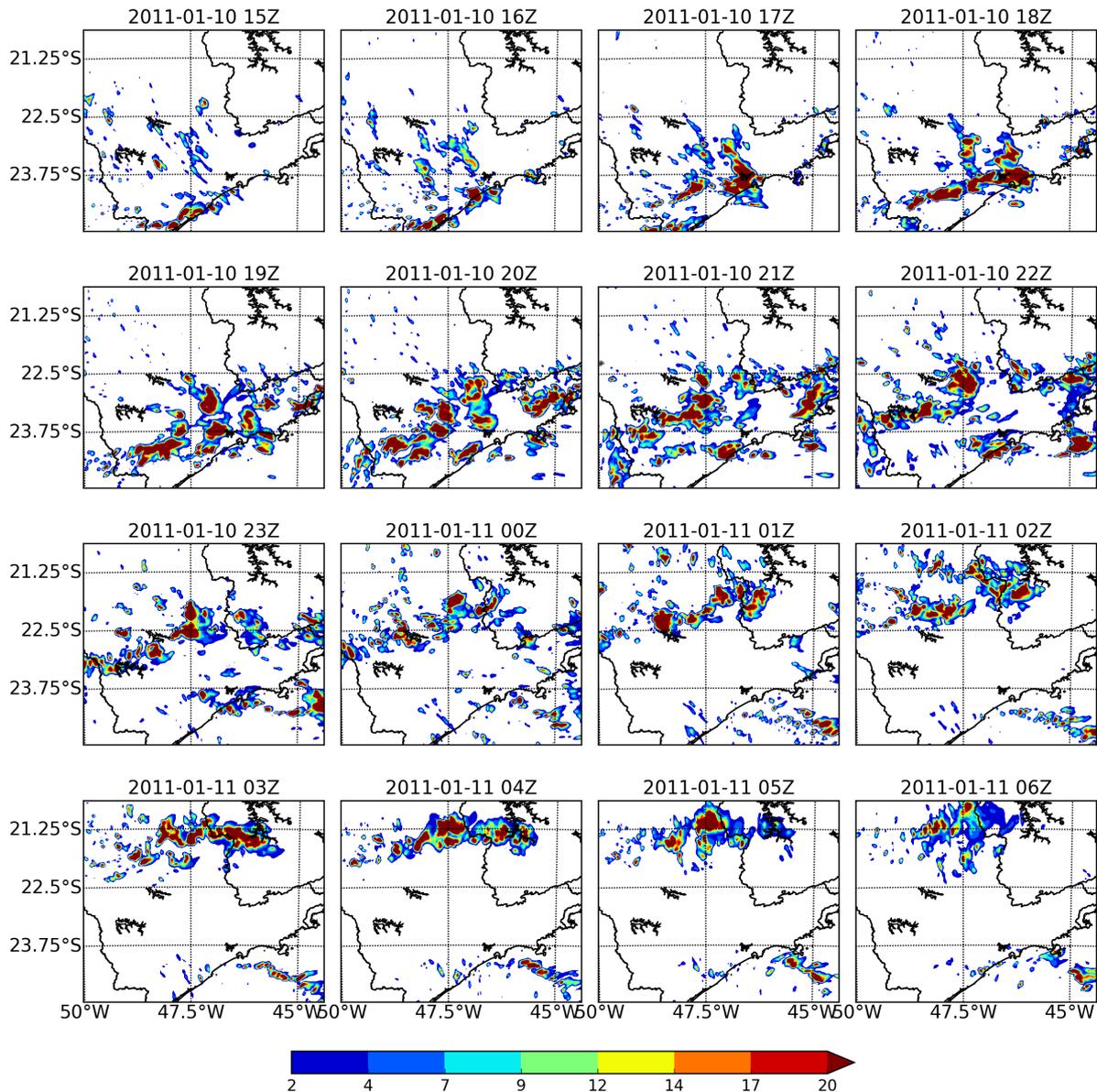


Figura 3.13: Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação CTL a partir de 1500 UTC do dia 10/01/2011 até 0600 UTC do dia 11/01/2011.

Quando a simulação é comparada com as estimativas do CMORPH, nota-se que há uma diferença de fase (Figura 3.14). As estimativas de precipitação por satélite indicam que a chuva mais intensa no litoral do Estado de São Paulo tem início próximo de 1800 UTC do dia 10 (Figura 3.14), enquanto a simulação CTL indica início próximo de 1500 UTC. Isso

deve ocorrer devido ao fato de que a simulação com o WRF desloca o ciclone à sul do que foi identificado nas análises do GFS, indicando que há uma diferença de fase. Além disso, essa precipitação na área mais próxima do litoral é mais persistente no CMORPH do que na simulação CTL.

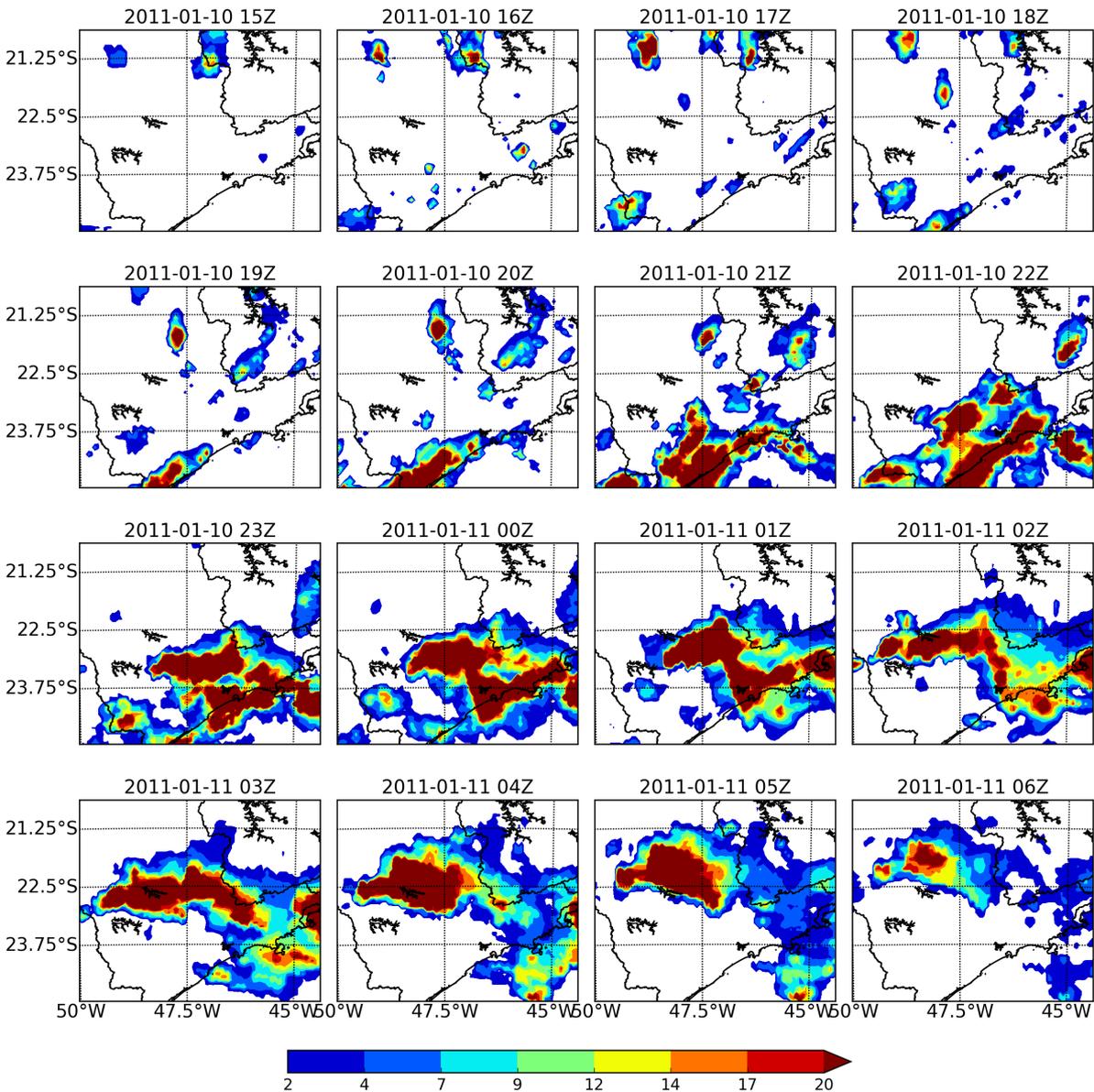


Figura 3.14: Precipitação acumulada em uma hora, em mm, pelas estimativas do CMORPH a partir de 1500 UTC do dia 10/01/2011 até 0600 UTC do dia 11/01/2011.

Apesar dessa diferença de fase, nota-se que grande parte da estrutura de mesoescala identificada pelas estimativas de satélite é obtida na simulação controle. A precipitação mais intensa próxima à Serra do Mar nas primeiras horas que o sistema se forma, assim como o deslocamento de uma linha de instabilidade para o interior do Estado, são

representados de forma satisfatória pelo modelo.

Essas características também são identificadas pelos radares de Bauru e Presidente Prudente (Figura 3.15). A linha avança em sentido noroeste, porém com uma diferença de fase com relação à simulação controle, a sul do indicado pelo experimento com o WRF. Nota-se ainda que a propagação do sistema é para norte entre 0200 e 0600 UTC do dia 11 em CTL, enquanto que as estimativas dos radares indicam que ela se mantém para noroeste em todo esse período.

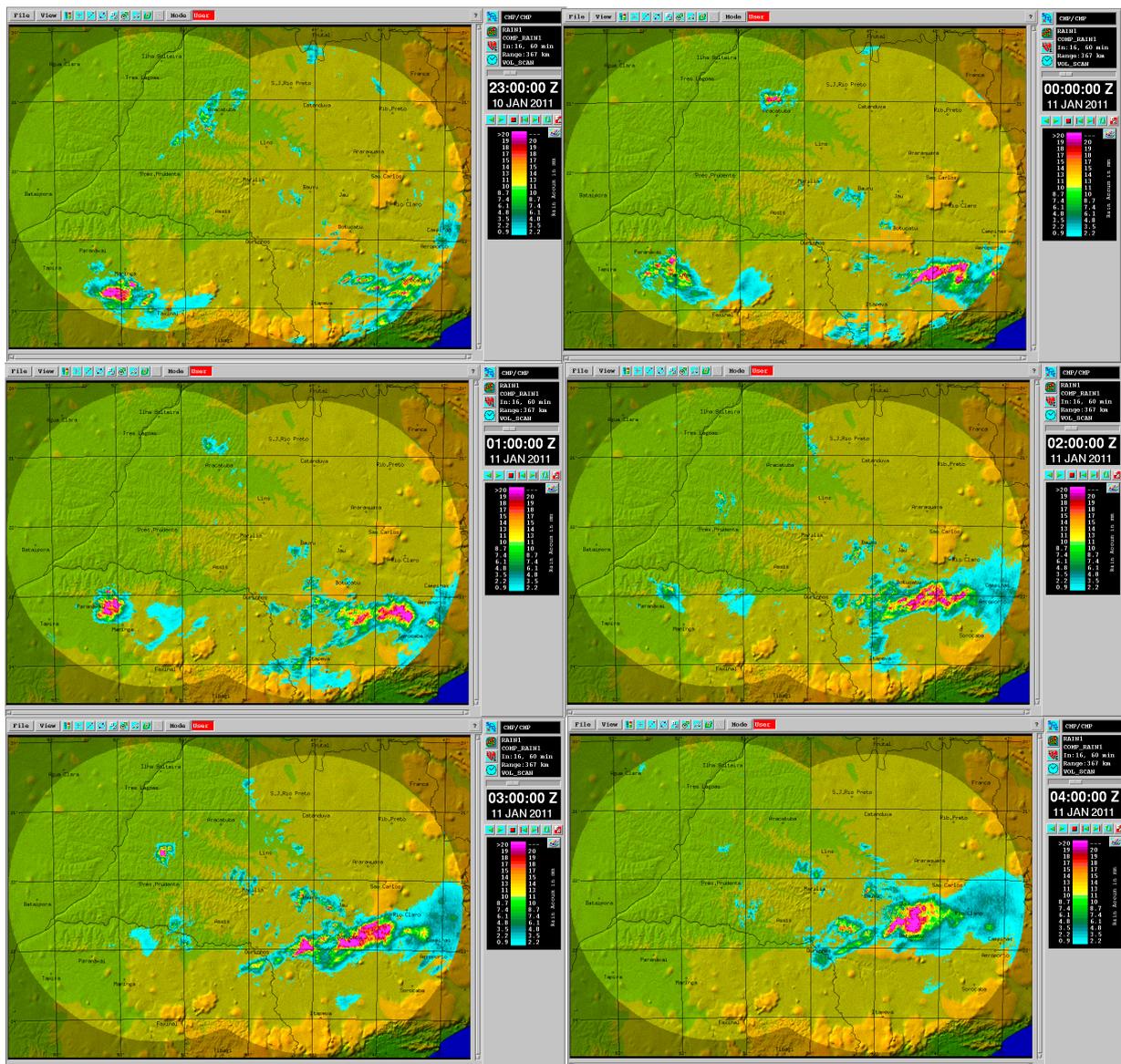


Figura 3.15: Precipitação acumulada em uma hora, em mm, pelas estimativas dos radares de Bauru e Presidente Prudente entre 2300 UTC do dia 10/01/2011 e 0400 UTC do dia 11/01/2011.

3.7 Avaliação dos experimentos numéricos

3.7.1 Assimilação de diferentes variáveis

3.7.1.1 Estudo de sensibilidade

A diferença média entre os experimentos NOT, NOQ, NOUV e NALL com relação à simulação CTL no domínio d03 é apresentada na Figura 3.16. Identifica-se que no processo de assimilação, a temperatura e a umidade foram as variáveis que causaram maior impacto com relação à CTL entre todas as variáveis analisadas. Já a assimilação de vento mostrou impacto mais relevante apenas nos campos de velocidade e direção do vento simulados. Campos como temperatura e pressão, por exemplo, não indicam mudanças significativas com a assimilação de vento.

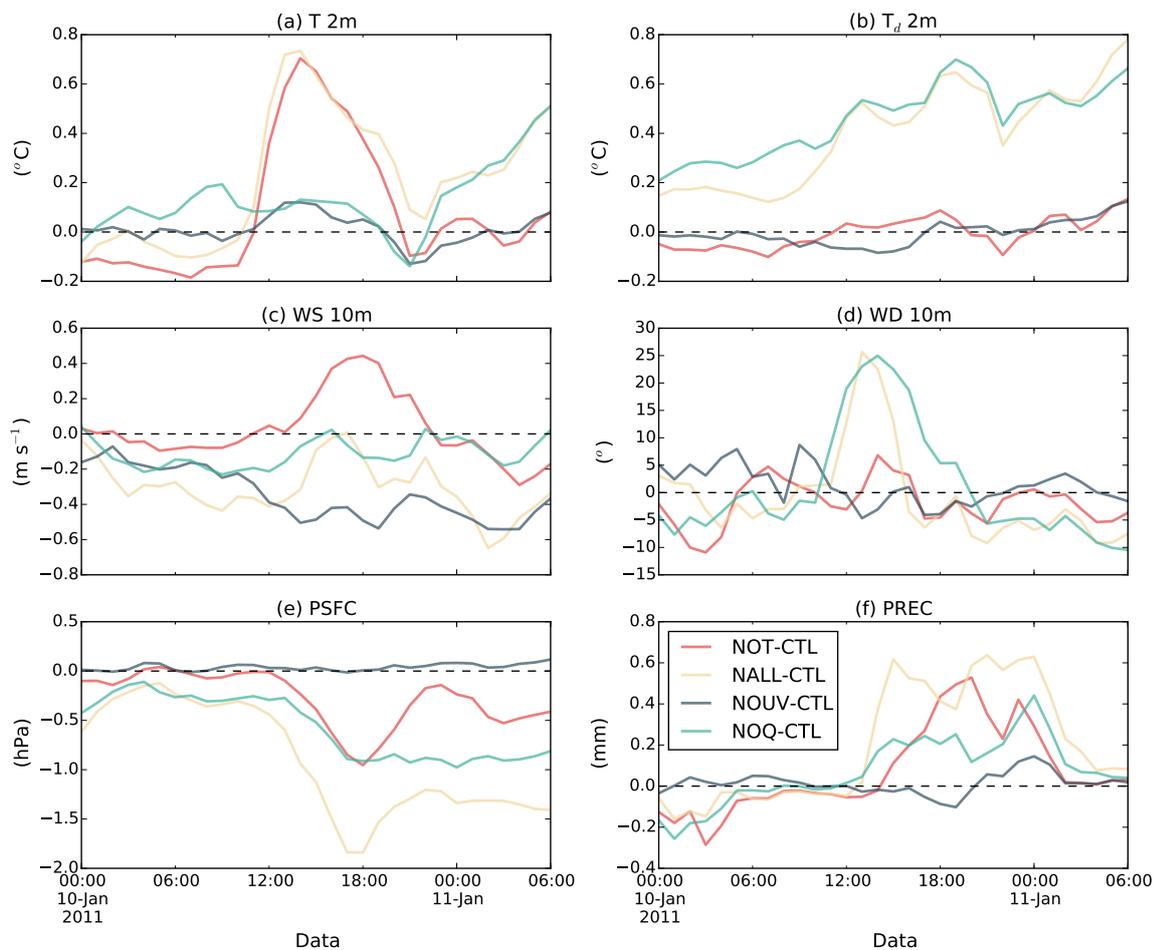


Figura 3.16: Diferença média no domínio d03 entre NOT/CTL, NOQ/CTL, NOUV/CTL e NALL/CTL para as variáveis: (a) Temperatura a 2 metros; (b) Temperatura do ponto de orvalho a 2 metros; (c) Velocidade do vento a 10 metros; (d) Direção do vento a 10 metros; (e) Pressão na superfície; (f) Acumulado horário de precipitação.

A análise da Figura 3.16a revela que os experimentos onde a assimilação de temperatura foi realizada apresentam um ciclo diurno: Por volta de 0900 UTC a diferença NOT-CTL e NALL-CTL, aumenta tornando-se positiva, atingindo um máximo de $0,8^{\circ}\text{C}$ às 1500 UTC, diminuindo até próximo de 0°C às 2100 UTC. O horário de máximo impacto se dá no início da tarde, quando as diferenças de aquecimento locais são maiores, e conseqüentemente as circulações locais são mais relevantes (Xu et al., 2002). Esse ciclo diurno também é identificado em outras variáveis como a velocidade do vento (Figura 3.16c).

A diferença na pressão superficial também apresenta um ciclo diurno (Figura 3.16e), com um mínimo por volta de 1800 UTC nos experimentos NOT e NALL que chega até $-1,5$ hPa. Já o experimento NOQ também apresenta um declínio na diferença de pressão entre 1200 e 1800 UTC até próximo de -1 hPa, porém sem um ponto de inflexão claro, como nos casos de NOT e NALL, mantendo essa diferença constante até o final da simulação.

A temperatura do ponto de orvalho (Figura 3.16b) apresenta um aumento com relação à simulação controle para os experimentos NALL e NOQ, que se dá de forma aproximadamente linear ao longo da simulação, com valores em torno de $0,2^{\circ}\text{C}$ à 0000 UTC do dia 10 aumentando até $0,8^{\circ}\text{C}$ às 0600 UTC do dia 11. Já o experimento NOT indica uma diminuição nas primeiras horas de simulação, entre 0000 e 1200 UTC do dia 10, e se aproxima de zero nas horas seguintes.

A Figura 3.16f indica que os experimentos NOT, NOQ e NALL apresentam um aumento na precipitação com relação à CTL, por volta de 1500 UTC, horário em que a precipitação se inicia no domínio. Isso indica que a assimilação das variáveis de temperatura e umidade, próximos da superfície, auxilia na intensificação dos sistemas precipitantes na região de estudo.

Como as variáveis assimiladas são medidas próximo à superfície, torna-se interessante analisar o seu efeito em parâmetros relacionados à evolução da camada limite planetária. A análise da Figura 3.17 revela um máximo por volta de 1300 UTC do dia 10, para a altura da CLP, o fluxo de calor sensível (H) e latente (LE) quando há assimilação de temperatura, e também no experimento NALL. Isso indica que a inclusão de dados de temperatura produz o efeito de aumentar H e LE durante a manhã (aproximadamente 11 horas local). Por conseqüência, o aumento dos fluxos leva a um aumento na altura da CLP, conforme observado. Nas horas seguintes, os fluxos apresentam uma diminuição, que é mais acentuada para o caso do fluxo de calor sensível, resultando em uma altura de CLP

menor que a simulação controle a partir de 1800 UTC do dia 10, aproximadamente.

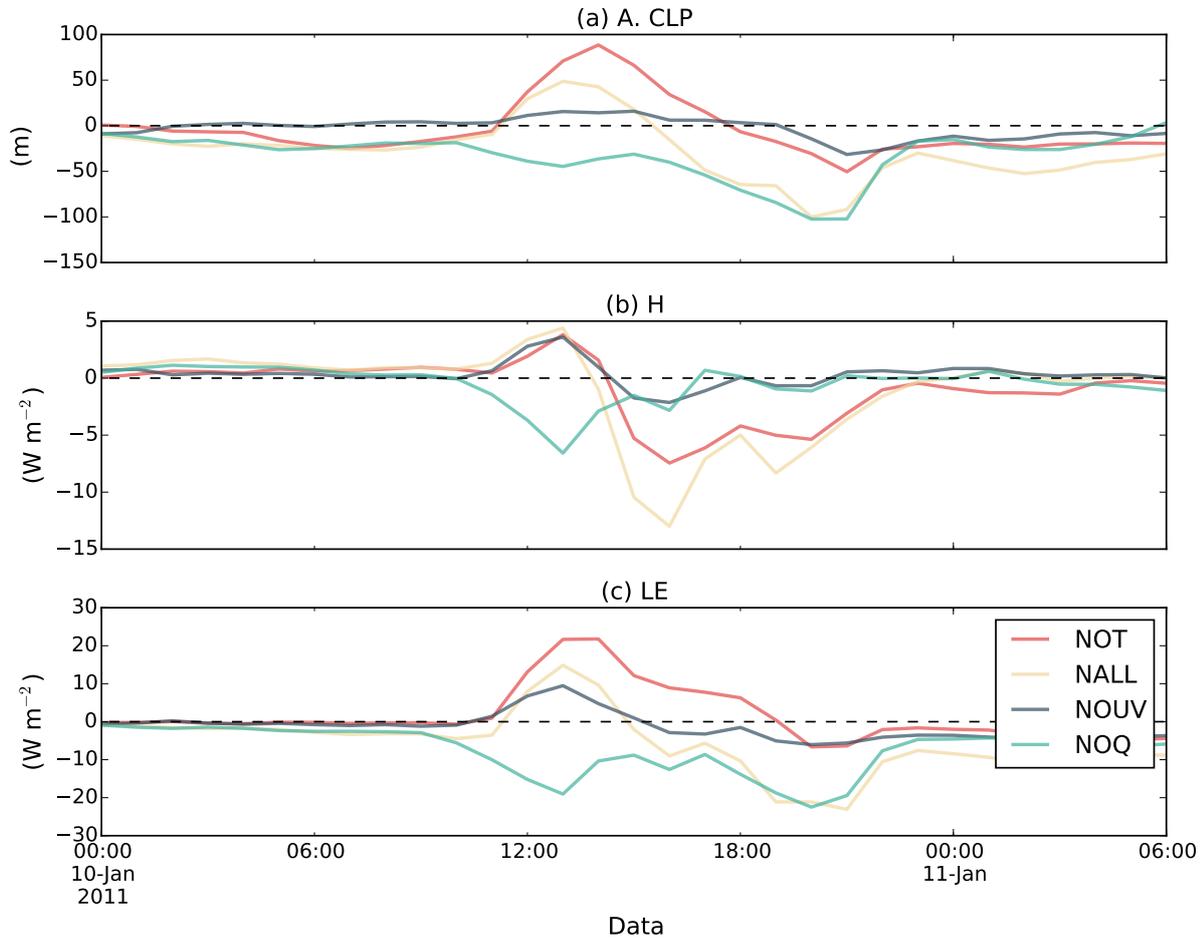


Figura 3.17: Diferença média no domínio d03 entre NOT/CTL, NOQ/CTL, NOUV/CTL e NALL/CTL para as variáveis: (a) Altura da camada limite planetária; (b) Fluxo de calor sensível na superfície (H); (c) Fluxo de calor latente na superfície (LE).

