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

FELIPE VEMADO

Análise da circulação de brisa marítima e seus
impactos sobre a precipitação na Região
Metropolitana de São Paulo por meio do modelo ARPS

SÃO PAULO
2012

FELIPE VEMADO

Análise da circulação de brisa marítima e seus impactos sobre a precipitação na Região Metropolitana de São Paulo por meio do modelo ARPS

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências Atmosféricas.

Orientador: Augusto José Pereira Filho

O original encontra-se disponível na unidade – versão corrigida

SÃO PAULO
2012

Dedico esse trabalho a minha vó Nena, que me acompanhou nessa jornada, desde o início da graduação até o término do trabalho de mestrado.

AGRADECIMENTOS

A minha vó, Valderez pela paciência e convívio e pela força dada desde o período da graduação até o término desse trabalho.

Aos meus pais, João e Antonia, por todo amor, compreensão, apoio e confiança por eles depositadas em mim.

Ao meu orientador, Augusto José Pereira Filho, por ter acreditado e pela confiança depositadas em mim, e por todo o apoio e oportunidades dados por ele.

Ao doutor Ricardo Hallak, pelos ensinamentos em modelagem, e por todo o apoio dado por ele durante a fase de realização da dissertação.

Aos amigos que me acompanham David Casarin, Otavio Asquino, Fabricio Souza, Marcelo Barbosa, Angelica Tavares, Simone Valarini, Carol Nobile, Glauber Camponogara, Luciana eto, Daniele Otsuki, Camila Ferrari, Saint Clair, Daiane Souza entre muitos outros por todos os bons momentos.

Aos professores e funcionários do IAG pela contribuição nesse trabalho.

A CAPES pelo apoio financeiro

“... do mundo não se leva nada, vamos sorrir e cantar...”
Archimedes Messina

RESUMO

VEMADO, F. **Análise da circulação de brisa marítima e seus impactos sobre a precipitação na Região Metropolitana de São Paulo por meio do modelo ARPS.** 2012. 111 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciência Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

Eventos de brisa marítima (BM) são comuns na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). No verão, em particular, estão associados com tempestades, chuvas, rajadas de vento, granizo e descargas atmosféricas intensas na RMSP. Utilizou-se o método de OLIVEIRA e SILVA DIAS (1982) para identificar os eventos de BM. Todos os eventos de BM entre 2005 e 2008 foram analisados por meio de medições de superfície, altitude, radares meteorológicos, satélite e modelagem numérica da atmosfera. Em geral, a penetração da frente de BM na RMSP ocorre entre o meio e o fim da tarde com aumento da temperatura do ponto de orvalho. Ainda, o ambiente urbano mais aquecido tende a intensificar as tempestades que podem produzir enchentes, alagamentos, queda de árvores, entre outros impactos socioeconômicos muito significativos. A partição anual pluviométrica devido a BM foi estimado com o radar meteorológico de São Paulo. Os resultados indicam um núcleo de máxima precipitação acumulada com pico de 600 mm sobre a RMSP, muito maior que no entorno dessa. A modelagem com o ARPS permitiu simular condições médias espaciais em baixos, médios e altos níveis de diversas variáveis dos eventos analisados. As simulações de controle e específicas com ARPS sugerem um impacto significativo da cobertura do solo na distribuição espacial da precipitação. As análises foram complementadas com medições do radar meteorológico MXPOL e demonstram a importância desse tipo de sensoriamento remoto na detecção e previsão a curtíssimo prazo da penetração de BM, com alta resolução espaço-temporal.