A assimilação de vento apresenta um efeito similar à temperatura, porém com uma menor acentuação para o fluxo de calor latente, com diferença próxima de 10 W m^{-2} , o que implica em um impacto menor na altura da CLP. Já a assimilação de umidade atua na diminuição de H e LE, com um mínimo por volta de -20 W m^{-2} às 1300 UTC e outro às 2000 UTC do dia 10 no fluxo de calor latente. Isso significa que no caso de LE há uma diminuição durante a manhã e outra no final da tarde, que levam a uma redução na altura da CLP, como é observado na Figura 3.17a.

Com relação à distribuição espacial dos campos de temperatura e vento, é identificado na Figura 3.18 que às 0600 UTC do dia 10 - horário em que o impacto é menor nas variáveis analisadas na Figura 3.16 - nos experimentos NALL e NOT há um resfriamento das áreas

mais próximas do litoral de São Paulo. Isso ocorre, devido às estações do IAC (Figura 2.3) apresentarem temperaturas mais frias do que o modelo indica nessa hora do dia, em torno de -3°C nessa região. Não é observado esse padrão dentro do continente devido à presença da Serra do Mar, que limita a influência das estações próximas do litoral nas áreas acima da Serra.

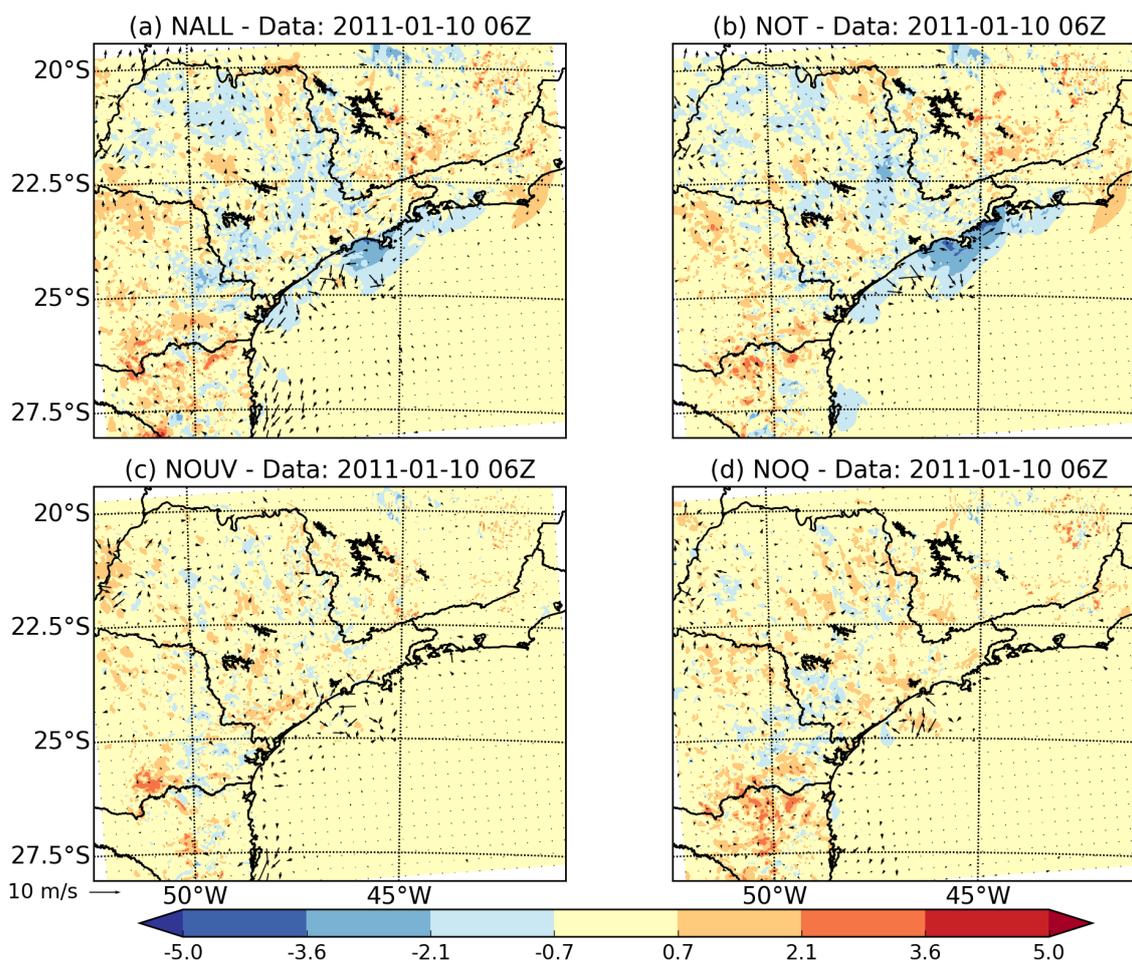


Figura 3.18: Diferença média no domínio d03 entre a temperatura a 2 metros (sombreado) e o vento a 10 metros da superfície (vetores) às 0600 UTC do dia 10/01/2015 para: (a) NALL-CTL; (b) NOT-CTL; (c) NOUV-CTL; (d) NOQ-CTL.

Os experimentos NOUV e NOQ apresentam impactos mais localizados com relação à temperatura nessa hora, diferente de NOT e NALL que apresentam uma influência em uma área maior, mesmo que de intensidade similar aos experimentos NOUV e NOQ. O vento apresenta maior variação nas áreas mais próximas do litoral.

Conforme a simulação evolui no tempo o impacto se torna maior, onde a distribuição espacial dessas áreas de maior influência se tornam mais claras, como é observado na

Figura 3.19. Nos experimentos NOT, NOQ e NALL os gradientes de temperatura dentro do continente são intensificados, com áreas onde a diferença de temperatura ultrapassa 5°C . Isso tem como consequência um aumento na diferença do vento, que não é notada com tanta clareza no experimento NOUV, onde os gradientes de temperatura são menores.

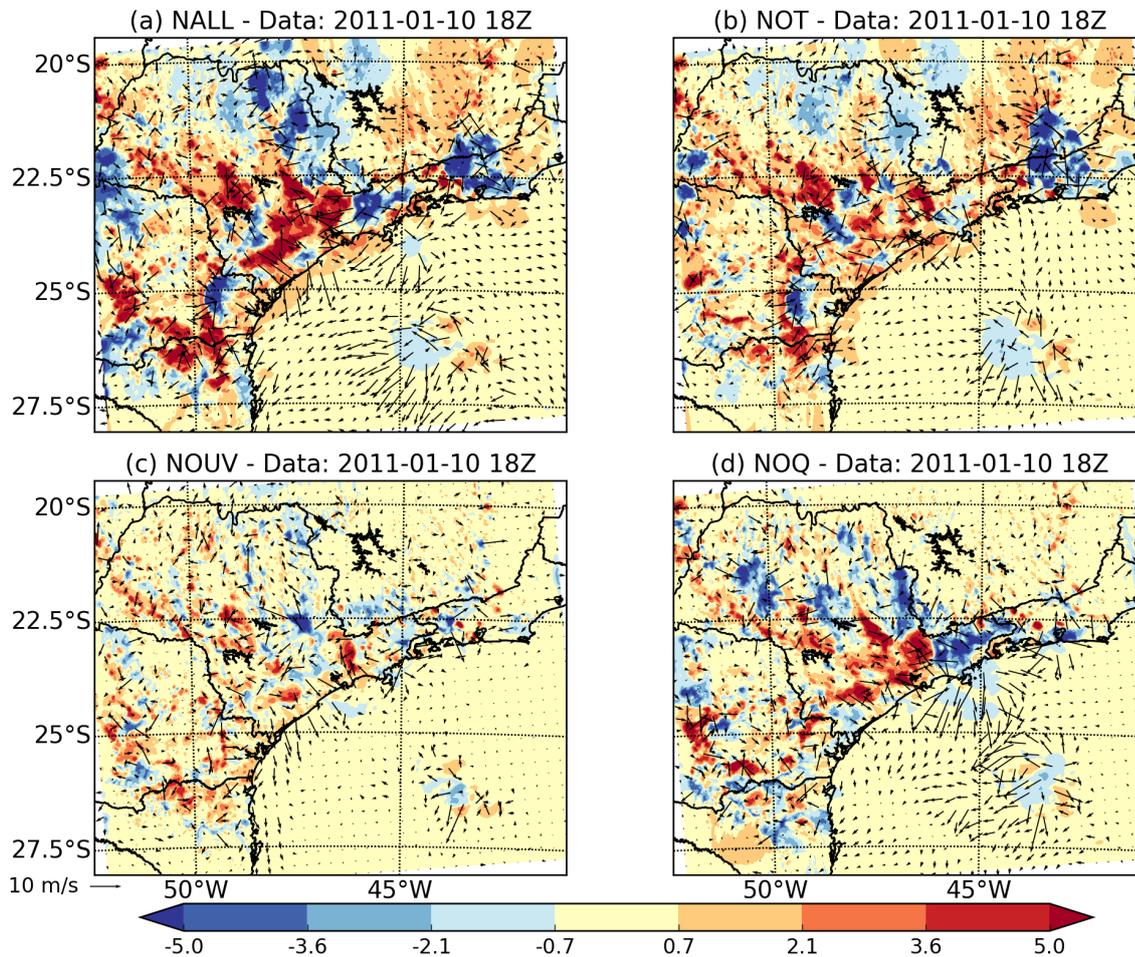


Figura 3.19: Diferença média no domínio d03 entre a temperatura a 2 metros (sombreado) e o vento a 10 metros da superfície (vetores) às 1800 UTC do dia 10/01/2015 para: (a) NALL-CTL; (b) NOT-CTL; (c) NOUV-CTL; (d) NOQ-CTL.

A precipitação acumulada entre às 1800 UTC do dia 10 e às 0600 UTC do dia 11 pode ser comparada segundo a Figura 3.20. Nota-se que os experimentos NOT, NOQ e NALL apresentam maiores acumulados com relação à CTL para esse período de tempo nas áreas mais próximas do litoral de São Paulo, como em aproximadamente $23,75^{\circ}\text{S}/46^{\circ}\text{W}$, o que não é observado no caso da assimilação apenas de dados de ventos. Além disso, para os experimentos NOT e NALL, nota-se que há maiores acumulados em aproximadamente $22,5^{\circ}\text{S}/49^{\circ}\text{W}$, acima de 30 mm e menores acumulados a leste dessa região. Isso mostra que

há um deslocamento da área de máxima precipitação da linha de instabilidade, identificada nas seções anteriores, para oeste nesses experimentos.

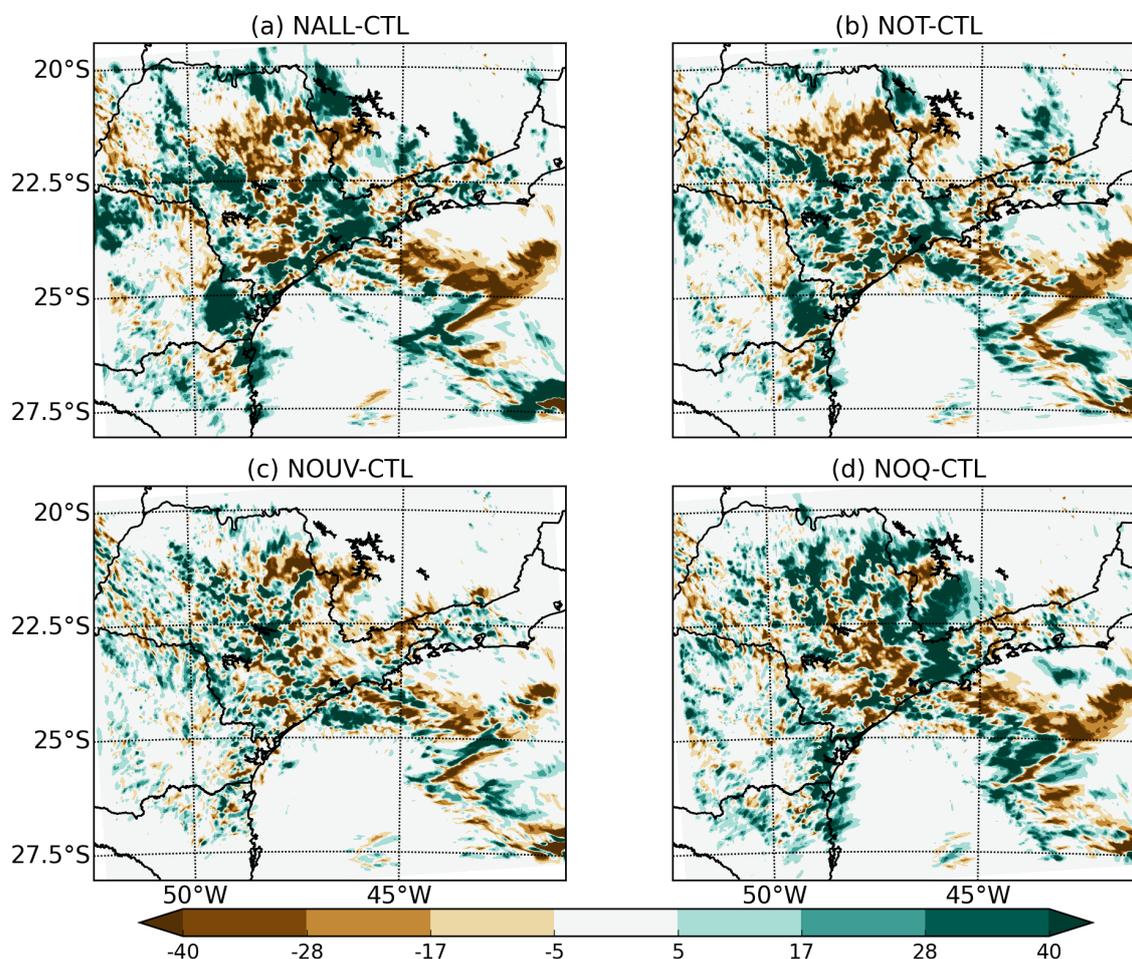


Figura 3.20: Diferença entre os experimentos com assimilação de dados e a simulação controle para a precipitação acumulada entre às 1800 UTC do dia 10 e às 0600 UTC do dia 11 de janeiro de 2011 para: (a) NALL-CTL; (b) NOT-CTL; (c) NOUV-CTL; (d) NOQ-CTL.

Em todas as simulações observa-se que há um deslocamento da banda de precipitação mais intensa que se localiza sobre o oceano a oeste da simulação CTL, mesmo não havendo observações desses locais para serem assimiladas. Esse deslocamento é responsável pelo impacto mais acentuado nos campos de vento e temperatura em aproximadamente 27°S/43°W, conforme a Figura 3.19, por exemplo. Isso também indica a propagação de pequenas perturbações incluídas pelo termo de *nudging* nas equações do modelo, que afetam até mesmo os sistemas mais afastados da origem dessas perturbações.

3.7.1.2 Comparação com os dados de estações

O valor calculado de ME para algumas das variáveis medidas nas estações do INMET são apresentadas na Figura 3.21. É identificado claramente que há um viés negativo de temperatura nas simulações com o WRF, ou seja, as simulações tendem a ser mais frias do que o observado. Os valores são próximos entre si, porém com uma pequena melhoria, com relação à simulação CTL, para os experimentos NOQ e NOUV que apresentaram um erro de $-0,80$ e $-0,78^{\circ}\text{C}$, respectivamente. Além disso, durante o dia a temperatura do ponto de orvalho é superestimada em todas as simulações, com um menor erro com a assimilação de temperatura, da ordem de $0,04^{\circ}\text{C}$. O trabalho de Hu et al. (2010) identificou essas mesmas características, de temperaturas mais baixas e maior umidade do que o medido pelas estações, e sua causa foi atribuída à mistura vertical, que é fraca nos esquemas de camada limite planetária do modelo. É interessante notar que mesmo sem alterar o esquema de CLP no modelo, a assimilação de dados apresenta melhores resultados em alguns casos.

A Figura 3.21c revela que a velocidade do vento próximo da superfície nos experimentos numéricos costuma ser maior do que o observado. Nota-se que esse viés é reduzido com a assimilação dos dados de vento das estações de superfície. A assimilação de temperatura parece aumentar esse viés, uma vez que a alteração dos campos de temperatura gera mudanças nos padrões de ventos, como discutido na seção 3.7.1.1 (página 72).

A pressão próxima da superfície apresenta um viés negativo nas simulações, segundo a Figura 3.21e. Nota-se que a inclusão de variáveis como temperatura e umidade são as que causam maior efeito na pressão em superfície, aumentando o viés com relação as estações do INMET, chegando a valores de $-2,53$ hPa na simulação NALL, contra $-1,76$ hPa da CTL e $-1,74$ hPa da NOUV.

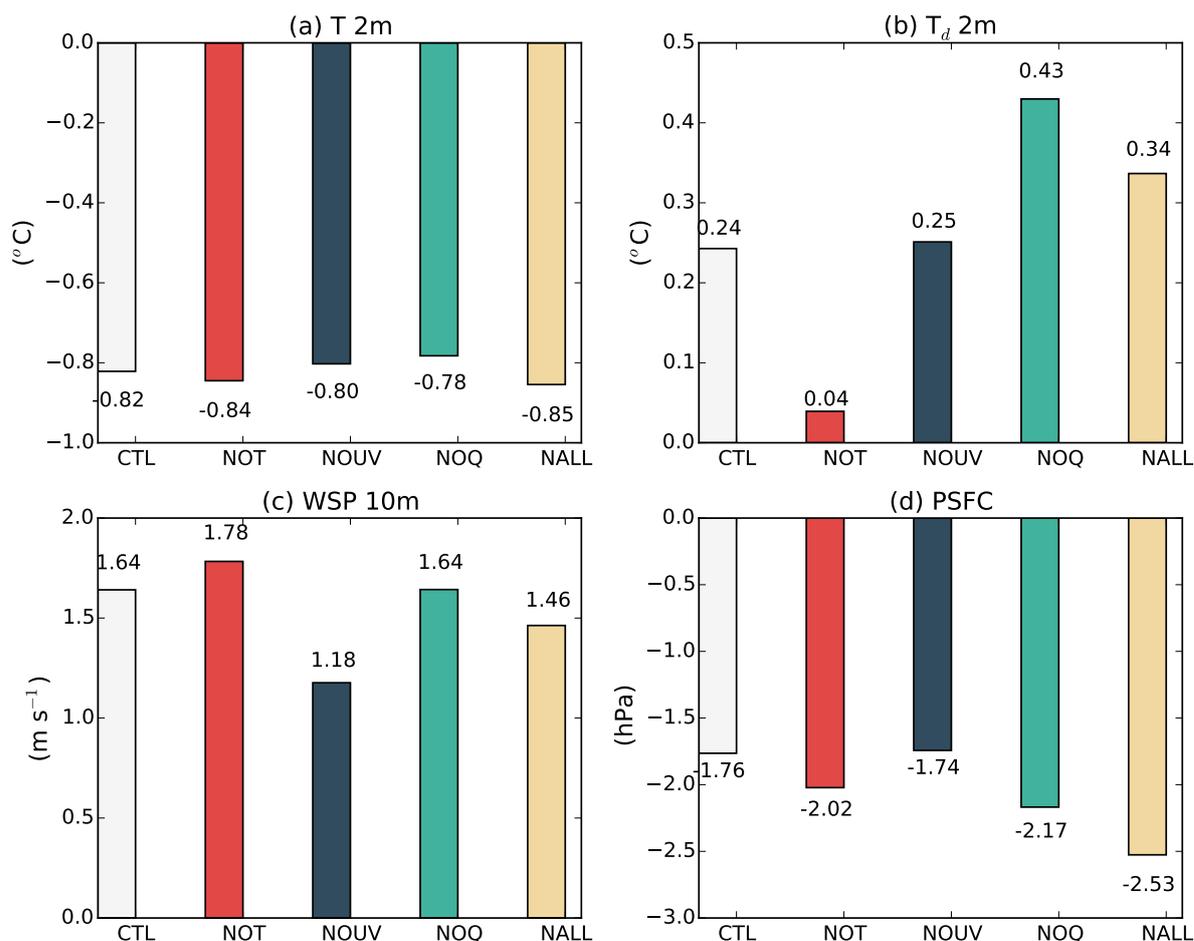


Figura 3.21: Erro médio (ME) entre os experimentos NALL, NOT, NOQ e NOUV e as estações do INMET, para as variáveis: (a) Temperatura a 2 metros; (b) Temperatura do ponto de orvalho a 2 metros; (c) Velocidade do vento a 10 metros; (d) Pressão na superfície.

A RMSE, apresentada na Figura 3.22, revela em mais detalhes o desempenho dos experimentos com relação às observações. A assimilação de temperatura apresenta uma melhor representação da temperatura a 2 metros, com relação aos demais experimentos, com um erro de 1,69°C no experimento NOT, contra 2,02°C da simulação controle. A assimilação exclusiva dos dados de temperatura também apresentou um ganho na simulação da temperatura do ponto de orvalho, com um valor de 1,21°C, contra 1,31°C de CTL. No entanto, considerando as incertezas associadas às medições das estações pode-se considerar que os valores de RMSE para T_d são praticamente iguais.

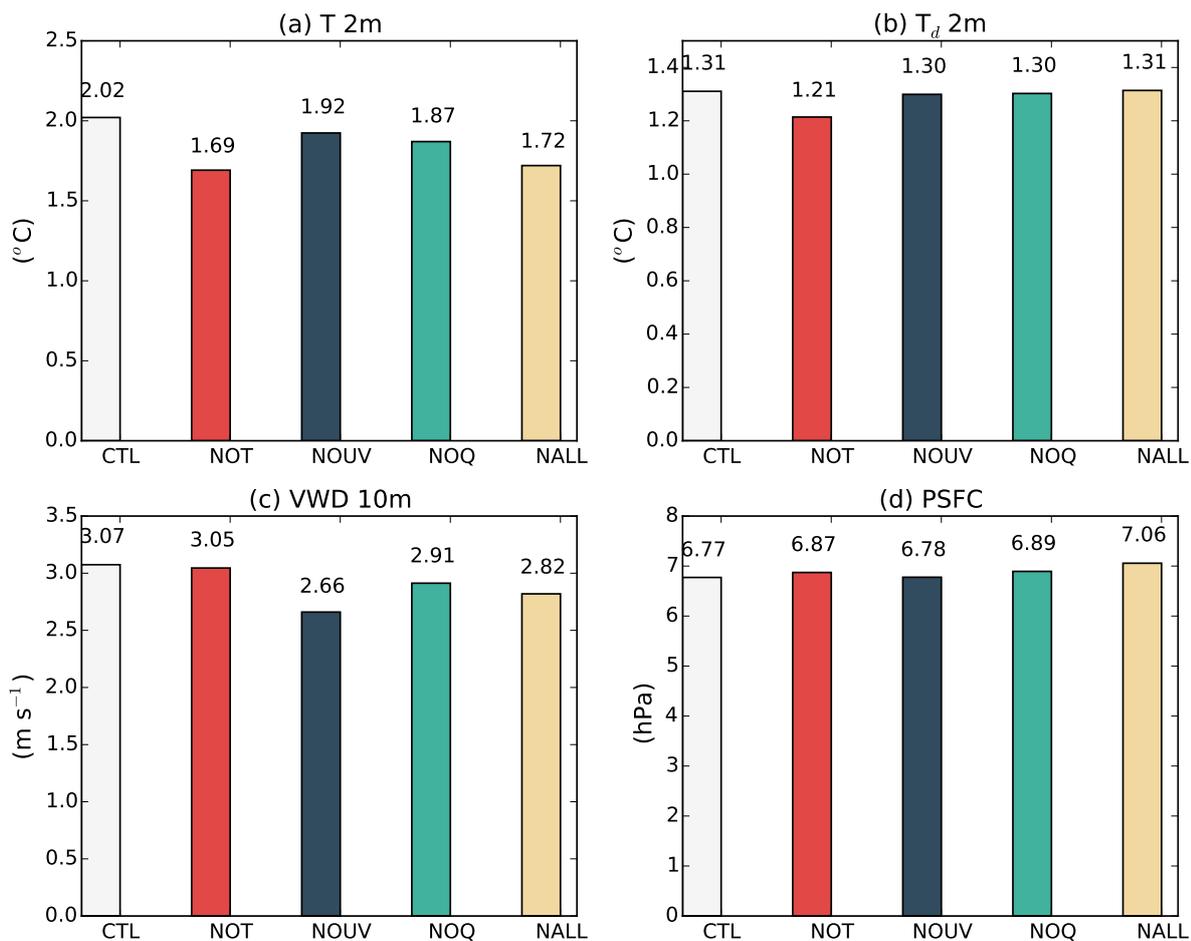


Figura 3.22: Raiz do erro quadrático médio (RMSE) entre os experimentos CTL, NALL, NOT, NOUV e NOQ e as estações do INMET, para as variáveis: (a) Temperatura a 2 metros; (b) Temperatura do ponto de orvalho a 2 metros; (c) Diferença do vetor vento a 10 metros; (d) Pressão na superfície.

Nota-se que a assimilação de vento não apresenta diferença significativa com relação à simulação CTL, com exceção de VWD o qual teve uma diminuição no erro de 3,07 para 2,66 m s⁻¹ com relação à simulação controle. Já a assimilação de umidade traz impactos positivos na temperatura a 2 metros, assim como o vento, porém apresenta grande influência no aumento da RMSE da pressão em superfície.

O experimento NALL é a superposição dos outros testes: Há uma diminuição nos valores do erro com relação às medições do INMET, principalmente para temperatura e vento, variáveis estas que apresentaram maior influência positivas (NOT e NOUV); não há significativa alterações na temperatura do ponto de orvalho; há um aumento na RMSE com relação à pressão em superfície.

3.7.1.3 Análise subjetiva

A precipitação horária entre 1500 e 1800 UTC do dia 10 para os experimentos CTL, NALL, NOT, NOUV e NOQ é apresentada na Figura 3.23. Identifica-se que apesar do *nudging* de variáveis de superfície, não há alteração no horário de início da precipitação, que ocorre em todas as simulações por volta de 1500 UTC, enquanto que as estimativas de precipitação indicam um início por volta de 1800 UTC do dia 10. Além disso, algumas características são conservadas em todas as simulações, como uma precipitação mais intensa no litoral de São Paulo, próximo à Serra do Mar.

A simulação NOQ aparentemente apresenta a precipitação de forma mais homogênea em todo o litoral paulista nesse período analisado, diferente do que é identificado pelas estimativas de precipitação por satélite e por CTL, NOUV e NOT. Nessas simulações, a precipitação se inicia no sul do litoral, em aproximadamente $24^{\circ}\text{S}/48^{\circ}\text{W}$, e avança nas horas seguintes para o litoral norte. Por consequência, esse padrão identificado em NOQ também é representado na simulação NALL.

Como foi discutido anteriormente, a simulação NOUV foi aquela que apresentou menos impacto com relação à simulação CTL. Isso é identificado também na Figura 3.23, onde os mesmo padrões de precipitação são mantidos, como a linha de precipitação que se forma às 1800 UTC, em aproximadamente 24°S entre 48°W e 46°W . No entanto, como a precipitação é o resultado da interação de diversos fatores, algumas diferenças são notadas, como uma intensificação do núcleo de precipitação localizado em $24^{\circ}\text{S}/45^{\circ}\text{W}$.

O experimento com assimilação de temperatura (NOT) também conserva algumas características da simulação controle, como a linha de precipitação em aproximadamente 24°S entre 48°W e 46°W às 1800 UTC. Porém, nota-se uma intensificação da precipitação próximo à divisa de São Paulo com o Paraná, principalmente às 1700 e 1800 UTC, o que é similar ao identificado pelas estimativas de satélite nesse mesmo horário.

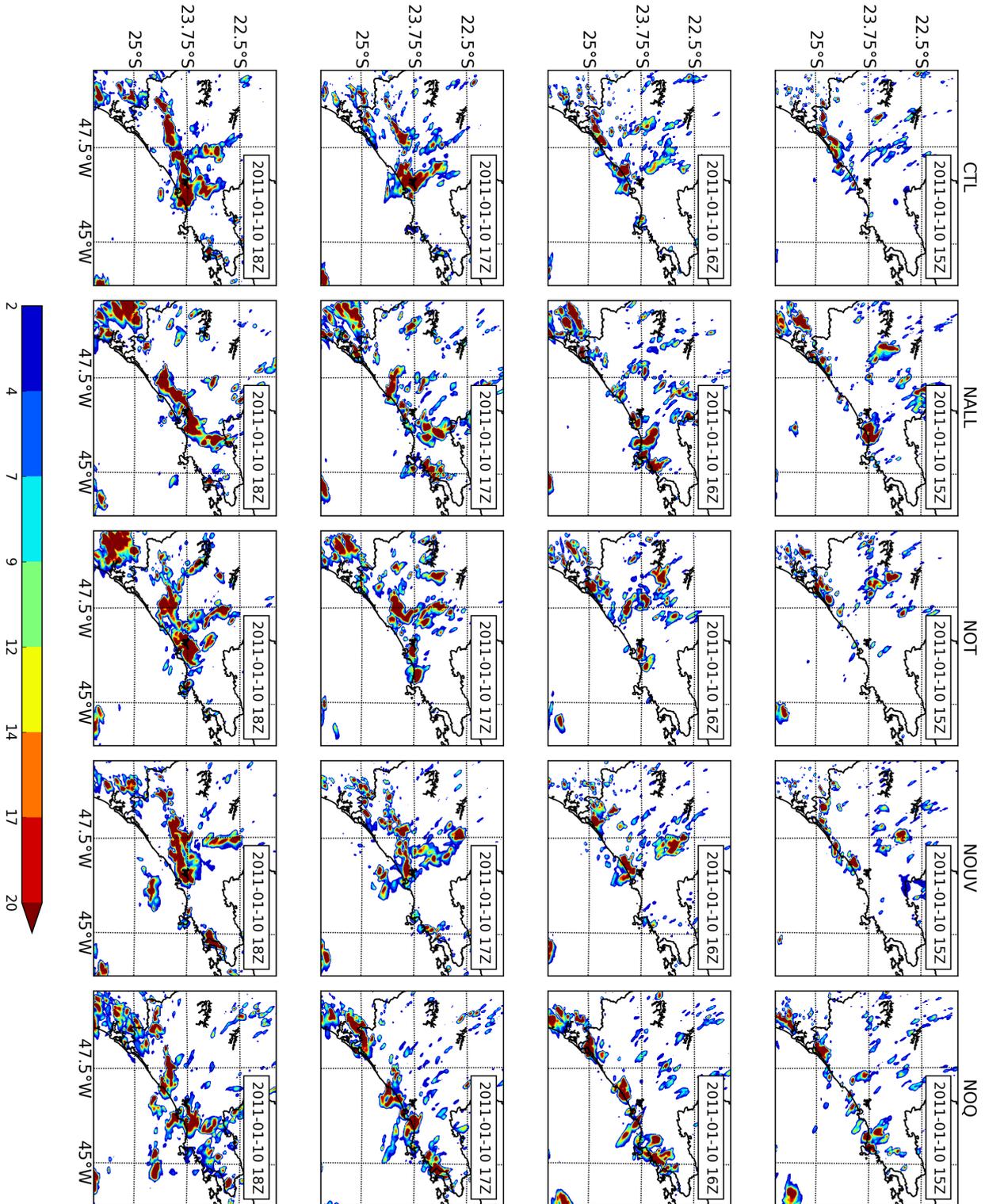


Figura 3.23: Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação CTL, NALL, NOT, NOUV e NOQ entre 1500 e 1800 UTC do dia 10/01/2011.

Entre às 1900 e 2200 UTC (Figura 3.24) identifica-se a formação de uma área de instabilidade que se forma em aproximadamente 23,75°S/47,5°W e avança para noroeste na

simulação CTL. Comparando com as estimativas do CMORPH (Figura 3.14) às 2200 UTC uma área de precipitação mais intensa também é identificada, porém com uma diferença de fase, localizando-se ao sul do que a simulação controle identifica. As simulações NOQ e NALL aparentemente não conseguem reproduzir essa área de instabilidade identificada em NOUV, NOT e CTL, com células convectivas que se formam de maneira mais dispersa no domínio.

A área de maior instabilidade adquire uma forma de linha, conforme identificado pelo CMORPH, e avança para o interior do Estado de São Paulo entre 2300 UTC do dia 10 e 0200 UTC do dia 11 (Figura 3.25). Identifica-se à 0100 UTC que essa linha avança até aproximadamente $22,5^{\circ}\text{S}/48^{\circ}\text{W}$ na simulação CTL, a norte das estimativas de satélite e de radar. Todos os experimentos conseguem simular esse padrão, com exceção do experimento NOQ, que não forma uma linha de instabilidade, concentrando a precipitação no oeste do Estado, em aproximadamente $22,5^{\circ}\text{S}/47^{\circ}\text{W}$.

As estimativas do CMORPH indicam ainda uma precipitação mais persistente no litoral de São Paulo à 0000 e 0100 UTC, por exemplo. As simulações NOT e NALL, simulam esses acumulados, que não são representados em CTL. Além disso, entre 0100 e 0200 UTC a linha aparenta ter um deslocamento para noroeste, segundo as estimativas de satélite e radar, enquanto que CTL e NOUV indicam uma propagação para norte. Já as simulações NOT e NALL conseguem representar esse deslocamento.

Entre 0300 e 0600 UTC a linha de instabilidade começa a se desintensificar nas simulações CTL, NOUV, NALL e NOT. O experimento NOQ mantém precipitação mais intensa no oeste do Estado, sem formar o padrão de linha identificado nos outros casos. Comparando com as estimativas do CMORPH e de radar, a desintensificação do sistema acontece de forma mais acelerada nos experimentos com o WRF, além de haver uma diferença de fase no posicionamento do sistema. No entanto, os experimentos CTL, NOT e NOUV conseguem representar o deslocamento do sistema de forma satisfatória.

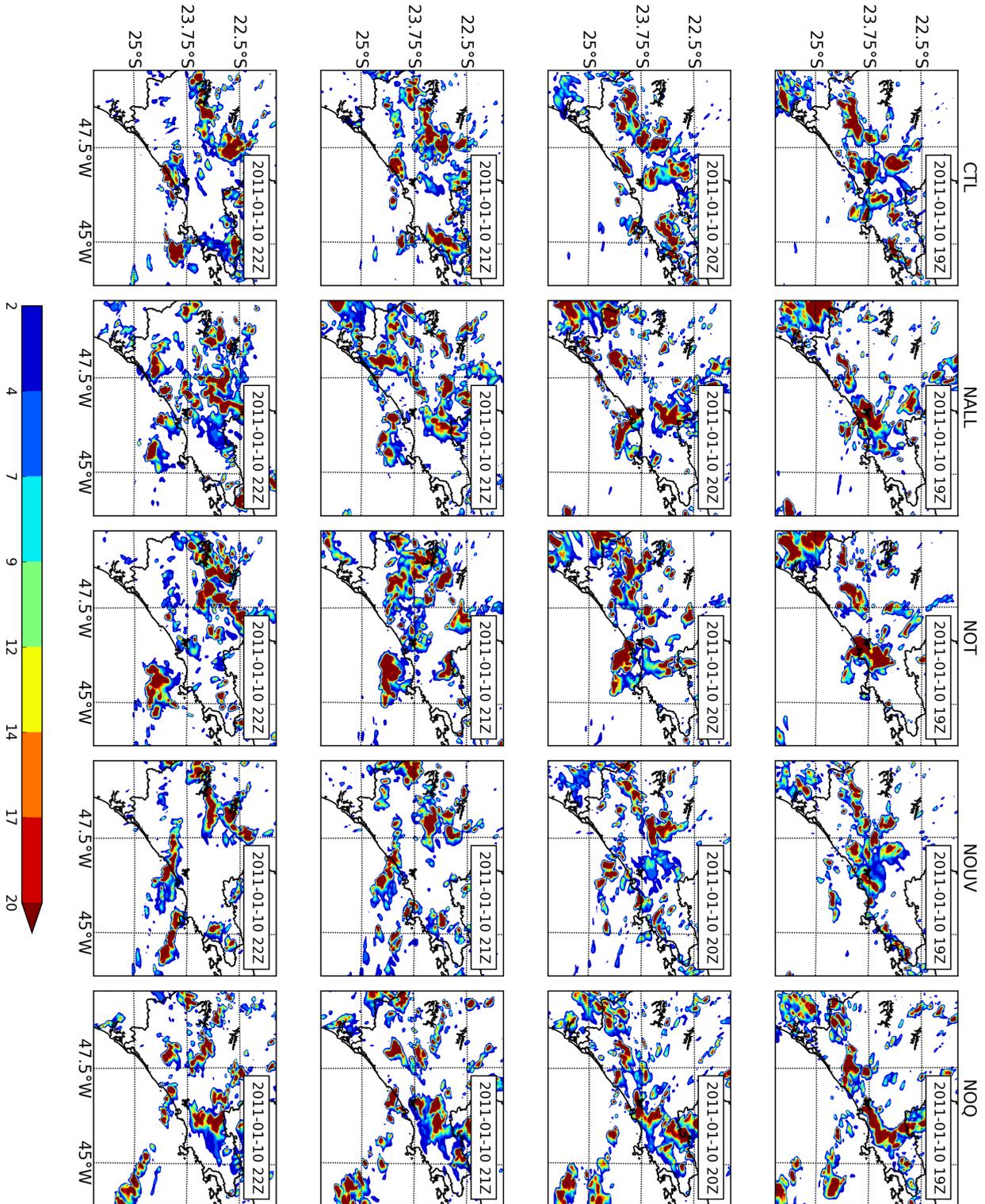


Figura 3.24: Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação CTL, NALL, NOT, NOUV e NOQ entre 1900 e 2200 UTC do dia 10/01/2011.

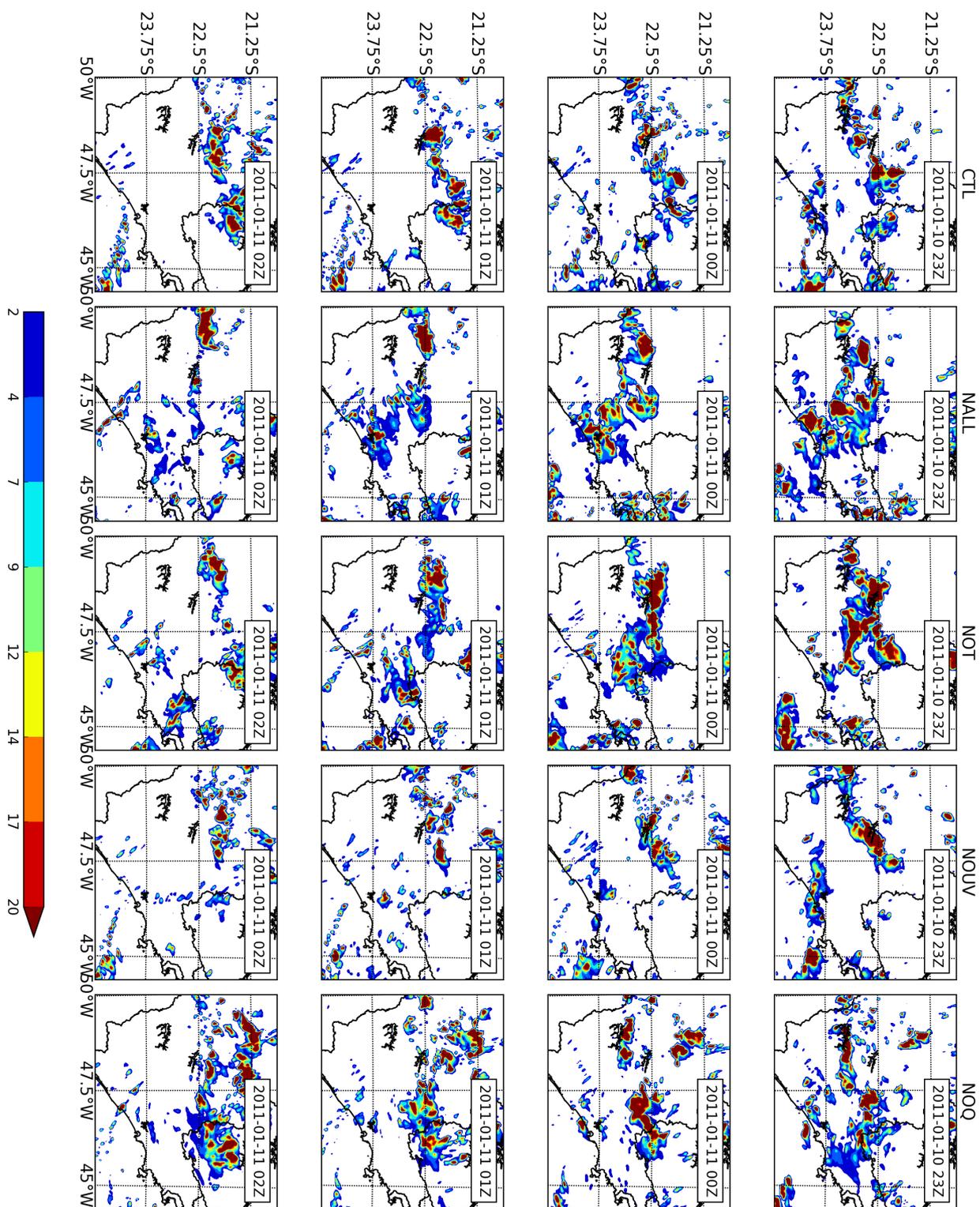


Figura 3.25: Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação CTL, NALL, NOT, NOUV e NOQ entre 2300 UTC do dia 10/01/2011 e 0200 UTC do dia 11/01/2011.

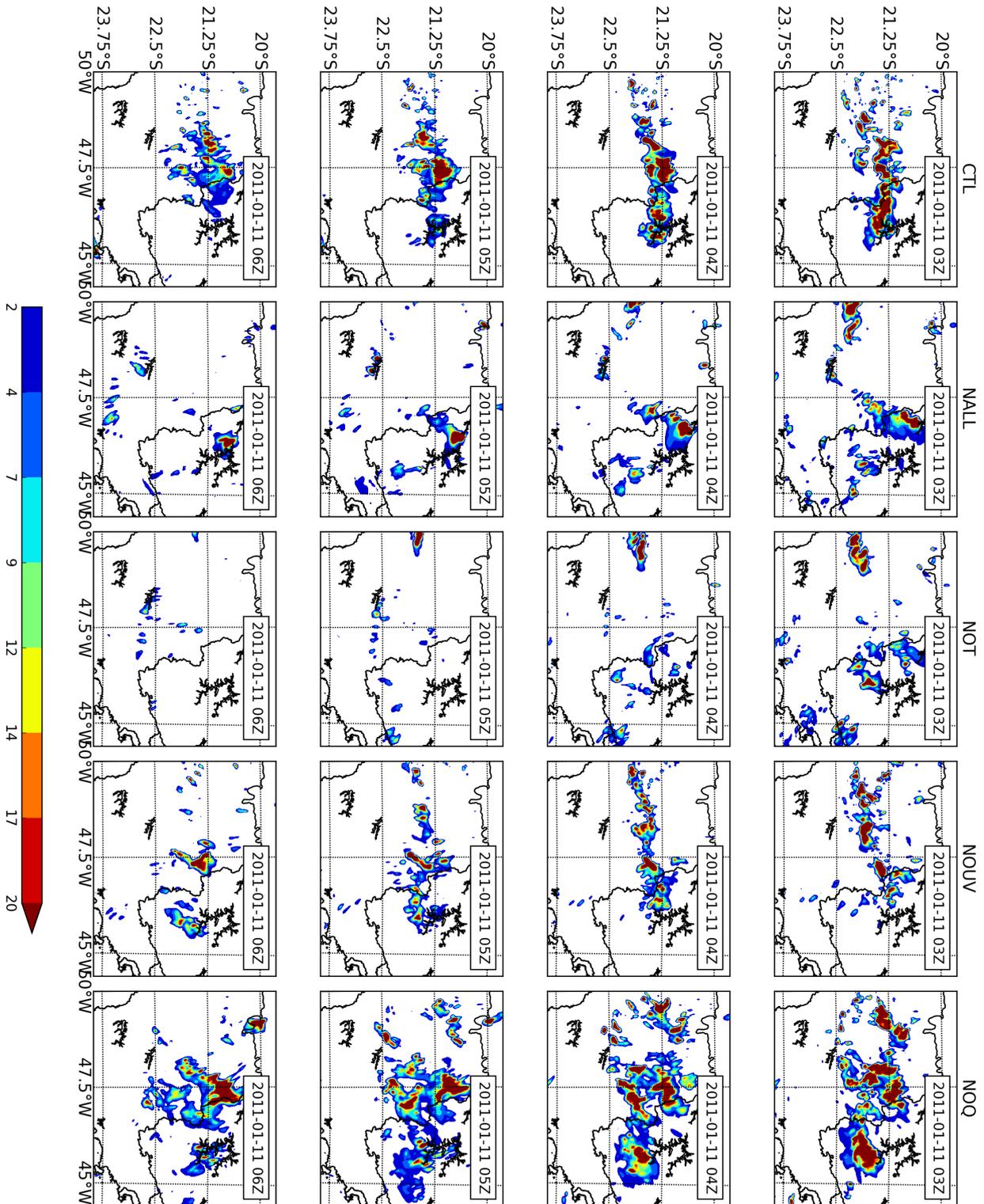


Figura 3.26: Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação CTL, NALL, NOT, NOUV e NOQ entre 0300 e 0600 UTC do dia 11/01/2011.

3.7.2 Parâmetros de nudging

Os experimentos que foram realizados em seguida têm como intuito a avaliação da influência do fator de intensidade de nudging G e do raio de influência R no resultado da simulação, para determinar a melhor combinação de parâmetros.

3.7.2.1 Estudo da sensibilidade

A grande quantidade de experimentos realizados dificulta que a análise da sensibilidade seja realizada conforme a seção 3.7.1.1 (página 72). Logo, como as variações entre as simulações com diferentes parâmetros de nudging (NG8X, NG2X, NR200X, NR50X, onde X é a variável assimilada, ou seja, T, UV ou Q), com relação a NOT, NOQ e NOUV são pequenas, optou-se por utilizar a RMSE no domínio d03, com relação à simulação controle, para mostrar de forma mais objetiva os resultados encontrados (Figura 3.27). Assim, quanto mais próximo de zero os valores, mais próximo o experimento é da simulação CTL.

Apesar da hipótese que maiores valores de G (Equação 2.9, página 46) indicariam uma diferença maior com relação à simulação CTL, por se aproximarem mais das estações, nota-se que em algumas situações essa suposição não é válida. Isso é observado principalmente com a assimilação de umidade, que apresenta maiores valores nos experimento NG2Q, com relação a NG8Q em todas as variáveis analisadas. Esse resultado indica que há uma não linearidade na assimilação desse parâmetro, o que dificulta a sua análise. No entanto, as variáveis temperatura e vento, parecem apresentar uma relação mais linear com a variação de G , ou seja, o aumento do parâmetro leva a um maior distanciamento da simulação CTL, enquanto que a redução, diminui. Já a variação no raio de influência apresenta um impacto mais linear com relação à simulação controle. Nota-se que o aumento de R causa um aumento na RMSE, e a diminuição de R diminui esse valor.