Palavras-chave: Brisa marítima, tempestades em São Paulo, Ilha de calor urbano

ABSTRACT

VEMADO, F. **Sea breeze circulation analysis and its impacts over Metropolitan area of São Paulo precipitation using ARPS model**. 2012. 111 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

Sea breeze events (SB) are common in Metropolitan area at São Paulo (MASP). Particularly, in the summer, SB triggers over MASP deep convection, heavy rainfall, wind gusts, hail and lightning. OLIVEIRA and SILVA DIAS (1982) method was used to identify the SB events. SB events between 2005 and 2008 were analysed by means of surface and upper air measurements, weather radar, satellite and numerical modelling. In general, the SB front penetrates in MASP between mid-afternoon and evening increasing dew point. Moreover, the warmer urban environment tends to intensify storms that produce flooding, falling trees, among other large socioeconomic impacts. The annual rainfall partition due to SB was estimated using the São Paulo weather radar. The results indicate a core of maximum rainfall accumulation of 600 mm over MASP, much larger than that in the vicinity. The modelling with ARPS allowed simulate conditions spatial average in low, medium and upper levels of several variables of the analysed events. Moreover, the ARPS system was used to simulate SB with control and specific runs. Results suggest significant impact of surface cover on rainfall distribution. MXPOL weather radar measurements of SB were important in detecting and nowcasting SB inflow at very high spatial and temporal resolution.

Keywords: Sea breeze, São Paulo storms, urban heat island

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 – Representação esquemática conceitual da seção vertical da circulação de brisa marítima. P representa nível de pressão, os vetores indicam a direção do vento (fora de escala) e a linha sólida preta são as isóbaras. Fonte: KNMI
- Figura 1.2 – Mapa topográfico da RMSP (área delimitada com seus respectivos 39 municípios) e Serra do mar. Escala de cores indica altitude em metros (m). Latitudes e longitudes estão indicadas.
- Figura 1.3 – Distribuição espacial da chuva acumulada com o radar meteorológico de São Paulo, para 18 eventos de enchentes associados a interação de BM com as circulações locais da RMSP. Circunferência indica o raio de alcance do radar de São Paulo (240 km). Escala de cores indica total de chuva (mm). Latitudes e longitudes estão indicados. Fonte: PEREIRA FILHO et al. (2004).
- Figura 1.4 – Evolução temporal da temperatura do ar (vermelho), T_d (rosa), pressão atmosférica (laranja), precipitação acumulada, direção (amarelo) e intensidade do vento (verde) de 18 eventos de enchentes associadas a interação de BM com as circulações locais da RMSP. Unidades indicadas no gráfico. Fonte: PEREIRA FILHO et al. (2004)
- Figura 1.5 – Evolução temporal média do vetor vento entre janeiro de 2007 e dezembro de 2009 obtidas com o ARPS. Vetor padrão e contornos geopolíticos estão indicados.
- Figura 1.6 – Esquema da circulação gerada pela ilha de calor urbano em uma região de grande urbanização. Tipos de ocupação do solo distintos proporcionam diferentes temperaturas indicados pela linha vermelha. (FONTE: Heat Island Group – Livermore National Labs).
- Figura 1.7 – Imagem do satélite Landsat da "mancha" formada pela Região Metropolitana de São Paulo no centro da figura em tom de cinza.
- Figura 1.8 – Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho, para eventos de BM. As cores indicam temperatura do topo da nuvem. Estão indicados os contornos geopolíticos. Fonte: CPTEC/INPE.
- Figura 1.9 – Esquema horizontal dinâmico de (a) 2 frentes de rajadas que se movem uma em direção a outra e originadas de células convectivas a distância de dezenas de quilômetros. As frentes de rajadas estão indicadas por linhas sólidas com barbelas. A área A delimitada pelo retângulo corresponde a região de movimentos ascendentes. (b) As frentes de rajadas estão mais próximas e as correntes ascendentes na área A estão mais próximas. Fonte: HALLAK, 2007.