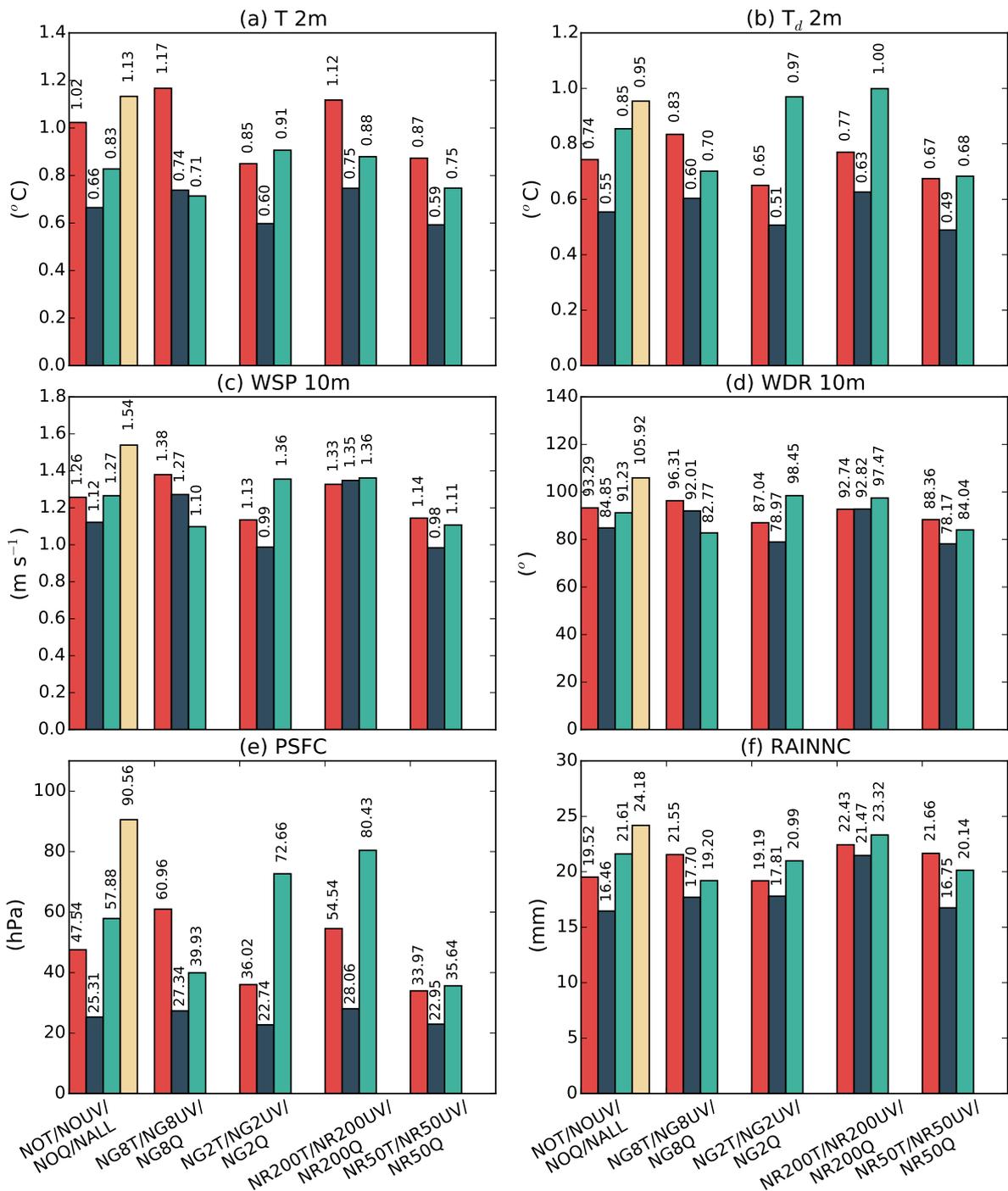


Figura 3.27: Raiz do erro quadrático médio (RMSE) entre os experimentos NOT, NOUV, NOQ, NALL, NG8T, NG8UV, NG8Q, NG2T, NG2UV, NG2Q, NG8Q, NR200T, NR200UV, NR200Q, NR50T, NR50UV, NR50Q e a simulação CTL, para as variáveis: (a) Temperatura a 2 metros; (b) Temperatura do ponto de orvalho a 2 metros; (c) Velocidade do vento a 10 metros; (d) Direção do vento a 10 metros; (e) Pressão na superfície; (f) Precipitação acumulada entre 1800 UTC do dia 10 e 0600 UTC do dia 11. Em vermelho, azul, verde e amarelo são os experimentos referentes à assimilação exclusiva de temperatura, vento, umidade, e todas as variáveis respectivamente.

Os experimentos realizados revelam que o vento continua sendo a variável com menor impacto na simulação, afetando apenas com maior intensidade a própria velocidade e direção do vento, como nos experimentos NG8UV e NR200UV, onde a RMSE é de 1,27 e 1,35 m s⁻¹, respectivamente. Isso é observado com maior clareza na pressão em superfície (Figura 3.27e), onde NOUV apresenta uma RMSE de 25,31 hPa, enquanto que NOT e NALL são de 47,54 e 90,56 hPa, respectivamente. Nota-se, no entanto, que o aumento de R e G tornam o impacto maior nas demais variáveis, como temperatura e temperatura do ponto de orvalho.

3.7.2.2 Comparação com os dados de estações

A raiz do erro quadrático médio dos experimentos realizados (Tabela 2.2, página 50) com relação às medições das estações do INMET é apresentada na Figura 3.28. A assimilação de dados indica uma melhor simulação da temperatura próxima à superfície com relação à simulação CTL, independente da variável que é assimilada e da variação nos parâmetros que controlam o *nudging*. O melhor resultado foi o experimento NG8T com 1,68°C. No entanto, considerando a incerteza associada às medições, não é notada diferença significativa devido ao aumento de G e diminuição de R , onde o experimento NOT e NR50T apresentam RMSE de 1,69°C, por exemplo.

As demais variáveis analisadas na Figura 3.28 não apresentam tal relação de melhora independente da variável assimilada. A pressão em superfície, por exemplo, apresenta apenas valores maiores com relação à simulação controle, com exceção dos experimentos onde a assimilação de vento foi realizada, o qual o valor da RMSE ficou muito próximo de CTL.

A assimilação de vento indica uma melhor simulação do vento próximo à superfície, conforme mostra a Figura 3.28c, em especial o experimento NG8UV, o qual a RMSE foi de 2,56 m s⁻¹, contra 3,07 m s⁻¹ de CTL. Já a assimilação de temperatura obteve melhores resultados para a temperatura do ponto de orvalho. No entanto, os valores se mantêm muito próximos entre si, quando se considera a incerteza das medições. Além disso, o seu efeito com relação à variação dos parâmetros de *nudging* não se mostrou linear, pois o experimento onde $G = 4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (NOT) apresentou um melhor desempenho com relação ao experimento onde $G = 8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (NG8T). Além disso, a variação de R de 200 km e 50 km (NR200T e NR50T, respectivamente) não apresentou mudanças, com a RMSE de 1,28°C para os dois casos.

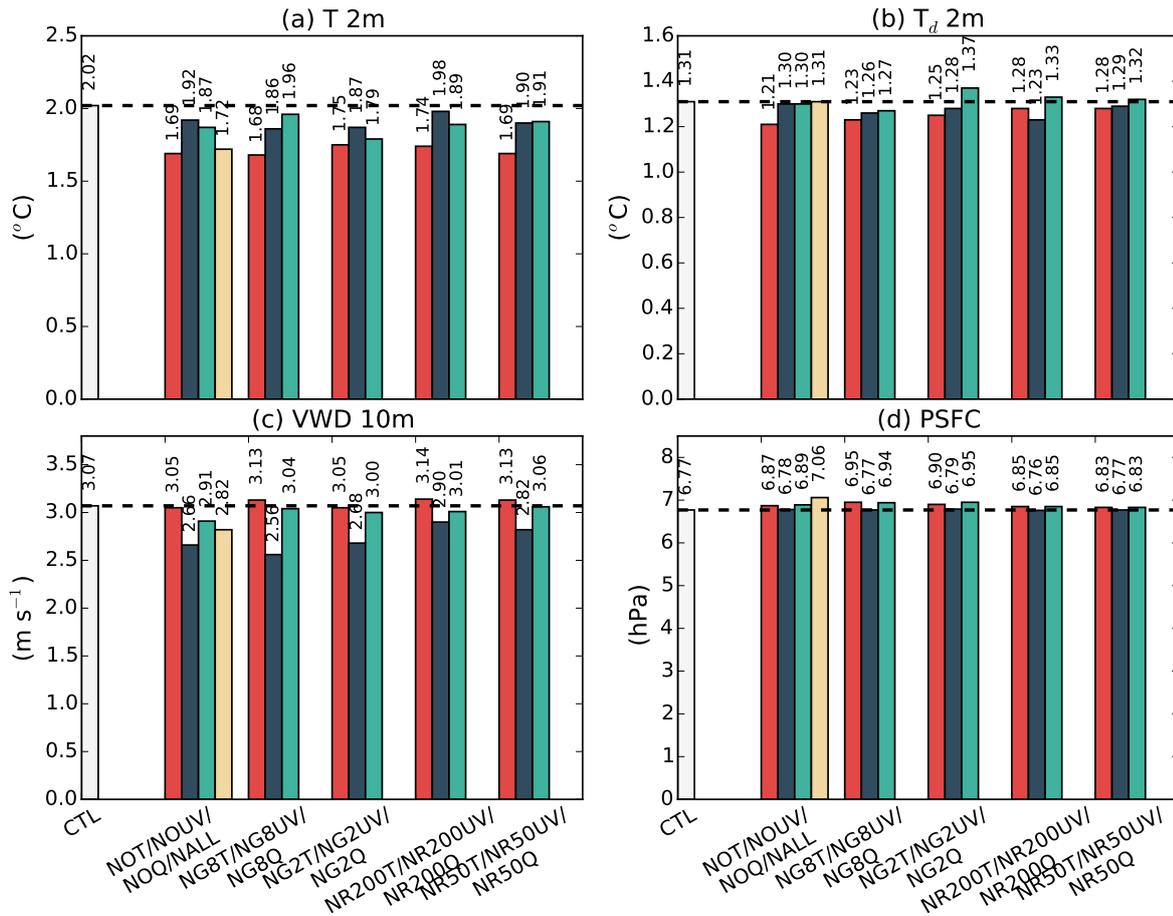


Figura 3.28: Raiz do erro quadrático médio (RMSE) entre os experimentos NOT, NOUV, NOQ, NALL, NG8T, NG8UV, NG8Q, NG2T, NG2UV, NG2Q, NG8Q, NR200T, NR200UV, NR200Q, NR50T, NR50UV, NR50Q e as estações do INMET, para as variáveis: (a) Temperatura a 2 metros; (b) Temperatura do ponto de orvalho a 2 metros; (c) Diferença do vetor vento a 10 metros; (d) Pressão na superfície. Em vermelho, azul, verde, amarelo e branco são os experimentos referentes à assimilação exclusiva de temperatura, vento, umidade, todas as variáveis, e nenhuma variável, respectivamente.

3.7.2.3 Análise subjetiva

Nesta seção, alguns dos experimentos serão analisados com maior detalhamento. O primeiro deles é NG8UV, ou seja, o experimento onde a única variável assimilada é o vento e com fator de intensidade de *nudging* G igual a $8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Segundo as análises realizadas anteriormente, esse experimento apresentou maior impacto com relação a NOUV na assimilação de dados o que sugere que os campos espaciais de precipitação tenham sofrido maior alteração com relação à simulação controle. Além disso, esse experimento

apresentou uma melhor reprodução das variáveis analisadas com relação as estações do INMET, comparativamente com a simulação CTL, o que não é identificado em parte dos outros experimentos.

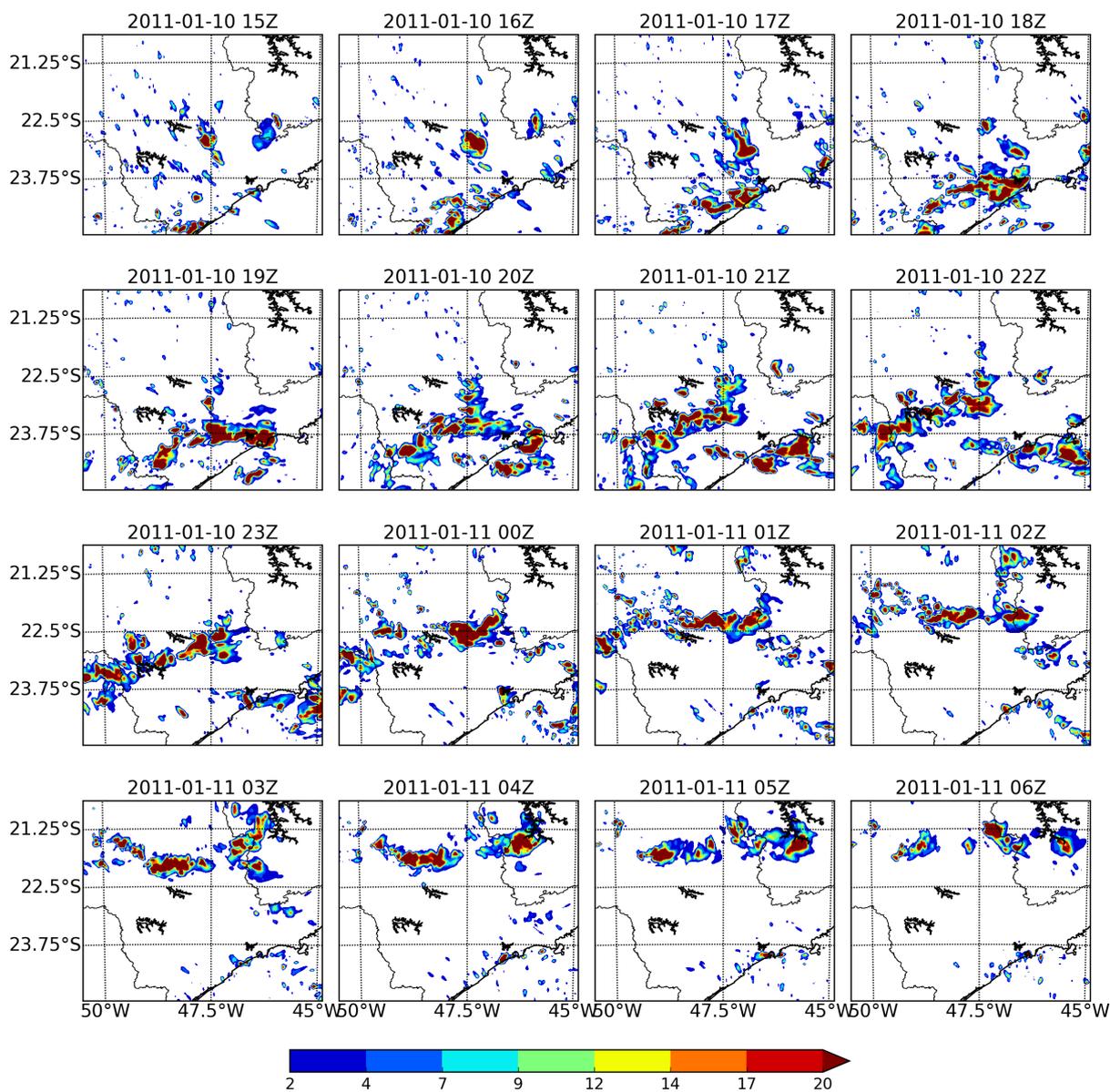


Figura 3.29: Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação NG8UV a partir de 1500 UTC do dia 10/01/2011 até 0600 UTC do dia 11/01/2011.

O início da precipitação é às 1500 UTC na simulação NG8UV, assim como os outros experimentos, e a precipitação próximo à Serra do Mar é reproduzida de forma satisfatória nesse experimento (Figura 3.29). Ainda existe uma diferença de fase no posicionamento da linha, a norte das estimativas de satélite e radar, porém é interessante notar que nesse caso a simulação do deslocamento e as regiões de máxima precipitação da linha são mais

próximos do identificado pelo CMORPH. As simulações CTL e NOUV indicam que a linha avança para norte entre 0200 e 0600 UTC, enquanto que NG8UV apresenta uma propagação para noroeste, o que é mais próximo do observado.

A precipitação no litoral norte de São Paulo a partir de 2300 UTC do dia 10, que é verificada no CMORPH, não é observada nos experimentos onde apenas houve assimilação de vento. Esse padrão é observado apenas onde há assimilação de temperatura (Figura 3.30). Isso indica que a representação adequada da temperatura nas regiões de topografia mais acentuada é de fundamental importância para a simulação adequada dos campos de precipitação nessa área. Nota-se que à 0000 UTC do dia 11, por exemplo, as simulações NOT, NG8T e NR200T possuem um padrão mais próximo das estimativas de satélite, com maiores acumulados na faixa que vai de 47,5°W a 45°W em aproximadamente 23°S.

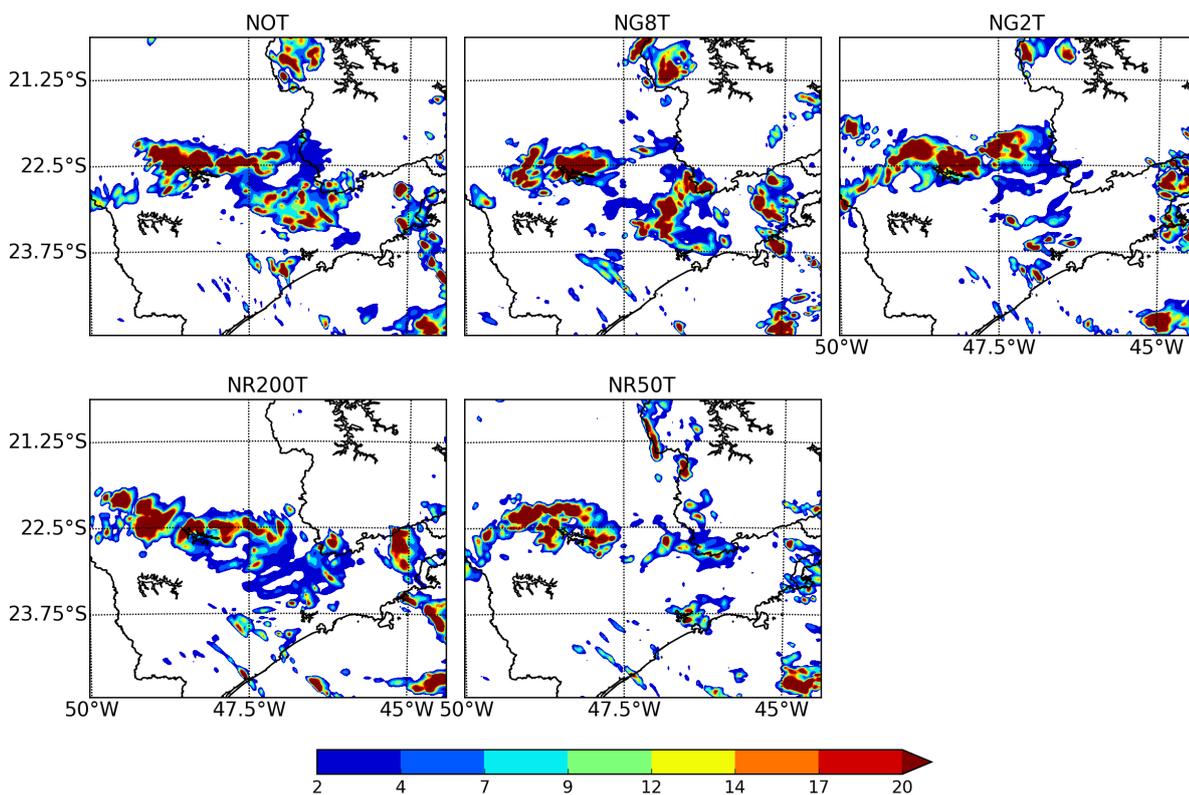


Figura 3.30: Precipitação acumulada entre 2300 UTC do dia 10/01/2011 e 0000 UTC do dia 11/01/2011, em mm, para as simulações NOT, NG8T, NG2T, NR200T e NR50T.

Mesmo com a variação nos parâmetros de *nudging*, os experimentos em que a variável assimilada é apenas umidade, não apresentam uma melhor representação dos campos de precipitação. No caso de NR200Q (Figura 3.31), por exemplo, nota-se que há o aparecimento de diversas pequenas células convectivas no domínio, entre 1500 e 2000 UTC do dia

10. Ainda, apesar de apresentar uma propagação para o interior do continente, o experimento não consegue organizar de forma satisfatória a formação da linha de instabilidade, além de intensificar os núcleos de precipitação entre 0300 e 0600 UTC do dia 11.

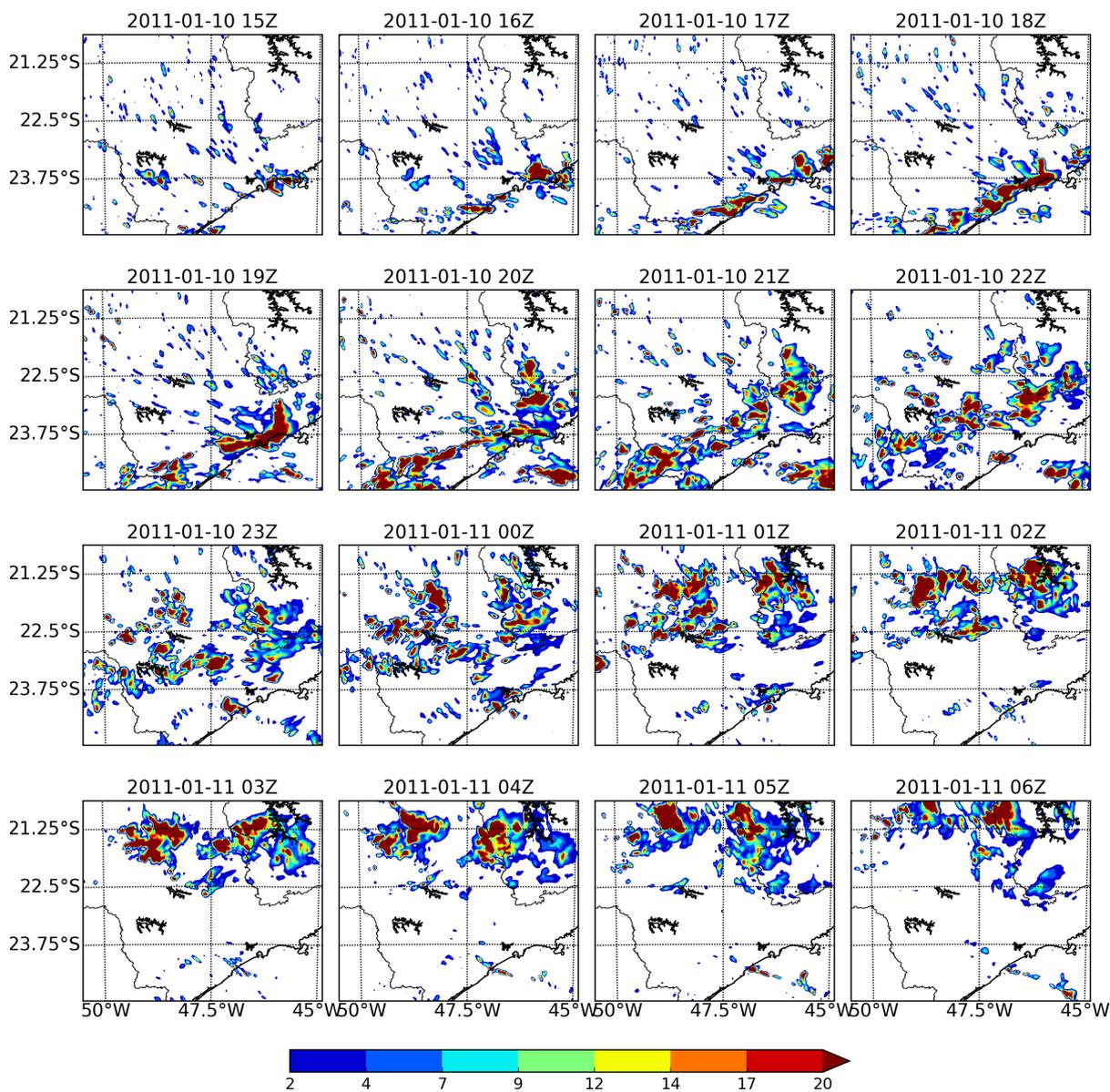


Figura 3.31: Precipitação acumulada em uma hora, em mm, para a simulação NR200Q a partir de 1500 UTC do dia 10/01/2011 até 0600 UTC do dia 11/01/2011.

O trabalho de Crook (1996) mostra que há uma grande dependência dos gradientes de temperatura e umidade em baixos níveis na inicialização da convecção e em sua intensidade. Ele notou que a variação do gradiente vertical de temperatura em 1°C é suficiente para a não formação de convecção ou a formação de uma tempestade mais intensa. Variações de apenas 1 g kg^{-1} no gradiente de umidade também são responsáveis por regular a intensidade

da convecção formada.

3.8 Análise dos sistemas convectivos simulados

A partir do que foi discutido na seção 3.7 nota-se que a evolução da linha de instabilidade foi mais bem representada pela simulação NG8UV logo, esta será usada para as análises desta seção. A partir da Figura 3.32, nota-se maior nebulosidade próximo ao litoral de São Paulo às 1600 UTC do dia 10, onde há convergência entre os ventos de noroeste e de sudeste. Às 1800 UTC a área de convergência dos ventos se desloca em direção à Serra do Mar, além de haver um aumento da área de nebulosidade. O fluxo de sudeste intensifica nas horas seguintes, o que caracteriza a formação da LI com orientação sudoeste/nordeste, que avança nas horas seguintes para o interior do Estado em uma direção perpendicular ao deslocamento do sistema de grande escala, que se move para nordeste.

A análise do CAPE (Figura 3.33) revela que às 1600 UTC do dia 10 (14 horas do horário local) o centro do Estado apresenta alta disponibilidade de energia para convecção, ultrapassando 1700 J kg^{-1} . Às 18Z, com o aumento da área do sistema, há uma diminuição do CAPE próximo do litoral, em aproximadamente $23,75^\circ\text{S}/47^\circ\text{W}$. À medida que o sistema se propaga para noroeste a precipitação associada com ele atua na diminuição do CAPE, tornando-se um bom indicativo da direção do deslocamento da LI. Às 0200 UTC do dia 11, nota-se que há uma diminuição do CAPE na vanguarda do sistema, ou seja, a energia disponível para convecção se torna mais restrita, o que explica a sua desintensificação nas horas seguintes.

A partir da Equação 2.1 pode-se quantificar as regiões que mais contribuem para o transporte de umidade na área de interesse. Isso é realizado a partir do cálculo da integral das componentes zonal e meridional do transporte de umidade, Q_x e Q_y , respectivamente, nas bordas Oeste, Norte, Leste e Sul do subdomínio delimitado pelas coordenadas $25^\circ\text{S}/50^\circ\text{W}$ e $21^\circ\text{S}/44^\circ\text{W}$ (Figura 3.34), conforme as Equações 3.1 e 3.2.

$$\int_{y_1}^{y_2} Q_x dy = \frac{1}{g} \int_{y_1}^{y_2} \int_{p_1}^{p_2} u q dp dy \quad (3.1)$$

$$\int_{x_1}^{x_2} Q_y dx = \frac{1}{g} \int_{x_1}^{x_2} \int_{p_1}^{p_2} v q dp dx \quad (3.2)$$

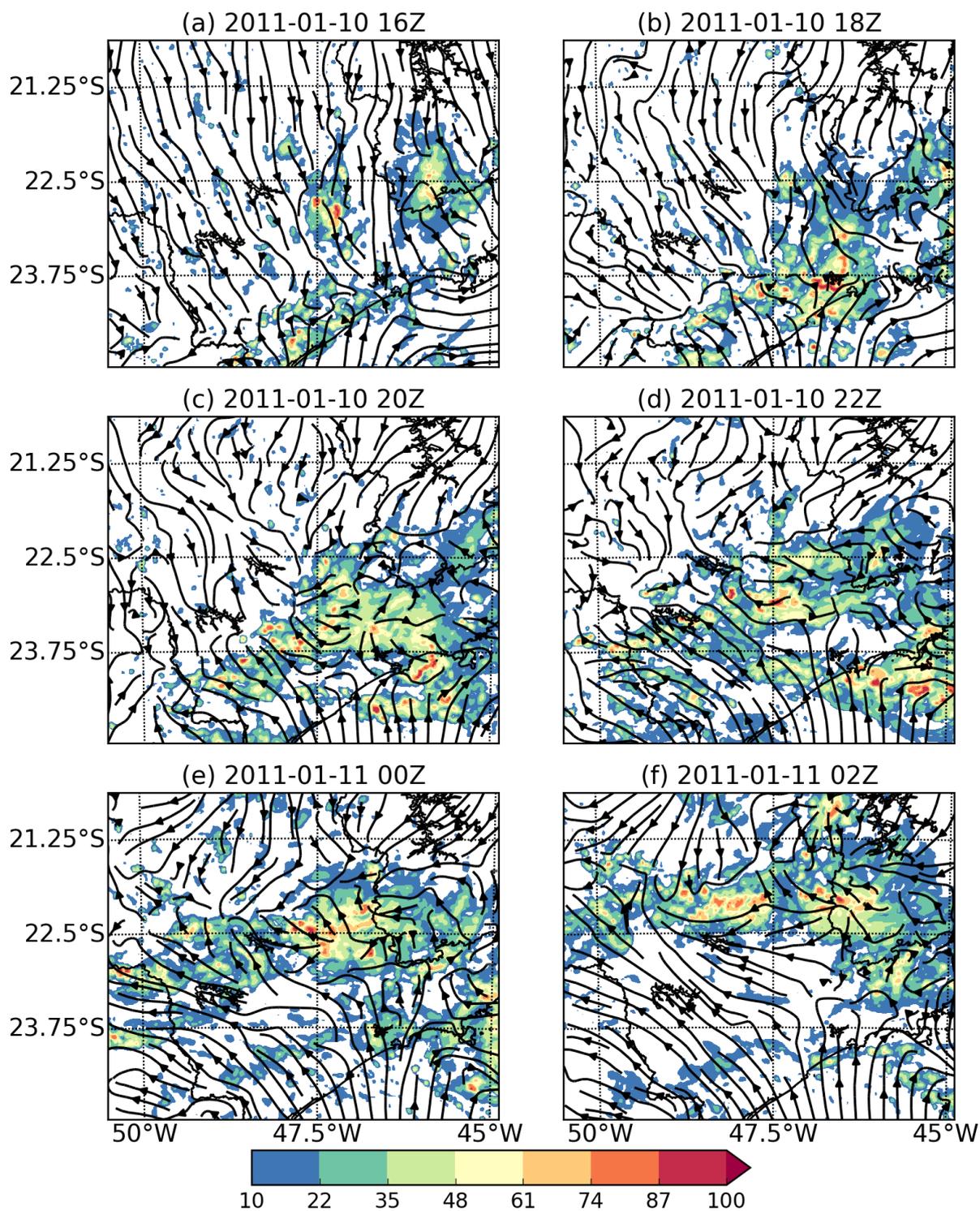


Figura 3.32: Fração de cobertura de nuvens em % integrado entre 50 m e 10 km (sombreado) e linhas de corrente em 70 m com a simulação NG8UV para os dias: (a) Dia 10/01/2011 às 1600 UTC; (b) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (c) Dia 10/01/2011 às 2000 UTC; (d) Dia 10/01/2011 às 2200 UTC; (e) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (f) Dia 11/01/2011 às 0200 UTC.

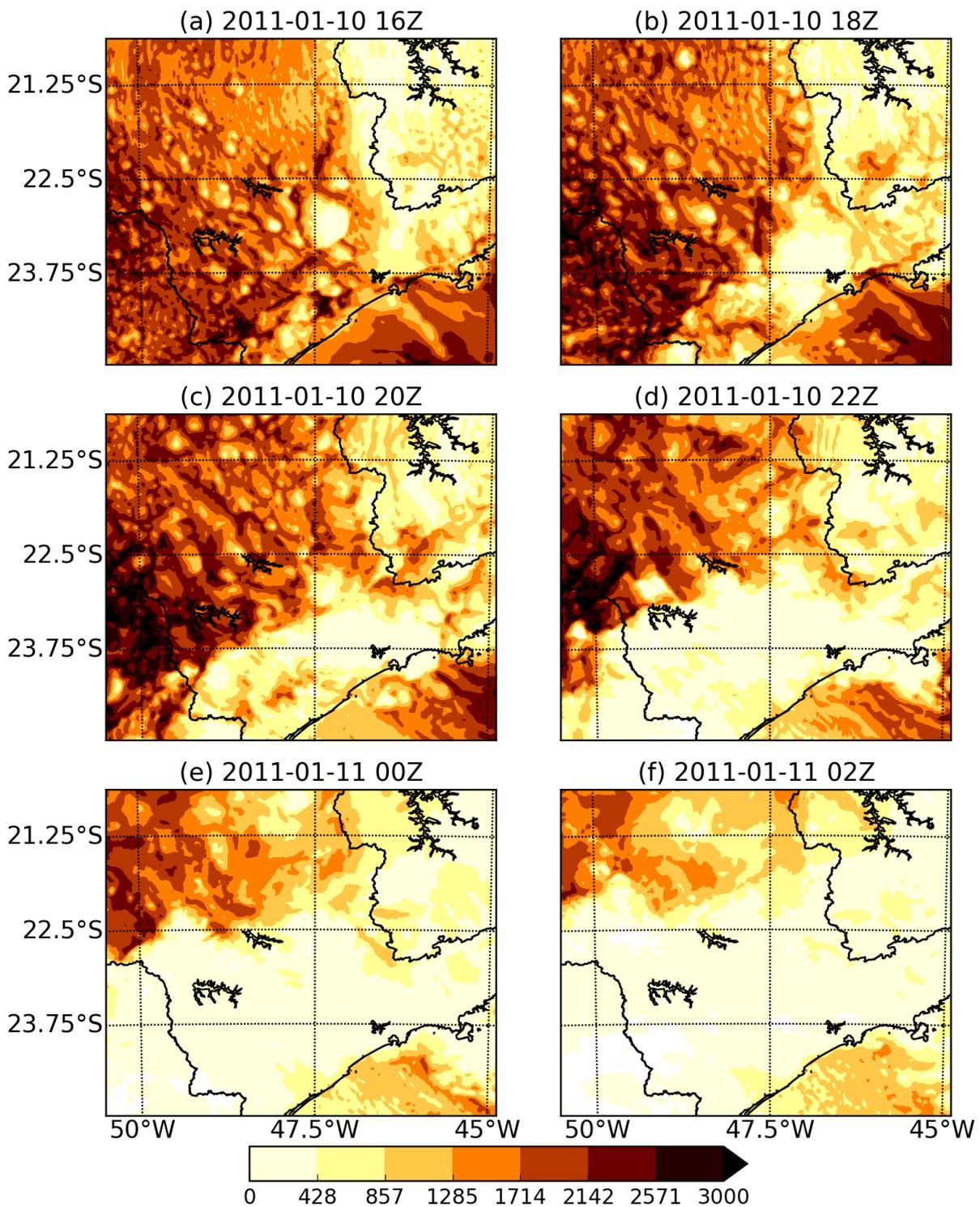


Figura 3.33: Energia convectiva disponível (CAPE) em J kg^{-1} para os dias: (a) Dia 10/01/2011 às 1600 UTC; (b) Dia 10/01/2011 às 1800 UTC; (c) Dia 10/01/2011 às 2000 UTC; (d) Dia 10/01/2011 às 2200 UTC; (e) Dia 11/01/2011 à 0000 UTC; (f) Dia 11/01/2011 às 0200 UTC.

A contribuição de norte é aquela que se destaca durante todo o período de simulação,

se mantendo próximo de $0,7 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ entre 0000 e 1800 UTC do dia 10, ou seja, a umidade que vem da região Amazônica é a que apresenta maior contribuição para sustentar os sistemas que se formam no continente. Apesar da umidade que sai do domínio pelas bordas oeste, leste e sul, nota-se que o transporte de norte é suficiente para manter um balanço positivo de aproximadamente $0,3$ a $0,4 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ até próximo de 1200 UTC do dia 10.

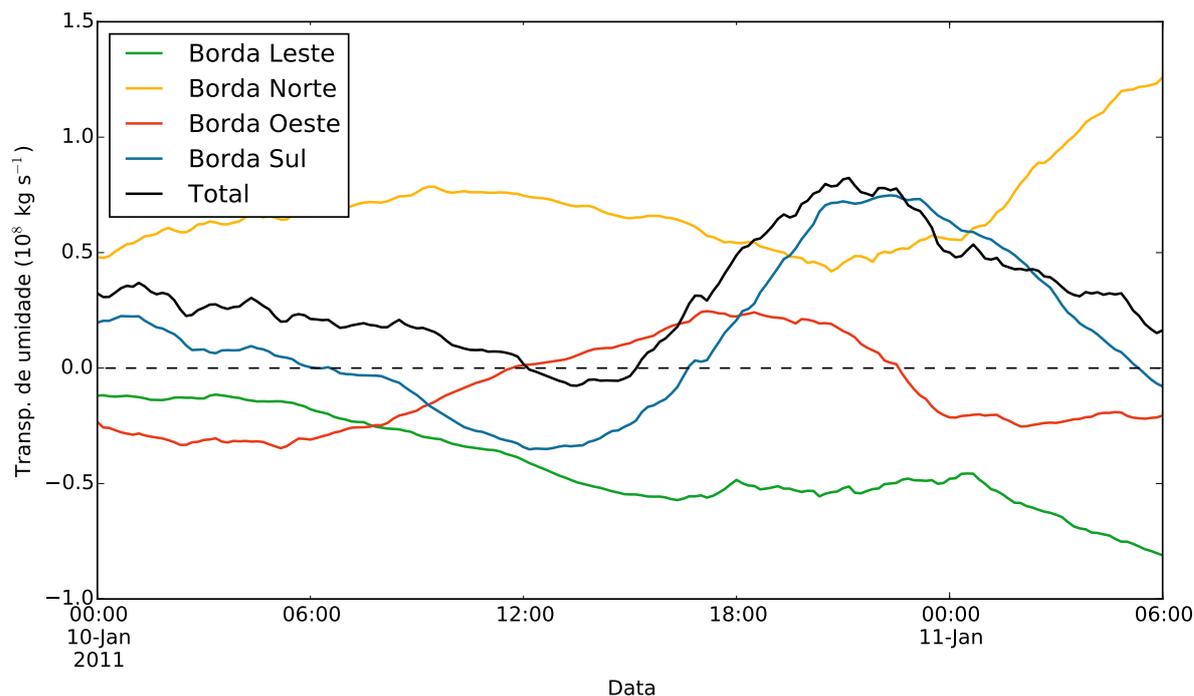


Figura 3.34: Transporte de umidade integrado verticalmente entre 850 e 500 hPa calculado com a simulação NG8UV através das bordas Oeste, Norte, Leste e Sul do subdomínio delimitado pelas coordenadas $25^{\circ}\text{S}/50^{\circ}\text{W}$ e $21^{\circ}\text{S}/44^{\circ}\text{W}$ (10^8 kg s^{-1}). Valores positivos indicam que há umidade entrando no subdomínio e valores negativos que há umidade saindo do subdomínio.

A formação do ciclone próximo do continente intensifica a componente de sul do vento, transportando umidade para a região de interesse. Isso se reflete na Figura 3.34, com um aumento do transporte de umidade pela borda sul do subdomínio até próximo de $0,7 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ às 2300 UTC do dia 10, ultrapassando a contribuição de norte. Isso indica também uma importância do Oceano Atlântico no transporte de umidade para a região de interesse. Alguns estudos afirmam que o Atlântico Sul é uma fonte importante de umidade para a alimentação da circulação do tipo ZCAS (Drumond et al., 2008; Quadro et al., 2011). Entre 1800 UTC do dia 10 e 0000 UTC do dia 11, horário em que há a formação

da LI, o balanço total adquire um máximo próximo de $1 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$, mostrando um papel fundamental na mudança da direção predominante do transporte de umidade para a formação do sistema.

A integral de uq e vq , nas bordas Oeste, Norte, Leste e Sul às 2300 UTC do dia 10, horário em que o balanço de umidade positivo no domínio é máximo, com relação ao nível de pressão atmosférica é mostrada na Figura 3.35. Nota-se que a principal contribuição positiva que ocorre pelas bordas Sul e Norte se concentra nas camadas mais baixas da atmosfera, até aproximadamente 700 hPa, e o máximo é próximo de 850 hPa. Na borda Oeste a umidade que sai do domínio também se concentra nas camadas mais próximas da superfície. No entanto, na borda Leste essa contribuição é mais evidente próximo de 600 hPa.

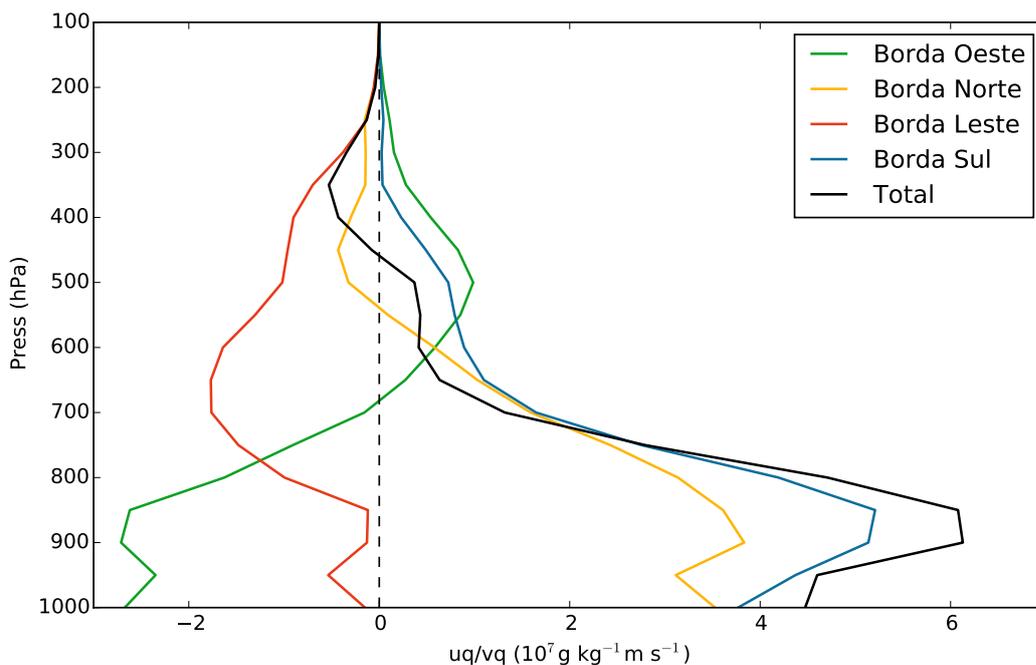


Figura 3.35: uq e vq calculados com a simulação NG8UV às 2300 UTC do dia 10/01/2011 através das bordas Oeste, Norte, Leste e Sul do subdomínio delimitado pelas coordenadas $25^{\circ}\text{S}/50^{\circ}\text{W}$ e $21^{\circ}\text{S}/44^{\circ}\text{W}$ ($10^7 \text{ g kg m}^2 \text{ s}^{-1}$). Valores positivos indicam que há umidade entrando no subdomínio e valores negativos que há umidade saindo do subdomínio.

3.8.1 Precipitação na Serra do Mar

Alguns cortes verticais indicados na Figura 3.36 são realizados para determinar a influência da Serra do Mar na formação e desenvolvimento de precipitação na área de estudo. Além disso, o corte CC' tem o intuito de verificar o papel da orografia na formação da linha de instabilidade identificada formando-se nessa região.

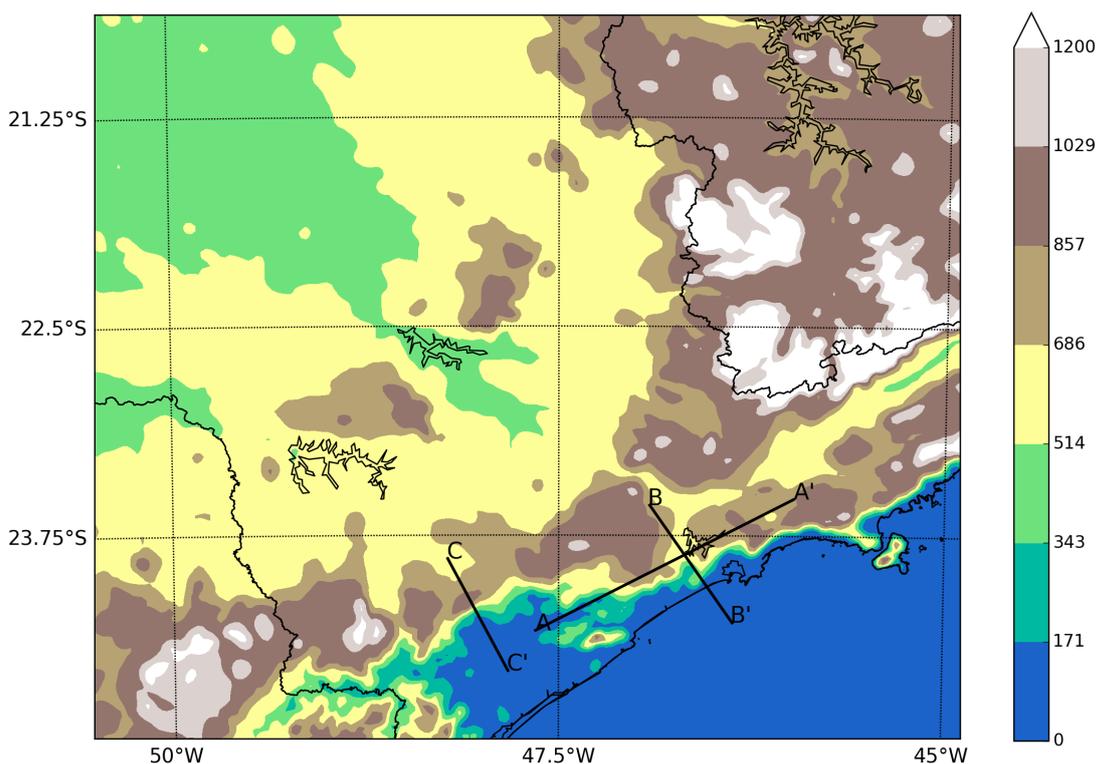


Figura 3.36: Altura topográfica em metros, com destaque para os cortes AA', BB' e CC'.

A simulação NG8UV mostra o início da precipitação próximo de 1600 UTC do dia 10, conforme mostrado na Figura 3.29. Um corte vertical entre AA' (Figura 3.36), paralela à linha da Serra do Mar é mostrado na Figura 3.37, com o conteúdo de hidrometeoros precipitantes (Q). Às 1600 UTC a convecção ainda não se desenvolveu, com baixos valores de Q da ordem de $0,5 \text{ g kg}^{-1}$, e as espécies de gelo como graupel e neve se concentrando nas camadas superiores. Conforme há um deslocamento do sistema de grande escala para leste, há uma intensificação da precipitação, e da formação de espécies de gelo devido à liberação de calor latente. À medida que o sistema se concentra nas áreas de Serra, como às 1730 UTC, há um expansão da área de precipitação, indicando uma possível forçante orográfica na manutenção do sistema. Às 1810 UTC a concentração de Q diminui para

valores entre 1 e 2 g kg^{-1} .