- Figura 2.1 – Área de domínio do radar meteorológico de São Paulo. No centro, o + em vermelho indica a posição geográfica do radar. O círculo, com 240 km de raio delimita a abrangência do radar. A RMSP está a oeste da posição do radar em cor acinzentada. Fonte: Google Earth.
- Figura 2.2 – Imagem GOES-12 realçada do canal infravermelho em alta resolução espacial mostrando o desenvolvimento de tempestade sobre a RMSP em 11 de janeiro de 2010. Escala de cores indica temperatura. Horário das imagens estão indicados.
- Figura 2.3 – Campo de precipitação instantânea estimado com o radar de São Paulo, a uma altitude constante de 3 km de altura. Escala de cores indica intensidade da precipitação em mm h^{-1} . Data e contorno geopolítico da RMSP estão indicados.
- Figura 2.4 – Imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho do dia 18/02/2007 as 1600 e 1800 UTC, respectivamente. A intensidade da cor branca é proporcional ao desenvolvimento das células convectivas. Contornos geopolíticos estão indicados.
- Figura 2.5 – Imagem do satélite ACQUA da costa leste do Estado de São Paulo. A cruz indica a posição do radar meteorológico MXPOL em Barueri. Circunferências com espaçamento de 20 km. Fonte: Pereira Filho et al. (2007).
- Figura 2.6 – Produto MAX obtido com o radar MXPOL, as colunas no canto direito e superior da figura são cortes verticais indicando a máxima refletividade da varredura. Limites geográficos e hora estão indicados. Barra de cores indica refletividade (dBZ).
- Figura 2.7 – Mapa topográfico da área de estudo com os domínios das 3 grades das simulações, na projeção Lambert. Contorno geopolíticos e resolução estão indicados. A barra de cores indica altitude (m).
- Figura 2.8 – Mapa topográfico da área de estudo com os domínios das 2 grades das simulações. Contorno geopolíticos e resolução estão indicados. A barra de cores indica altitude (m).
- Figura 3.1 – Distribuição espacial da chuva acumulada pelo radar de São Paulo, para eventos de chuvas gerados pelo deslocamento de BM. Sendo (a) ano de 2005 (46 casos), (b) 2006 (30 casos), (c) 2007 (30 casos). O item (d) representa o *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI). Escala de cores indica chuva acumulada (mm) em (a), (b) e (c) e NDVI em (d).
- Figura 3.2 – Evolução temporal do vento horizontal médio, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008 no nível de 1000 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados.
- Figura 3.3 – Evolução temporal média do componente vertical do vento, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008 no nível de 1000 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica velocidade vertical em m s^{-1} .

- Figura 3.4 – Evolução temporal média da CAPE, com BM e formação de tempestade sobre a RMSP, entre 2005-2008. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica CAPE em J kg^{-1} .
- Figura 3.5 – Evolução temporal média do componente vertical do vento, com BM e formação de tempestade, entre 2005 e 2008 no nível de 850 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica velocidade vertical em m s^{-1} .
- Figura 3.6 – Evolução temporal média de IL, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005-2008. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica IL em $^{\circ}\text{C}$.
- Figura 3.7 – Evolução temporal do vento horizontal médio, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008 no nível de 850 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados.
- Figura 3.8 – Evolução temporal média da linha de corrente, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008 no nível de 500 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados.
- Figura 3.9 – Evolução temporal média do componente vertical do vento, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008 no nível de 500 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica velocidade vertical em m s^{-1} .
- Figura 3.10 – Evolução temporal média da linha de corrente, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008 no nível de 200 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados.
- Figura 3.11 – Temperatura do ponto de orvalho média horária em superfície para os dias com influência de BM e consequente formação de tempestade sobre a RMSP entre 2005-2008. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica Td em $^{\circ}\text{C}$.
- Figura 3.12 – Precipitação acumulada entre 09/2005 e 03/2008 estimada pelo ARPS para os dias com influência de BM e consequente formação de tempestade sobre a RMSP. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica chuva em mm.
- Figura 3.13 – Campos de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) obtidos das análises do modelo de circulação global GFS no evento de 11 de janeiro de 2010. O intervalo das isóbaras é de 1 hPa. Contornos geopolíticos, latitudes, longitudes e horários estão indicados. Cores frias/quentes indicam valores mais baixos/altos.
- Figura 3.14 – Campos de movimento vertical e altura geopotencial (mcp) obtidos das análises do modelo de circulação global GFS no evento de 11 de janeiro de 2010. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 20 mcp. Contornos geopolíticos, latitudes, longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica velocidade vertical em Pa s^{-1} .