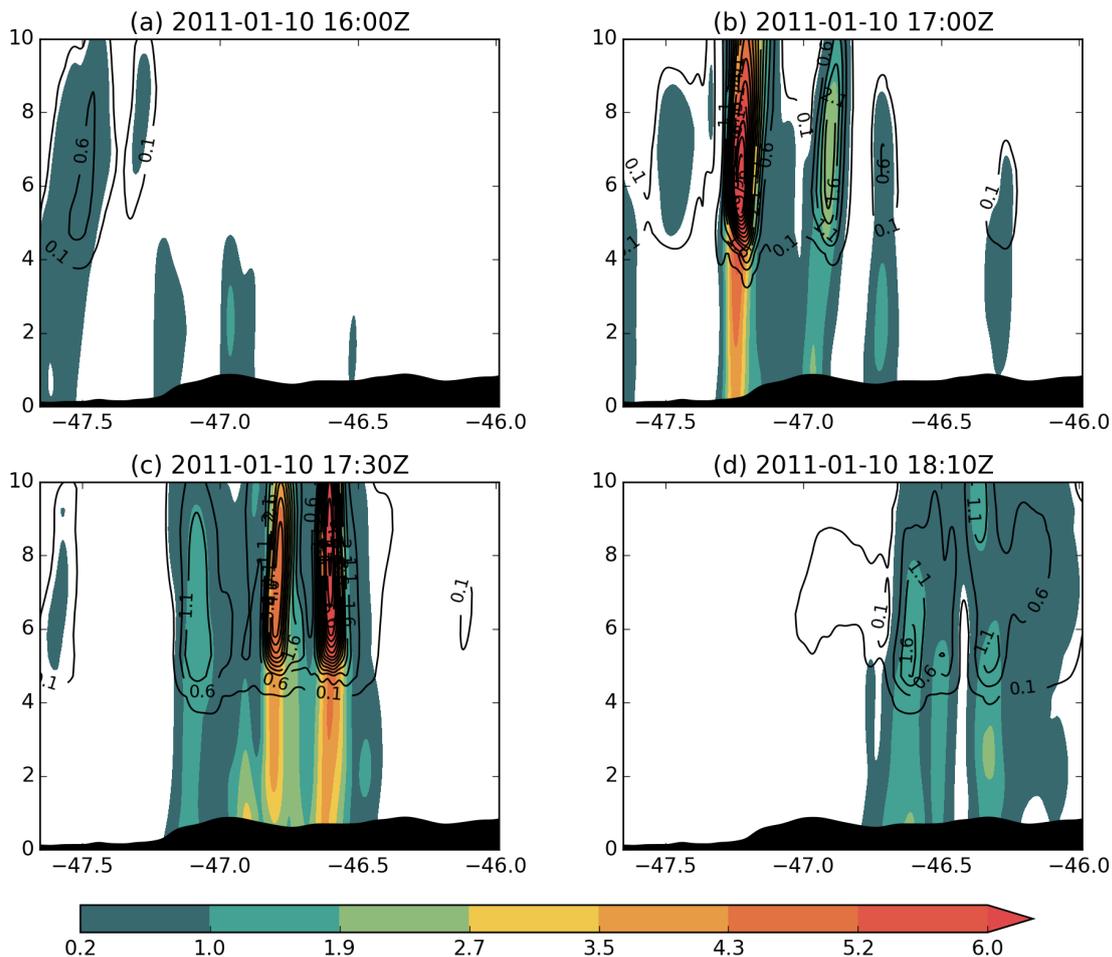


Figura 3.37: Corte vertical AA' entre $24,32^{\circ}\text{S}/47,65^{\circ}\text{W}$ e $23,53^{\circ}\text{S}/45,98^{\circ}\text{W}$ com o conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg^{-1} de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos). O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km às (a) 1600 UTC do dia 10/01/2011; (b) 1700 UTC do dia 10/01/2011; (c) 1730 UTC do dia 10/01/2011; (d) 1810 UTC do dia 10/01/2011.

O corte BB' (Figura 3.38) realizado perpendicularmente à linha de Serra nos mesmos horários da figura anterior mostra que às 1600 UTC do dia 10 o fluxo de noroeste predomina em praticamente todos os níveis verticais. Próximo da superfície entre $-46,4^{\circ}\text{W}$ e $46,6^{\circ}\text{W}$, no entanto, há um fluxo de sudeste, que gera movimentos verticais ascendentes na região da Serra, com razão de mistura de chuva entre 0,2 e 1,0 g kg^{-1} . Às 1700 UTC o fluxo de sudeste ganha intensidade em baixos níveis e a convergência de massa em aproximadamente $46,7^{\circ}\text{W}$ traz maiores valores de conteúdo de hidrometeoros e aumenta o desenvolvimento do sistema acima da Serra. Nos momentos seguintes há uma intensificação do sistema,

aumentando as correntes ascendentes e a formação de graupel e neve entre 5 e 10 km, que se mantém até próximo de 1810 UTC, quando o sistema começa a se deslocar para o interior do Estado.

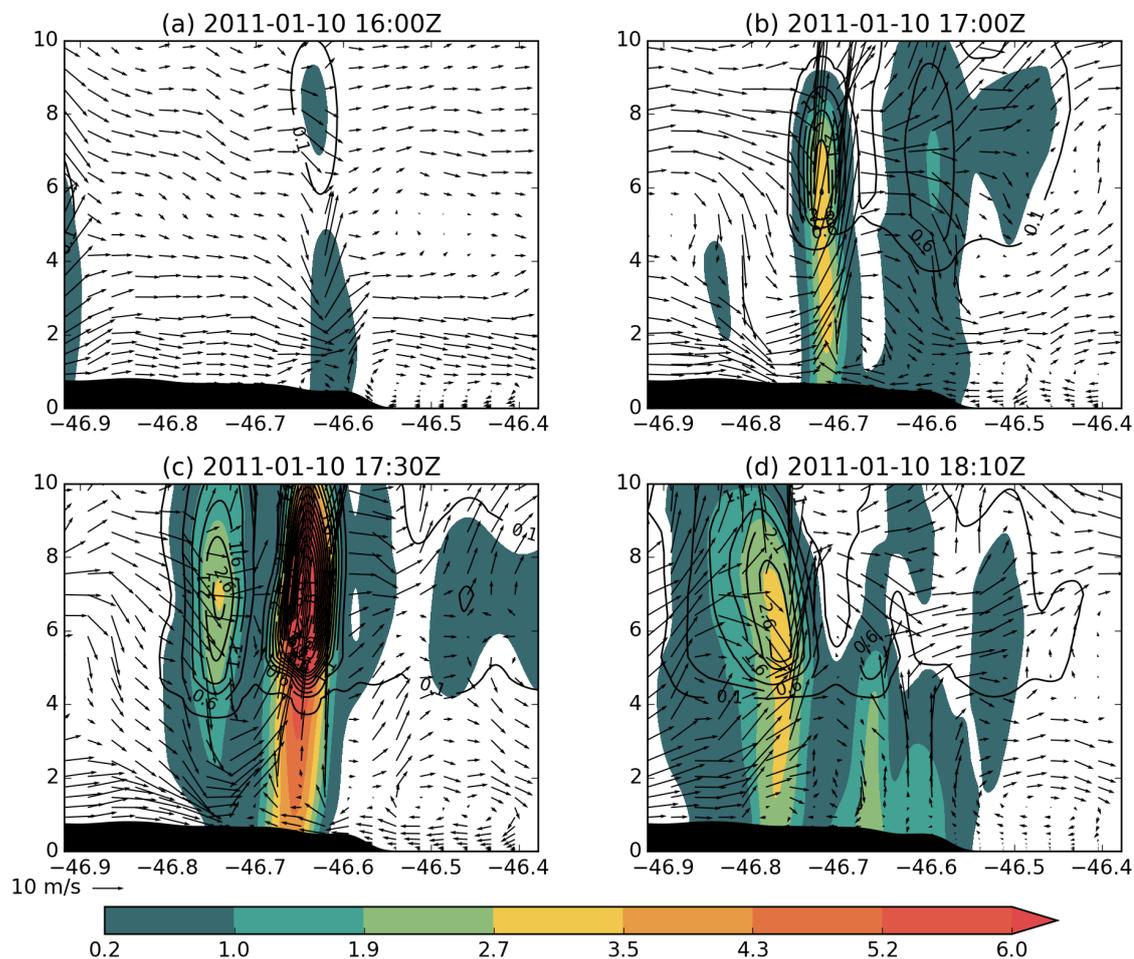


Figura 3.38: Corte vertical BB' entre $23,57^{\circ}\text{S}/46,91^{\circ}\text{W}$ e $24,27^{\circ}\text{S}/46,37^{\circ}\text{W}$ com o conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg^{-1} de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores). O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km às (a) 1600 UTC do dia 10/01/2011; (b) 1700 UTC do dia 10/01/2011; (c) 1730 UTC do dia 10/01/2011; (d) 1810 UTC do dia 10/01/2011.

O corte CC' mostra em mais detalhes a região onde a LI se forma, para analisar a influência da topografia no desenvolvimento e propagação do sistema (Figura 3.39). Às 1450 UTC do dia 10 o vento predominante na região acima da Serra, entre $48,2^{\circ}\text{W}$ e $48,1^{\circ}\text{W}$, é de noroeste, enquanto que abaixo é de sudeste, indicando uma circulação local com convergência de massa na área de maior elevação. No entanto a convergência de massa

e a razão de mistura de chuva se concentram nos primeiros 3 km.

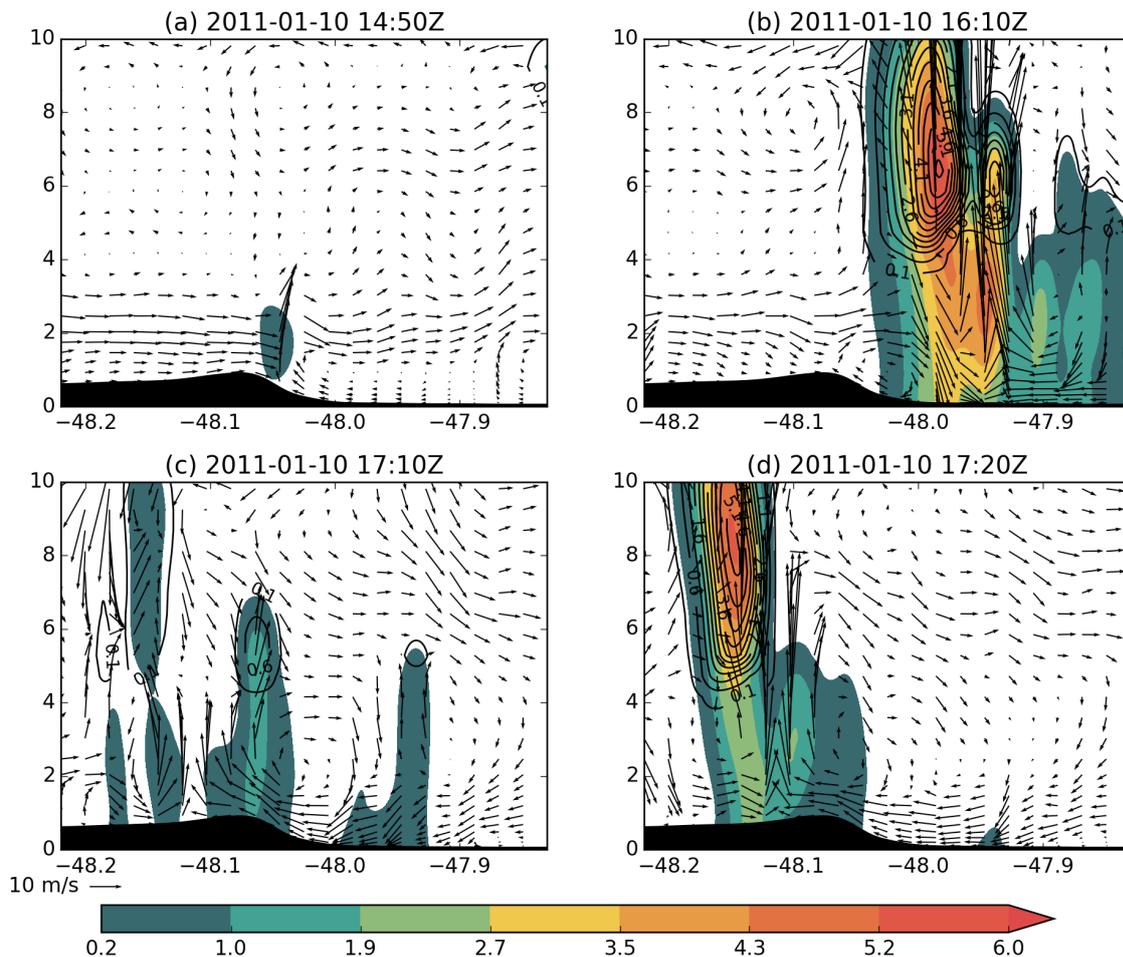


Figura 3.39: Corte vertical CC' entre $23,89^{\circ}\text{S}/48,22^{\circ}\text{W}$ e $24,56^{\circ}\text{S}/47,83^{\circ}\text{W}$ com o conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg^{-1} de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores). O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km às (a) 1450 UTC do dia 10/01/2011; (b) 1610 UTC do dia 10/01/2011; (c) 1710 UTC do dia 10/01/2011; (d) 1720 UTC do dia 10/01/2011.

Nas horas seguintes o sistema se desloca para sudeste, afastando-se da costa. Porém, com a intensificação da componente de sudeste do vento, o sistema se intensifica conforme é observado na Figura 3.39b. O deslocamento se torna em sentido noroeste e há uma nova desintensificação do sistema, com conteúdo de hidrometeoros, próximo de 1 g kg^{-1} . Quando o sistema avança sobre a linha da Serra do Mar ele se reintensifica e continua avançando para noroeste, dando origem a LI. Isso mostra que apesar da Serra não ter exercido papel predominante na formação do sistema, há uma intensificação do sistema

pela combinação da circulação de sudeste e aquela forçada pela topografia elevada, que culmina na formação da linha de instabilidade.

3.8.2 Linha de instabilidade

Analisando com maior atenção com relação à propagação do sistema (Figura 3.40) nota-se às 1900 UTC do dia 10 a formação de áreas onde a anomalia de temperatura a 2 metros (T'_{2m}) é negativa e a precipitação é mais intensa (acima de 20 mm hora⁻¹), indicando convecção na região. Apesar da formação de células convectivas dispersas pelo domínio, em locais onde a taxa de precipitação é mais baixa (acima de 1 mm hora⁻¹), nota-se uma organização na região da Serra do Mar, entre aproximadamente 49°W e 46°W. Os movimentos verticais ascendentes e a convergência de massa à frente da área de T'_{2m} negativo já indicam o sentido de propagação do sistema - para noroeste - porém não caracterizam os aspectos gerais da linha como nos horários seguintes.

Entre 1900 e 2040 UTC o sistema se desloca em sentido noroeste e adquire forma de linha de instabilidade mais bem definida, com relação aos campos de velocidade vertical do vento e divergência de massa. Isso indica que a medida que há precipitação, as correntes descendentes contribuem para resfriar o ar mais próximo da superfície, formando uma piscina de ar frio que força o ar mais quente a ascender na vanguarda do sistema. Isso, por sua vez, gera um padrão de divergência na retaguarda e convergência de massa na vanguarda do sistema, que é mais pronunciado na região da LI do que em seu entorno. Algo que se nota nesses horários também é a formação de uma outra célula convectiva à frente da linha, que possui as mesmas características descritas.

Nota-se que às 2040 UTC nas áreas próximas da Serra do Mar, entre aproximadamente 49°W e 46°W, há uma desintensificação das anomalias de T'_{2m} negativas, indicando a propagação do sistema para noroeste. No entanto, nota-se que em todo o período da simulação sempre há anomalias de temperatura negativas nas áreas onde a diferença de topografia é mais acentuada, o que não significa que há uma piscina de ar frio nessas regiões. Por isso é essencial a análise desse campo com os demais apresentados.

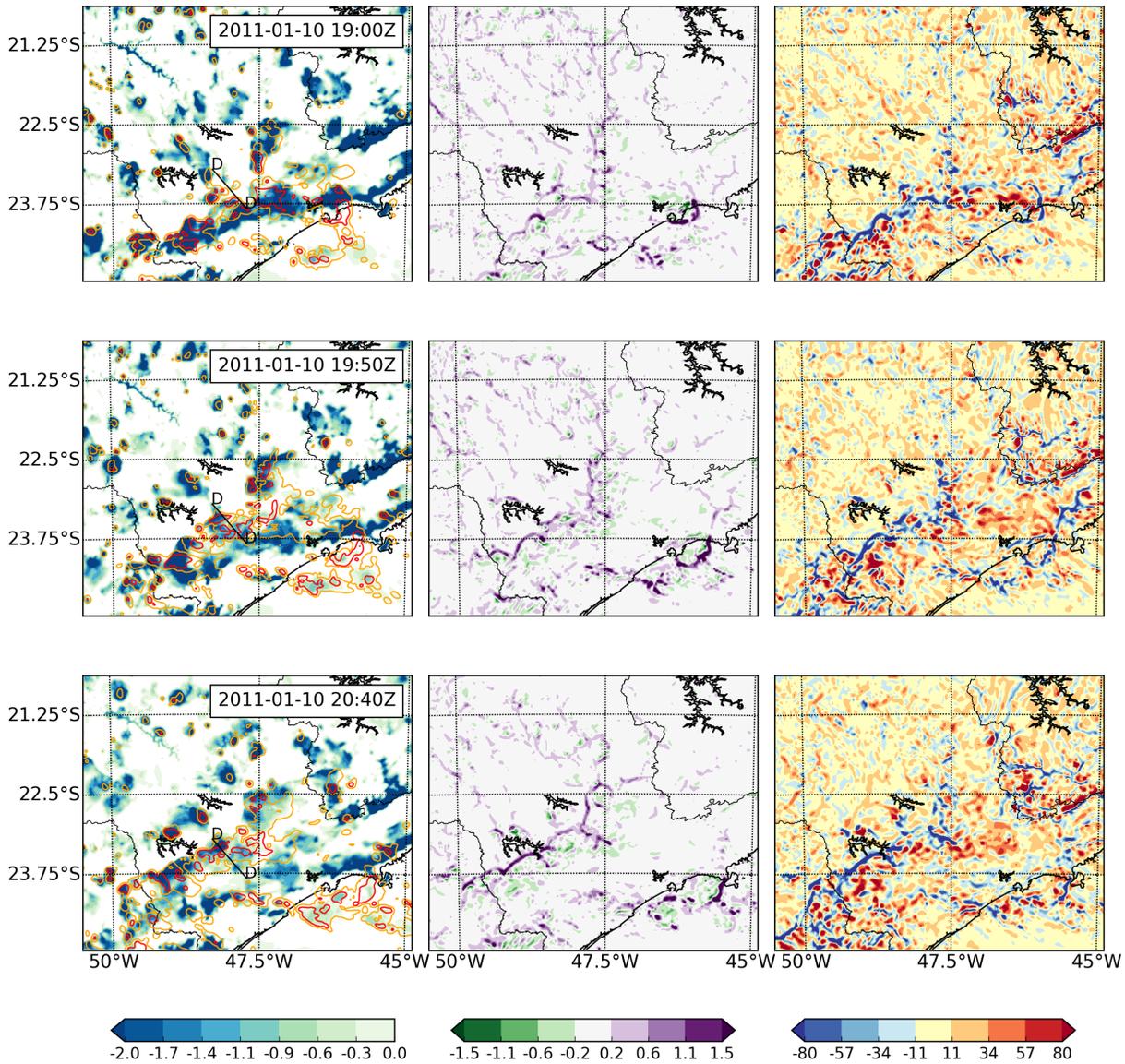


Figura 3.40: A coluna da esquerda representa a anomalia da temperatura em $^{\circ}\text{C}$ a 2 metros (sombreado) (T'_{2m}) e taxa de precipitação em mm hora^{-1} que excede 1 e 20 mm hora^{-1} em contornos laranja e vermelho, respectivamente; a coluna do meio apresenta a velocidade vertical a 1,2 km de altura em m s^{-1} ; a coluna da direita indica a divergência calculada a 1,2 km de altura (10^{-5} s^{-1}). Esses campos são representados para o dia 10/01/2011 às 1900 UTC, 1950 UTC e 2040 UTC.

Um corte vertical em DD', conforme mostrado na Figura 3.40, é realizado para uma maior compreensão do sistema (Figura 3.41). Esse corte realizado às 1920 UTC do dia 10 revela um grande desenvolvimento vertical, estendendo-se até próximo da tropopausa, e valores de conteúdo de hidrometeoros precipitantes ultrapassando 6 g kg^{-1} . Acima de 4 km a maior parte está relacionada com a produção de graupel, com um máximo próximo

de 6 km de altura. Os altos valores de Q estão associados à liberação de calor latente no sistema, que aquece as parcelas de ar e aumenta a velocidade vertical no interior do sistema.

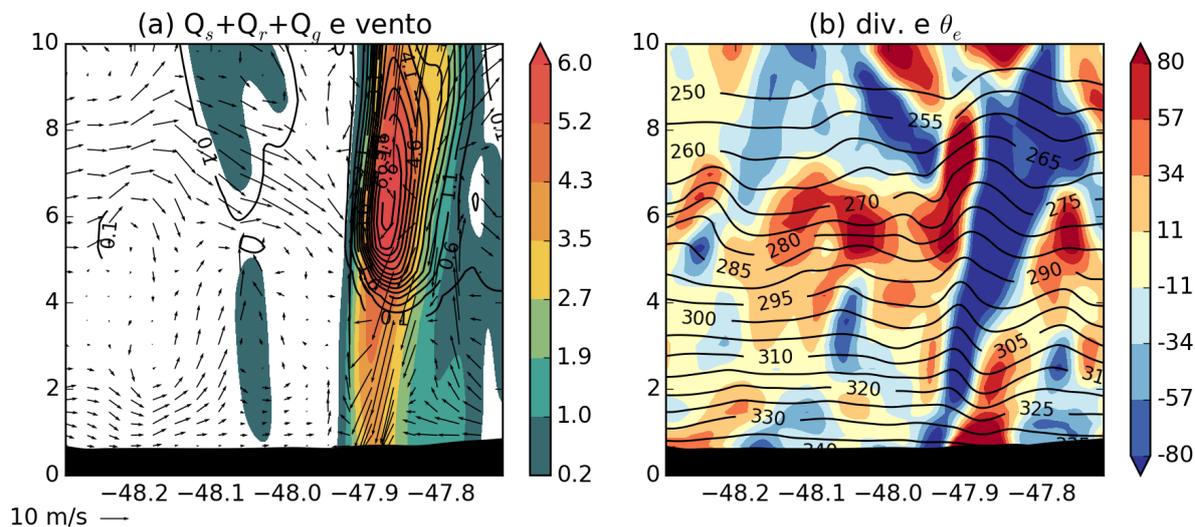


Figura 3.41: Corte vertical DD' entre $23,21^\circ\text{S}/48,29^\circ\text{W}$ e $23,83^\circ\text{S}/47,72^\circ\text{W}$ às 1920 UTC do dia 10/01/2011. O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km (a) Conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg^{-1} de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores); (b) Divergência horizontal de massa (10^{-5} s^{-1}) e temperatura potencial equivalente (θ_e) em K.

O aquecimento pode ser identificado também na Figura 3.41b, onde há uma camada de temperatura potencial equivalente maior do que o entorno em aproximadamente $47,9^\circ\text{W}$. Na retaguarda do sistema os movimentos descendentes acima de 3 m s^{-1} se formam, deixando o ar mais seco e frio com relação ao seu entorno e formando uma área de divergência próximo à superfície (Figura 3.41b) e de convergência de massa à frente, com uma inclinação para sudeste.

Às 1930 UTC (Figura 3.42) nota-se que os movimentos verticais descendentes foram responsáveis por formarem uma nova célula à frente em $48,1^\circ\text{W}$, enquanto que há uma desintensificação daquela que se localiza em $47,9^\circ\text{W}$. Há uma intensificação da divergência em baixos níveis que ultrapassa $8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ e a umidade diminui, conforme evidenciado pelo campo de θ_e . Em $48,1^\circ\text{W}$ há a formação de uma nova célula convectiva onde, apesar de haver movimentos verticais ascendentes, o padrão de convergência ainda não é bem caracterizado como no caso anterior, indicando uma célula em desenvolvimento.

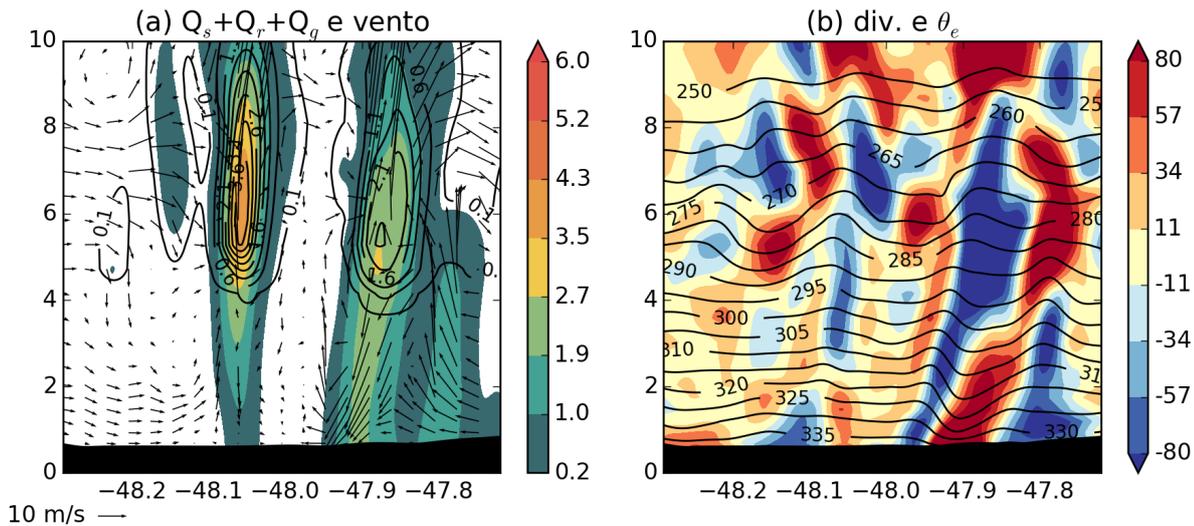


Figura 3.42: Corte vertical DD' entre $23,21^{\circ}\text{S}/48,29^{\circ}\text{W}$ e $23,83^{\circ}\text{S}/47,72^{\circ}\text{W}$ às 1930 UTC do dia 10/01/2011. O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km (a) Conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg^{-1} de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores); (b) Divergência horizontal de massa (10^{-5} s^{-1}) e temperatura potencial equivalente (θ_e) em K.

Conforme o sistema se desloca para noroeste, há uma intensificação da célula que se localiza em $48,1^{\circ}\text{W}$, enquanto aquela que se localizava em $47,9^{\circ}\text{W}$ continua se desintensificando (Figura 3.43). Nota-se que a convergência horizontal do vento em baixos níveis, que se estende até próximo de 8 km, e a divergência na retaguarda, que se concentra nos primeiros 2 km de altura, é de grande importância para manter as correntes ascendentes e a propagação do sistema.

Nas horas seguintes o sistema continua avançando para noroeste (Figura 3.44), chegando próximo de $22,5^{\circ}\text{S}$ às 2220 UTC do dia 10. Nota-se que há uma intensificação das correntes descendentes no sistema à frente da LI nesse horário, e conseqüentemente a divergência de massa também se intensifica. A partir desse momento, e mais claramente às 2300 UTC, nota-se que a linha começa a se desintensificar, diminuindo a intensidade da piscina de ar frio e dos movimentos verticais na vanguarda do sistema.

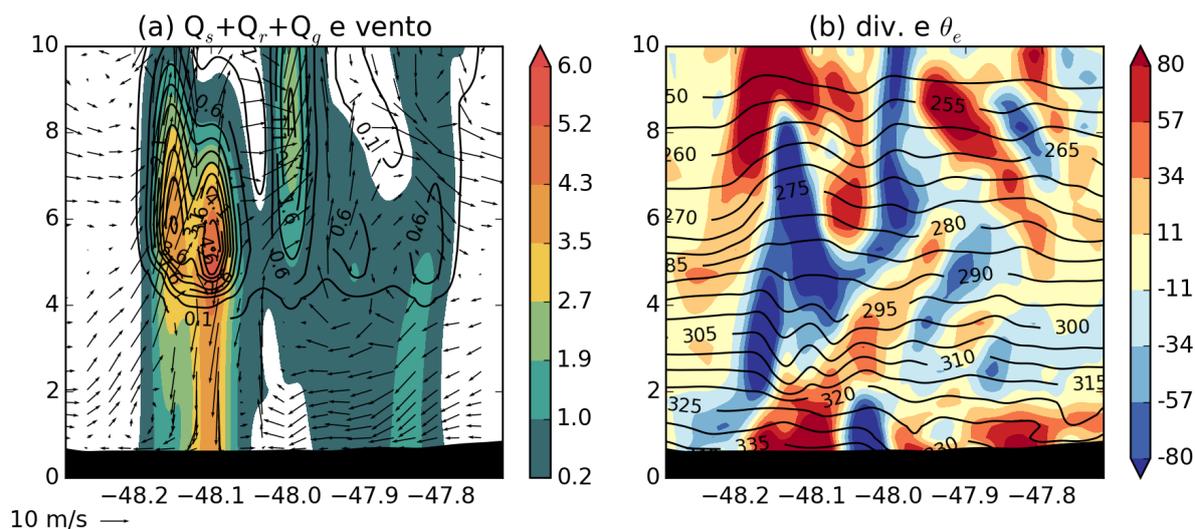


Figura 3.43: Corte vertical DD' entre $23,21^\circ\text{S}/48,29^\circ\text{W}$ e $23,83^\circ\text{S}/47,72^\circ\text{W}$ às 2000 UTC do dia 10/01/2011. O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km (a) Conteúdo total de hidrometeoros (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg^{-1} de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores); (b) Divergência horizontal de massa (10^{-5} s^{-1}) e temperatura potencial equivalente (θ_e) em K.

Às 2350 UTC do dia 10 (Figura 3.45) nota-se que o sistema que havia se formado à frente da linha de instabilidade continua se propagando para noroeste. Além disso, em aproximadamente $22,5^\circ\text{S}/47,5^\circ\text{W}$ o pulso da linha de instabilidade parece instabilizar essa região, gerando uma piscina de ar frio mais intensa, com maiores taxas de precipitação, e movimentos verticais ascendentes na vanguarda. Nesse momento nota-se a propagação de dois sistemas, ambos para noroeste, porém o que está mais a oeste, em aproximadamente $22,5^\circ\text{S}/49^\circ\text{W}$ se encontra à frente do outro que se localiza em $22,5^\circ\text{S}/47,5^\circ\text{W}$. A partir de 0040 UTC do dia 11, nota-se que há uma desintensificação dos sistemas, com uma diminuição das áreas de precipitação mais intensa, e conseqüentemente da intensidade da piscina de ar frio.

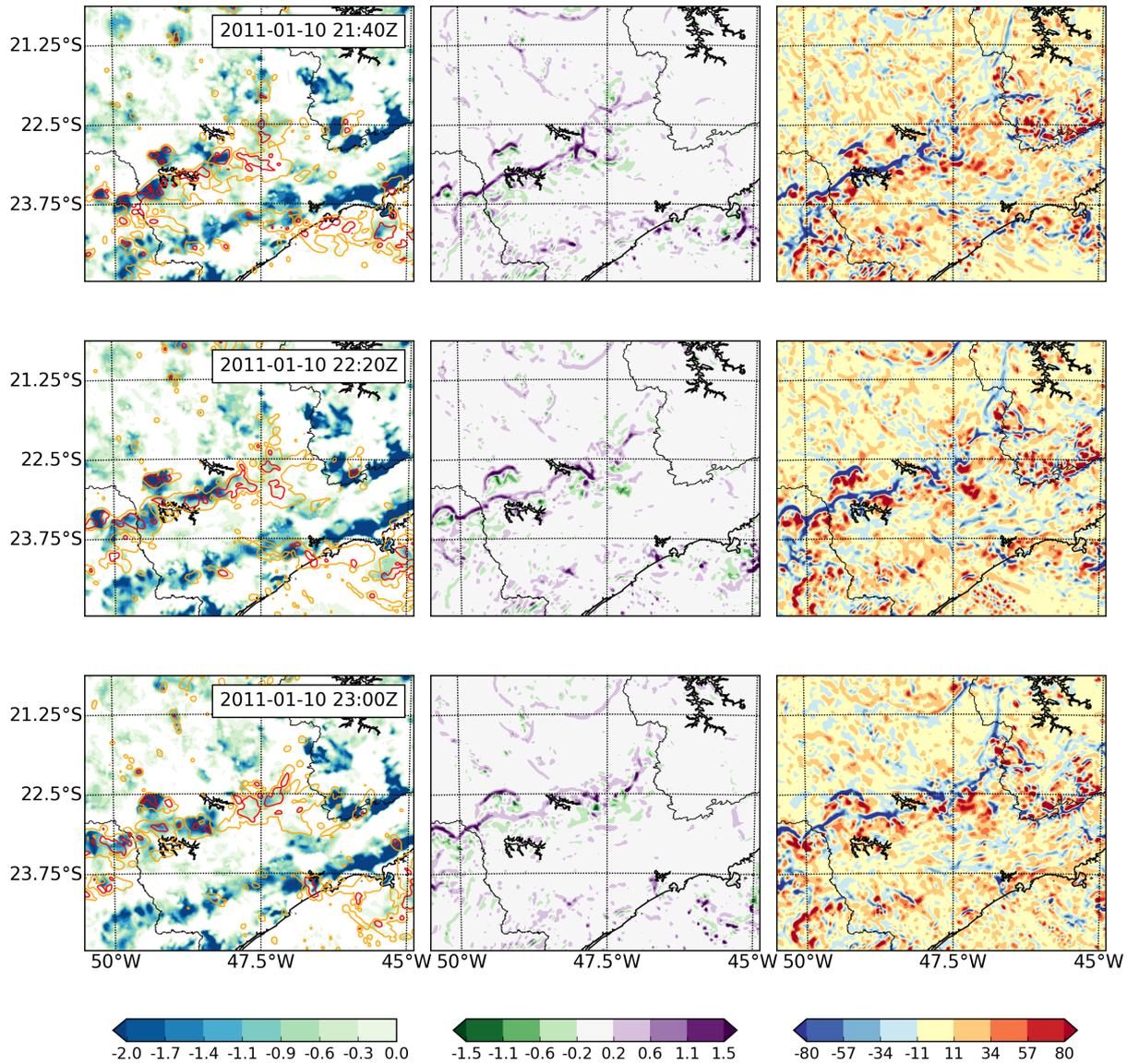


Figura 3.44: A coluna da esquerda representa a anomalia da temperatura em $^{\circ}\text{C}$ a 2 metros (sombreado) (T'_{2m}) e taxa de precipitação em mm hora^{-1} que excede 1 e 20 mm hora^{-1} em contornos laranja e vermelho, respectivamente; a coluna do meio apresenta a velocidade vertical a 1,2 km de altura em m s^{-1} ; a coluna da direita indica a divergência calculada a 1,2 km de altura (10^{-5} s^{-1}). Esses campos são representados para o dia 10/01/2011 às 2140 UTC, 2220 UTC e 2300 UTC.

O corte EE', conforme mostrado na Figura 3.45, mostra com mais detalhes as características do sistema no momento em que ele começa a se desintensificar (Figura 3.46). Às 0130 UTC do dia 11, o sistema ainda apresenta grande desenvolvimento vertical, com maior concentração de hidrometeoros entre 4 e 10 km de altura, grande parte devido à formação de graupel. A convergência de massa se mantém em baixos níveis estendendo-se

até próximo de 10 km na vertical.

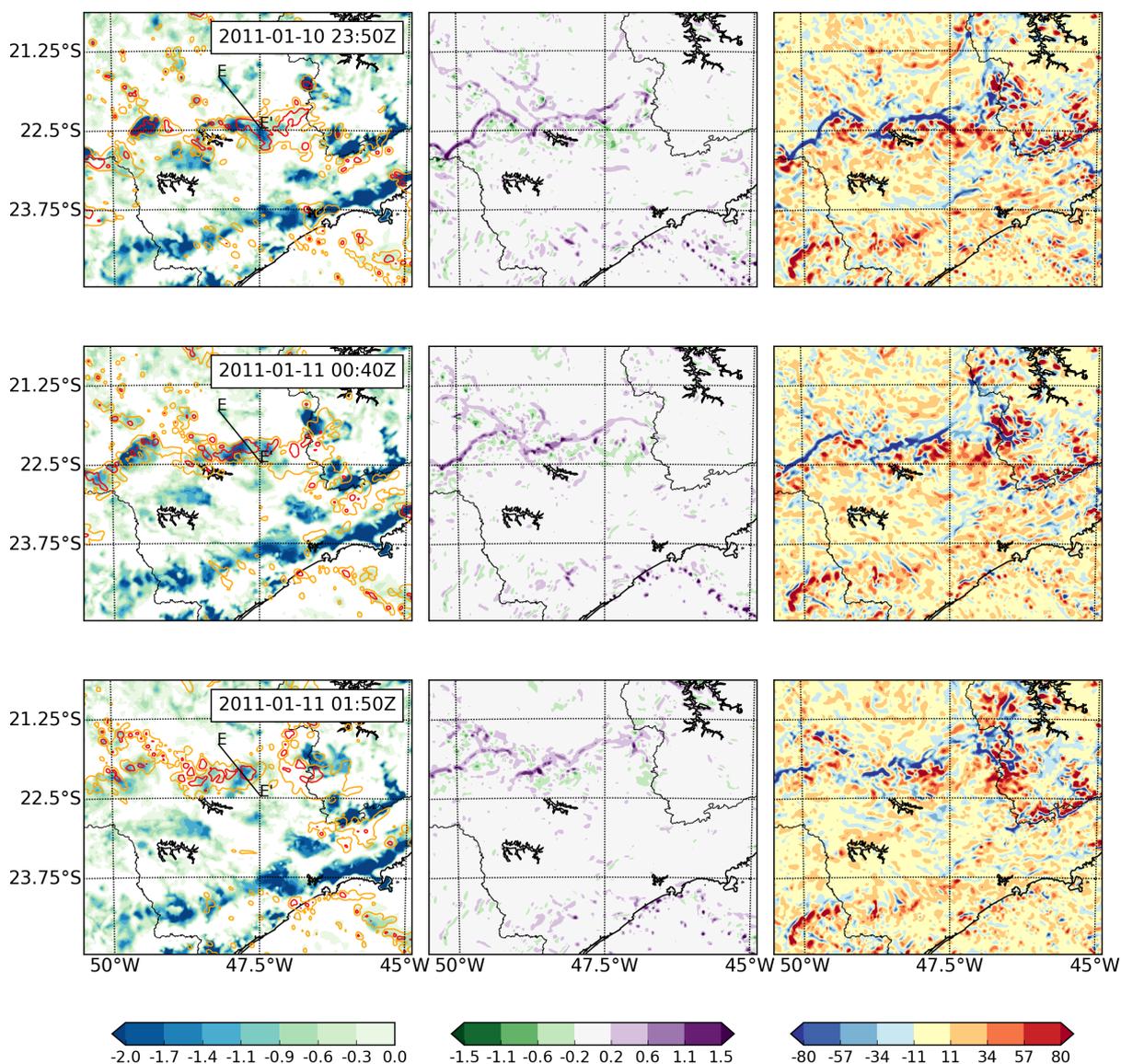


Figura 3.45: A coluna da esquerda representa a anomalia da temperatura em $^{\circ}\text{C}$ a 2 metros (sombreado) (T'_{2m}) e taxa de precipitação em mm hora^{-1} que excede 1 e 20 mm hora^{-1} em contornos laranja e vermelho, respectivamente; a coluna do meio apresenta a velocidade vertical a 1,2 km de altura em m s^{-1} ; a coluna da direita indica a divergência calculada a 1,2 km de altura (10^{-5} s^{-1}). Esses campos são representados para o dia 10/01/2011 às 2350 UTC o dia 11/01/2011 às 0040 UTC, 0150 UTC.

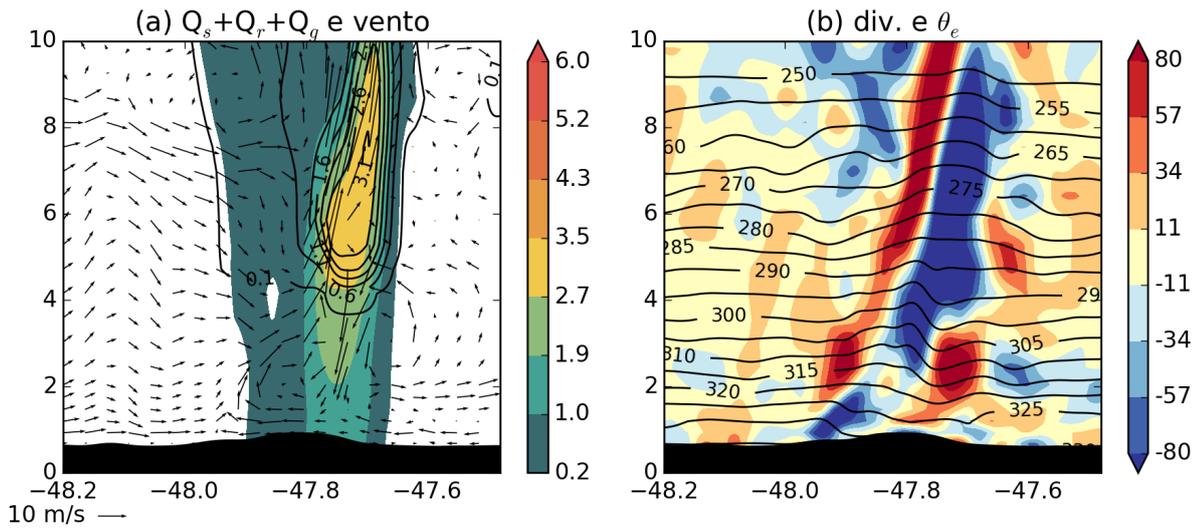


Figura 3.46: Corte vertical EE' entre $21,65^\circ\text{S}/48,20^\circ\text{W}$ e $22,48^\circ\text{S}/47,48^\circ\text{W}$ às 0130 UTC do dia 10/01/2011. O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km (a) Conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg^{-1} de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores); (b) Divergência horizontal de massa (10^{-5} s^{-1}) e temperatura potencial equivalente (θ_e) em K.

Nota-se que à 0150 UTC do dia 11 (Figura 3.47) há diminuição da intensidade da convergência e da divergência ao longo da seção vertical, apesar da presença de correntes ascendentes. A diminuição do conteúdo de hidrometeoros para próximo de 1 g kg^{-1} provoca uma menor liberação de calor latente, e conseqüentemente menores velocidades verticais ascendentes e descendentes, que culminam em uma desintensificação da convergência em superfície, como no restante da simulação.

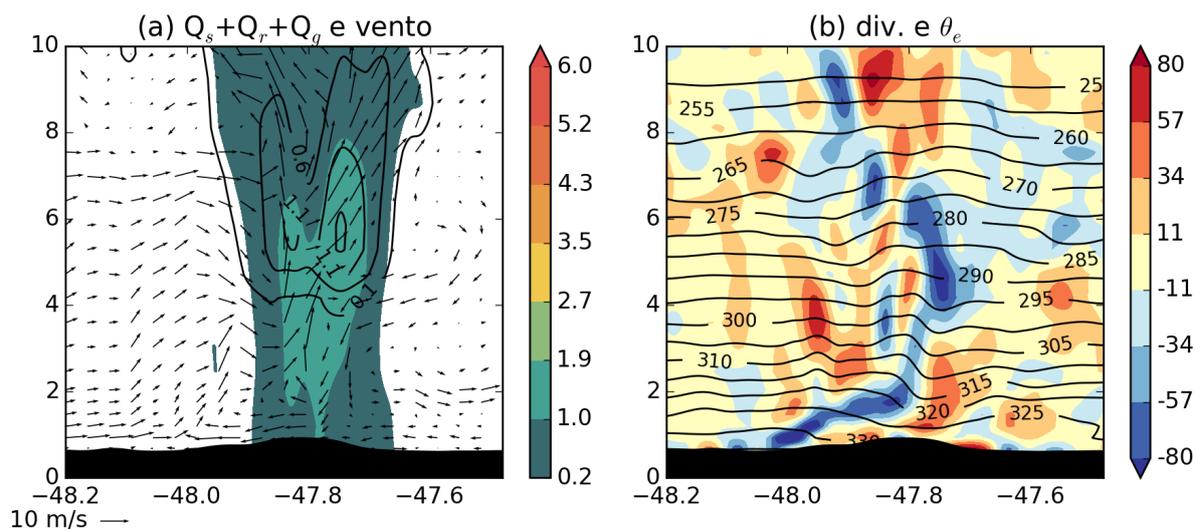


Figura 3.47: Corte vertical EE' entre $21,65^{\circ}\text{S}/48,20^{\circ}\text{W}$ e $22,48^{\circ}\text{S}/47,48^{\circ}\text{W}$ às 0150 UTC do dia 10/01/2011. O eixo x se refere a longitude em graus, enquanto que o eixo y é a altura em km (a) Conteúdo total de hidrometeoros precipitantes (Q), dado pela soma da razão de mistura em g kg^{-1} de neve (Q_s), chuva (Q_r) e graupel (Q_g) (sombreado), razão de mistura das espécies de gelo (contornos) e vento paralelo ao corte vertical (vetores); (b) Divergência horizontal de massa (10^{-5} s^{-1}) e temperatura potencial equivalente (θ_e) em K.

Nas horas seguintes (Figura 3.48) há uma maior desinteseificação do sistema que se localizava a oeste, diminuindo o seu sinal nos campos de T'_{2m} , velocidade vertical do vento e divergência de massa. Nota-se ainda a propagação lenta do sistema em $22^{\circ}\text{S}/48^{\circ}\text{W}$ às 0220 UTC do dia 11, com taxas mais elevadas de precipitação. Às 0400 UTC do dia 11 há uma diminuição da área de precipitação acima de 20 mm hora^{-1} quando comparado com a área de precipitação acima de 1 mm hora^{-1} . Esse fato associado à diminuição da intensidade da piscina de ar frio e do sinal da LI nos campos de w e divergência de massa, indicam a formação de uma área de precipitação estratiforme nesses horários. A formação de precipitação mais fraca e estratiforme nas áreas próximas do litoral também é identificada nessas figuras, onde os sinais de velocidade do vento e divergência de massa não são suficientes para indicar a formação de um sistema de grande desenvolvimento vertical.

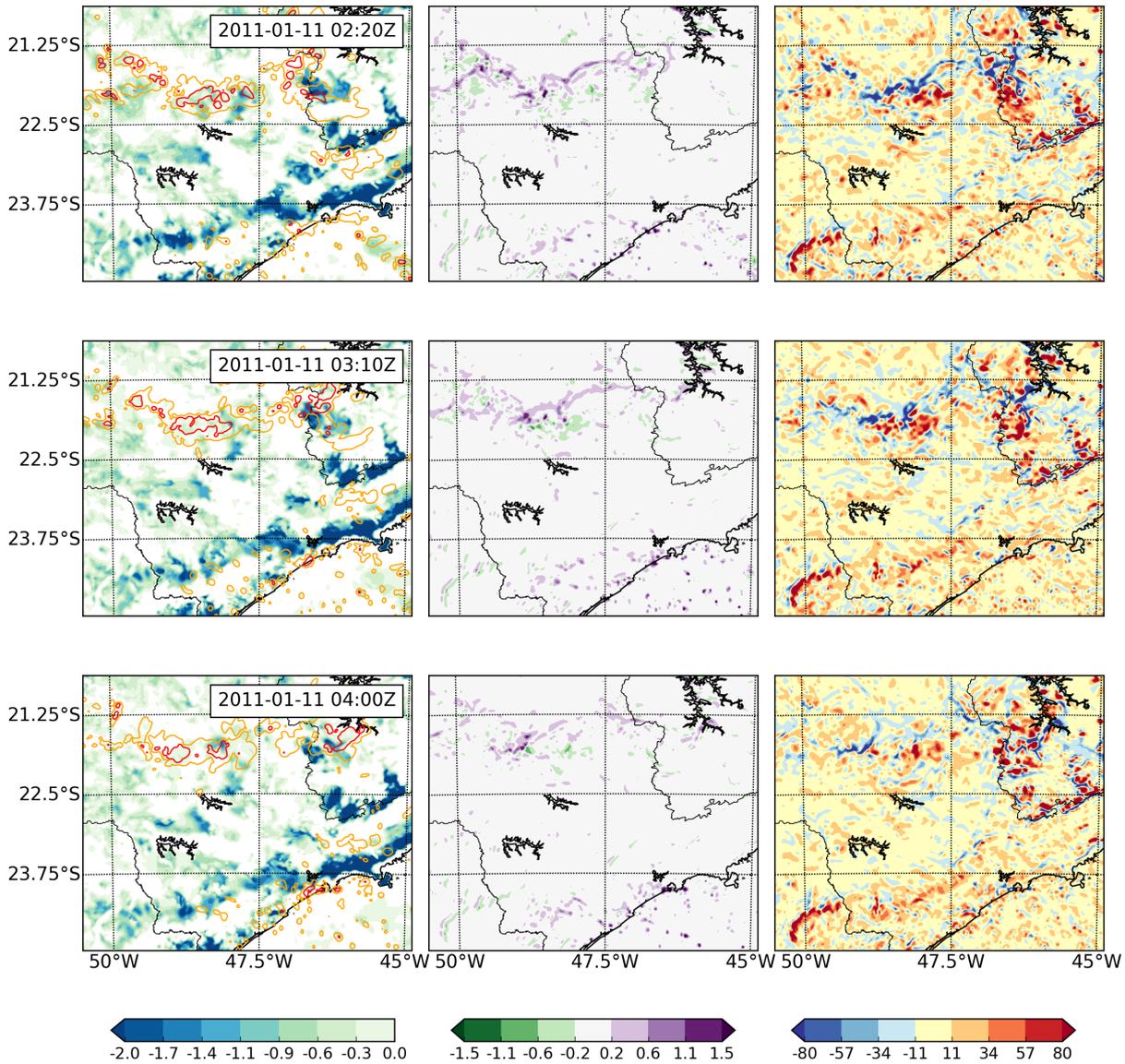


Figura 3.48: A coluna da esquerda representa a anomalia da temperatura em °C a 2 metros (sombreado) (T'_{2m}) e taxa de precipitação em mm hora⁻¹ que excede 1 e 20 mm hora⁻¹ em contornos laranja e vermelho, respectivamente; a coluna do meio apresenta a velocidade vertical a 1,2 km de altura em m s⁻¹; a coluna da direita indica a divergência calculada a 1,2 km de altura (10⁻⁵ s⁻¹). Esses campos são representados para o dia 11/01/2011 às 0220 UTC, 0310 UTC, 0400 UTC.

Considerações Finais

4.1 Conclusões

Esse trabalho mostrou as razões físicas que levam à ocorrência de convecção vigorosa e persistente no Estado de São Paulo, para o caso entre 10 e 11 de janeiro de 2011. Avaliou-se a habilidade do modelo WRF em simular o evento em questão e a técnica de *nudging* observacional.

As análises sinóticas revelaram a formação de um ciclone próximo do litoral de São Paulo. A convergência de umidade atuou no desenvolvimento de precipitação na região da Serra do Mar e na propagação de uma linha de instabilidade para o interior do Estado, em direção perpendicular ao escoamento de grande escala em baixos níveis.

As simulações com o WRF mostraram coerência na reprodução dos principais sistemas observados nesses dias. No entanto, mesmo com o *nudging* ativado, notou-se uma diferença de fase no início da precipitação pelas simulações que têm início às 1500 UTC do dia 10, enquanto as estimativas de satélite e radar mostram esse início próximo de 1800 UTC. Mostrou-se que essa diferença de fase está associada ao deslocamento para sul do ciclone que se formou próximo ao litoral nas simulações, alterando assim a fase da precipitação. Sendo esse o caso, o fato de não haver alterações a assimilação de dados é explicado, uma vez que apenas os dados de superfície no continente foram inseridos no modelo, sem dados próximos ao oceano. A utilização de observações de satélite, como SATOBs, que estimam a velocidade do vento por meio do deslocamento das nuvens em diversos níveis troposféricos, pode corrigir essa fase, hipótese a ser testada em trabalhos futuros.

A assimilação de dados de estações de superfície mostrou que há uma melhor simulação da propagação e desenvolvimento da linha de instabilidade. A utilização de vento com

maior intensidade no parâmetro que controla a intensidade de *nudging* mostrou-se mais eficiente na simulação da LI, além de apresentar redução no erro com relação às estações do INMET. A assimilação de temperatura mostrou grande impacto na evolução da simulação, ajustando os campos de temperatura próximo à superfície, ao observado de forma perceptível. Porém, a geração de gradientes mais intensos resultaram em uma deteriorização na simulação de alguns campos, como vento e a pressão próximo à superfície. No entanto, apenas com a assimilação de temperatura, a precipitação que acontece na Serra do Mar às 2300 UTC do dia 10, próximo ao Vale do Paraíba, é melhor reproduzida, o que mostra a importância da simulação adequada dos campos de temperatura em regiões de topografia complexa para a reprodução de sistemas precipitantes.

O transporte de umidade revelou que grande parte da umidade que sustentou o sistema no continente vem de norte, ou seja, da região Amazônica e se concentra nos baixos níveis da atmosfera. No entanto, a formação do ciclone injeta umidade de sul na região de estudo, tornando-se até mesmo mais importante que a contribuição de norte próximo de 2300 UTC do dia 10. Há, portanto, indução do desenvolvimento de uma região de convergência de massa em baixos níveis, formando a LI que se propaga para o interior do Estado. O ar rico em umidade que ascende na região de convergência condensa liberando calor latente. As correntes descendentes se formam com a precipitação, formando piscinas de ar frio onde o ar diverge na retaguarda da linha de convergência e fornece ao sistema um mecanismo de propagação de longa duração (Figura 4.1). Dessa forma, a LI se propaga para o interior do continente, com retroalimentação da convecção profunda.

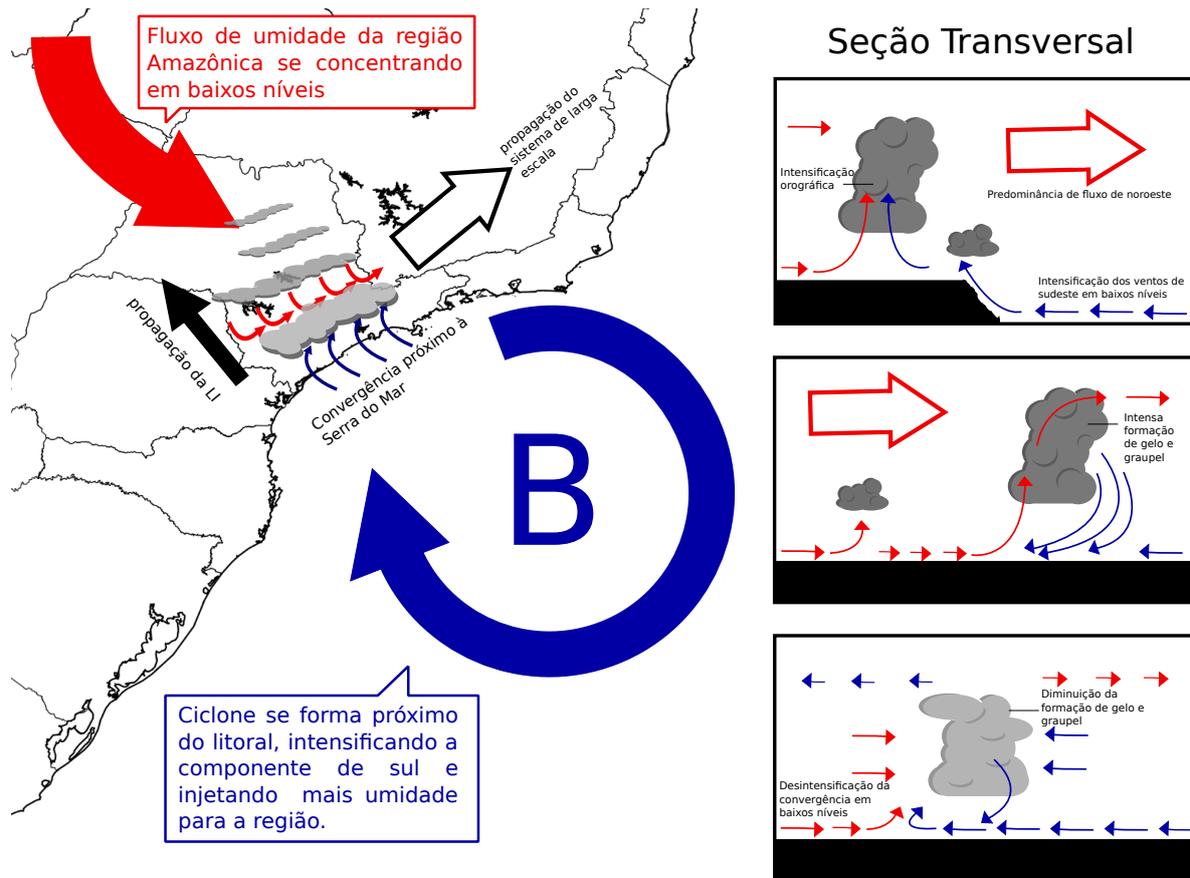


Figura 4.1: Diagrama conceitual com os principais elementos de escala sinótica e mesoescala do evento estudado.

4.2 Sugestão de trabalhos futuros

Os resultados obtidos no presente trabalho indicam que a utilização de assimilação de dados, quando realizada de forma adequada, traz melhores simulações com o modelo WRF para o caso estudado. Para uma melhor compreensão da influência do *nudging* observacional, sugere-se a utilização de dados em outros níveis atmosféricos como sondagens e estimativas de vento por satélite na tentativa de corrigir a fase do sistema simulado. Além disso, outras técnicas como o 3DVAR e 4DVAR podem ser empregadas para comparar os resultados obtidos nesse estudo.

Outra questão de interesse, diz respeito ao horário do dia em que se registram os maiores índices de precipitação em mm h^{-1} (a partir de 2300 UTC do dia 10 de janeiro de 2011). Na sondagem vertical da atmosfera, realizada à 0000 UTC a partir do Aeródromo de Campo de Marte, observa-se CAPE de 1900 J kg^{-1} . Este valor de CAPE, para uma sondagem

noturna, revela que há mecanismos associados ao transporte de umidade importantes e não muito comuns para o horário na região de precipitação intensa (próxima à faixa leste do Estado de São Paulo). Para uma análise mais precisa dessa situação, sugere-se que o aninhamento de grade nas simulações WRF inclua uma grade de 1 km de espaçamento entre pontos de grade em trabalhos futuros.

Referências Bibliográficas

- Anthes R., Numerical prediction of severe storms-Certainty, possibility, or dream, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1976, vol. 57, p. 423
- Barker D., Huang W., Guo Y.-R., Bourgeois A., A three-dimensional variational (3DVAR) data assimilation system for use with MM5, *NCAR Tech Note*, 2003, vol. 68
- Bender A., Eventos de tempo severo associados às linhas de instabilidade sobre o estado de São Paulo, Universidade de São Paulo, 2012, Dissertação de mestrado
- Bergeron T., The Problem of Artificial Control of Rainfall on the Globe1: II. The Coastal Orographic Maxima of Precipitation in Autumn and Winter, *Tellus*, 1949, vol. 1, p. 15
- Blanco C. M. R., Processos de Intensificação Orográfica da Precipitação na Serra do Mar em São Paulo, Universidade de São Paulo, 1999, Dissertação de mestrado
- Bluestein H. B., *Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Volume II. Observations and theory of weather systems*. New York, NY (United States); Oxford University Press, 1993
- Bluestein H. B., Jain M. H., Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1985, vol. 42, p. 1711
- Böing S. J., Jonker H. J., Siebesma A. P., Grabowski W. W., Influence of the subcloud layer on the development of a deep convective ensemble, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2012, vol. 69, p. 2682

- Bolton D., The computation of equivalent potential temperature, *Monthly Weather Review*, 1980, vol. 108, p. 1046
- Carvalho L. M., Jones C., Liebmann B., Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone, *Journal of Climate*, 2002, vol. 15, p. 2377
- Charba J., Application of gravity current model to analysis of squall-line gust front, *Monthly Weather Review*, 1974, vol. 102, p. 140
- Charney J., Halem M., Jastrow R., Use of incomplete historical data to infer the present state of the atmosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1969, vol. 26, p. 1160
- Charney J. G., Fjörtoft R., Von Neumann J., Numerical integration of the barotropic vorticity equation, *Tellus A*, 1950, vol. 2
- Chen F., Dudhia J., Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity, *Monthly Weather Review*, 2001, vol. 129, p. 569
- Chen T.-C., Global water vapor flux and maintenance during FGGE, *Monthly Weather Review*, 1985, vol. 113, p. 1801
- Cotton W. R., Anthes R. A., *Storm and Cloud Dynamics*. Academic press, 1989
- Cressman G. P., An operational objective analysis system, *Monthly Weather Review*, 1959, vol. 87, p. 367
- Crook N. A., Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields, *Monthly Weather Review*, 1996, vol. 124, p. 1767
- Doswell III C. A., Brooks H. E., Maddox R. A., Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology, *Weather and Forecasting*, 1996, vol. 11, p. 560
- Drumond A., Nieto R., Gimeno L., Ambrizzi T., A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 2008, vol. 113

- Dudhia J., Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1989, vol. 46, p. 3077
- Evensen G., Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics, 1994
- Fan Y., Van den Dool H., A global monthly land surface air temperature analysis for 1948–present, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 2008, vol. 113
- Feng Z., Hagos S., Rowe A. K., Burleyson C. D., Martini M. N., Szoeke S. P., Mechanisms of convective cloud organization by cold pools over tropical warm ocean during the AMIE/DYNAMO field campaign, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2015
- Fovell R. G., Tan P.-H., The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part II: The convective cell life cycle and cell regeneration, *Monthly Weather Review*, 1998, vol. 126, p. 551
- Freitas E. D. d., Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes, Universidade de São Paulo, 2003, Tese de Doutorado
- Fujita T. T., Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1981, vol. 38, p. 1511
- Gan M. A., Rao V. B., Surface cyclogenesis over South America, *Monthly Weather Review*, 1991, vol. 119, p. 1293
- Hallak R., Pereira Filho A., Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2011, vol. 26, p. 591
- Hallak R., Pereira Filho A. J., Gandú A. W., Barros M., Simulação numérica de precipitação intensa na Região Metropolitana de São Paulo com o modelo de mesoescala ARPS. In *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza, CE , 2004
- Haltiner G. J., Williams R. T., *Numerical prediction and dynamic meteorology*. vol. 2, Wiley New York, 1980

- Harms D. E., Raman S., Madala R. V., An examination of four-dimensional data-assimilation techniques for numerical weather prediction, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1992, vol. 73, p. 425
- Held G., Gomes A. M., Naccarato K. P., Estrutura e comportamento de tempestades supercélulas no Estado de São Paulo, Brasil. In *Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Belém, PA , 2010, p. 1
- Hobbs P. V., Houze Jr R. A., Matejka T. J., The dynamical and microphysical structure of an occluded frontal system and its modification by orography, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1975, vol. 32, p. 1542
- Hong S.-Y., Noh Y., Dudhia J., A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes, *Monthly Weather Review*, 2006, vol. 134, p. 2318
- Houze R. A., Mesoscale convective systems, *Reviews of Geophysics*, 2004, vol. 42
- Hu X.-M., Nielsen-Gammon J. W., Zhang F., Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2010, vol. 49, p. 1831
- Johnson R. H., Mapes B. E., , 2001 in Doswell III C. A., ed., , Vol. 28, *Severe Convective Storms*. American Meteorological Society Oklahoma pp 71–122
- Jonassen M. O., Ólafsson H., Ágústsson H., Rögnvaldsson Ó., Reuder J., Improving high-resolution numerical weather simulations by assimilating data from an unmanned aerial system, *Monthly Weather Review*, 2012, vol. 140, p. 3734
- Joyce R. J., Janowiak J. E., Arkin P. A., Xie P., CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution, *Journal of Hydrometeorology*, 2004, vol. 5, p. 487
- Kain J. S., The Kain-Fritsch convective parameterization: an update, *Journal of Applied Meteorology*, 2004, vol. 43, p. 170
- Kalnay E., *Atmospheric modeling, data assimilation, and predictability*. Cambridge university press, 2003

- Klemp J. B., Wilhelmson R. B., The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1978, vol. 35, p. 1070
- Lewis J. M., Derber J. C., The use of adjoint equations to solve a variational adjustment problem with advective constraints, *Tellus A*, 1985, vol. 37
- Lima K. C., Fernandez J. P. R., Satyamurty P., Chuvas intensas no Sudeste do Brasil: influência das anomalias de temperatura da superfície do mar e da topografia. In *Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Belém, PA , 2010, p. 309
- Lin Y.-L., Farley R. D., Orville H. D., Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 1983, vol. 22, p. 1065
- Lorenç A. C., Analysis methods for numerical weather prediction, *Royal Meteorological Society, Quarterly Journal*, 1986, vol. 112, p. 1177
- Ludlam F. H., *Clouds and storms: The behavior and effect of water in the atmosphere*. Pennsylvania State University Press, 1980
- Mills G., Colquhoun J., Objective prediction of severe thunderstorm environments: Preliminary results linking a decision tree with an operational regional NWP model, *Weather and Forecasting*, 1998, vol. 13, p. 1078
- Mlawer E. J., Taubman S. J., Brown P. D., Iacono M. J., Clough S. A., Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 1997, vol. 102, p. 16663
- Newton C. W., Structure and mechanism of the prefrontal squall line, *Journal of meteorology*, 1950, vol. 7, p. 210
- Orlanski I., A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1975, vol. 56, p. 527
- Otte T. L., The impact of nudging in the meteorological model for retrospective air quality simulations. Part I: Evaluation against national observation networks, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2008, vol. 47, p. 1853

- Pandya R. E., The influence of convectively generated thermal forcing on the mesoscale circulation around squall lines, University of Washington, 1996, Tese de Doutorado
- Pereira Filho A., Radar measurements of tropical summer convection: urban feedback on flash floods. In 29th International Conference on Radar Meteorology, Montreal, Quebec. Boston, Massachusetts: American Meteorological Society , 1999, p. 939
- Pereira Filho A., Haas R., Ambrizzi T., Caracterização de eventos de enchentes na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala. In Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu, PR , vol. 12, 2002
- Pereira Filho A. J., Carbone R. E., Janowiak J. E., Arkin P., Joyce R., Hallak R., Ramos C. G., Satellite rainfall estimates over South America—possible applicability to the water management of large Watersheds¹, *Journal of the American Water Resources Association*, 2010, pp 344–360
- Pereira Filho A. J., Hallak R., Vemado F., Evaluation of a Hydrometeorological Forecast System for the Metropolitan Area of São Paulo. In WMO Symposium on Nowcasting, Toronto, Canadá , 2009
- Prado L. F., Pereira Filho A. J., Hallak R., Lobo G. A., Climatologia da precipitação no estado de São Paulo no período de 1947 a 1997. In Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, SC , 2006
- Quadro M. F. L., Estudo de vórtices ciclônicos de mesoescala associados à zona de convergência do Atlântico Sul, Universidade de São Paulo, 2012, Tese de Doutorado
- Quadro M. F. L., Dias M. A. F. S., Herdies D. L., de Gonçalves L. G. G., Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2011, vol. 27
- Raymond D. J., A model for predicting the movement of continuously propagating convective storms, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1975, vol. 32, p. 1308
- Reen B. P., Data Assimilation Strategies and Land-Surface Heterogeneity Effects in the Planetary Boundary Layer, The Pennsylvania State University, 2007, Tese de Doutorado

- Reen B. P., Stauffer D. R., Data assimilation strategies in the planetary boundary layer, *Boundary-layer meteorology*, 2010, vol. 137, p. 237
- Rocha A. M. G. C., Gandu A. W., A Zona de Convergência do Atlântico Sul, *Climanálise*, São José dos Campos (SP), 1996, vol. Esp., p. 140
- Rotunno R., Klemp J. B., Weisman M. L., A theory for strong, long-lived squall lines, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1988, vol. 45, p. 463
- Ruggiero F. H., Sashegyi K. D., Madala R. V., Raman S., The use of surface observations in four-dimensional data assimilation using a mesoscale model, *Monthly Weather Review*, 1996, vol. 124, p. 1018
- Sales F. H., Pereira Filho A. J., Study of a Long-Lived Symmetric Squall Line in Southeast Brazil, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2005, vol. 20, p. 421
- Santos Silva F. D., Pereira Filho A., Hallak R., Classificação de sistemas meteorológicos e comparação da precipitação estimada pelo radar e medida pela rede telemétrica na bacia hidrográfica do alto do tietê, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2009, vol. 24, p. 292
- Satyamurty P., Ferreira C. D. C., Gan M. A., Cyclonic vortices over South America, *Tellus A*, 1990, vol. 42, p. 194
- Scolar J., Silva Dias M. A. F., Linhas de instabilidade pré-frontais e sua dependência de condições sinóticas. In II Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais , vol. 4, 1982, p. 88
- Silva Dias M. A., Machado A. J., The role of local circulations in summertime convective development and nocturnal fog in São Paulo, Brazil, *Boundary-Layer Meteorology*, 1997, vol. 82, p. 135
- Silva Dias M. A., Vidale P. L., Blanco C. M., Case study and numerical simulation of the summer regional circulation in São Paulo, Brazil, *Boundary-Layer Meteorology*, 1995, vol. 74, p. 371
- Silva Dias M. A. F., Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 1987, vol. 2, p. 133

- Silva Dias M. A. F., Thunderstorm dynamics in a scale interaction, *Ciência e Natura*, 2000, vol. Volume Especial, p. 55
- Silva Dias M. F., Betts A. K., Stevens D. E., A linear spectral model of tropical mesoscale systems: Sensitivity studies, *Journal of the atmospheric sciences*, 1984, vol. 41, p. 1704
- Silveira R. B., Silva Dias M. A. F., Análise dos ecos de radar de São Paulo durante o EM-III-diagnóstico de superfície e estudo da precipitação. In *Anais do VI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Salvador, Bahia , vol. 19, 1990, p. 738
- Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Barker D. M., Duda M. G., Huang X.-Y., Wang W., Powers J. G., , 2008 Technical report A description of the advanced research WRF version 3. DTIC Document
- Smith R. B., The influence of mountains on the atmosphere, *Advances in geophysics.*, 1979, vol. 21, p. 87
- Smolarkiewicz P. K., Rasmussen R. M., Clark T. L., On the dynamics of Hawaiian cloud bands: Island forcing, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1988, vol. 45, p. 1872
- Stauffer D. R., Seaman N. L., Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part I: Experiments with synoptic-scale data, *Monthly Weather Review*, 1990, vol. 118, p. 1250
- Stauffer D. R., Seaman N. L., Multiscale four-dimensional data assimilation, *Journal of Applied Meteorology*, 1994, vol. 33, p. 416
- Stauffer D. R., Seaman N. L., Binkowski F. S., Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model Part II: effects of data assimilation within the planetary boundary layer, *Monthly Weather Review*, 1991, vol. 119, p. 734
- Sugahara S., Rocha R., Rodrigues M. L., Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul. In *Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Belo Horizonte, Minas Gerais , vol. 8, 1994, p. 573
- Tompkins A. M., Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2001, vol. 58, p. 1650

-
- Velasco I., Fritsch J. M., Mesoscale convective complexes in the Americas, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 1987, vol. 92, p. 9591
- Walser A., Lüthi D., Schär C., Predictability of precipitation in a cloud-resolving model, *Monthly Weather Review*, 2004, vol. 132, p. 560
- Xu M., Liu Y., Davis C. A., Warner T. T., Sensitivity study on nudging parameters for a mesoscale FDDA system. In *Conference on Weather Analysis and Forecasting* , vol. 19, 2002, p. 127