- Figura 3.15 – Campo de vento (m s^{-1}) e divergência do fluxo de umidade ($10^{-7} \text{ kg kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) a 10 m acima da superfície das análises do modelo global GFS no evento de 11 de janeiro de 2010. Contornos geopolíticos, latitudes, longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica divergência do fluxo de umidade.
- Figura 3.16 – Campo de vento (m s^{-1}) e divergência de massa (s^{-1}) no nível de 200 hPa das análises do modelo global GFS no evento de 11 de janeiro de 2010. Contornos geopolíticos, latitudes e longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica divergência de massa.
- Figura 3.17 – CAPE (J kg^{-1}) em superfície das análises do modelo GFS no evento de 11 de janeiro de 2010. Limites geográficos e horários estão indicados. A escala de cores indica os valores de CAPE.
- Figura 3.18 – Produto PPI do radar MXPOL com angulo de elevação da antena de 1.2° no dia 11/01/2010. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica refletividade em dBZ.
- Figura 3.19 – Campos de precipitação acumulada (mm h^{-1}) e vento (m s^{-1}) da simulação controle 32CTLcj1 no evento de 11 de janeiro de 2010. Limites geográficos, horários e vetor padrão estão indicados. Escala de cores indica chuva acumulada (mm h^{-1}).
- Figura 3.20 – Campos de precipitação acumulada (mm h^{-1}) e vento (m s^{-1}) da simulação controle 12CTLcj2 no evento de 11 de janeiro de 2010. Limites geográficos, horários e vetor padrão estão indicados. Escala de cores indica chuva acumulada (mm h^{-1}).
- Figura 3.21 – Campos de precipitação acumulada (mm h^{-1}) com o radar de São Paulo (esquerda) e pela simulação 2CTL (direita) no evento de 11 de janeiro de 2010. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica chuva acumulada (mm h^{-1}).
- Figura 3.22 – Somatória da Integração vertical das variáveis razão de mistura de água de nuvem (q_c), neve, (q_s), granizo/graupel (q_h) e cristais de gelo (q_i). A linha preta indica a posição do corte vertical de q_c+q_i . Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica $q_c+q_i+q_s+q_h$ (g kg^{-1}).
- Figura 3.23 – Corte vertical da soma razão de mistura de água de nuvem (q_c) e cristais de gelo (q_i) na latitude 23.58°S . As isolinhas correspondem a componente vertical do vento (m s^{-1}). Limites geográfico e horários estão indicados. Escala de cores indica q_c+q_i (g kg^{-1}).
- Figura 3.24 – Produto MAX do radar MXPOL e corte vertical no dia 11/01/2010. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica máxima refletividade em dBZ.

- Figura 3.25 – Corte vertical da soma da razão de mistura de água de nuvem (q_c) e cristais de gelo (q_i) na latitude de 23.58°S . Os vetores correspondem a componente horizontal u e vertical w do vento (m s^{-1}). Limites geográfico e horários estão indicados. Escala de cores indica q_c+q_i (g kg^{-1}).
- Figura 3.26 – Campo horizontal de temperatura potencial (K) e vetor vento a 10 m acima da superfície no evento de 11 de janeiro de 2010. A linha preta representa a posição estimada da frente de brisa e os números de 1 a 7 marcam a posição de alguma células convectivas. Limites geográfico, horários e vetor padrão estão indicados. Escala de cores indica temperatura potencial (K).
- Figura 3.27 – Corte vertical temporal da razão de mistura de vapor d'água (q_v). As isolinhas correspondem a componente meridional do vento (m s^{-1}). Limites geográfico, coordenada geográfica de corte e horários estão indicados. Escala de cores indica q_v (g kg^{-1}).
- Figura 3.28 – Corte vertical da refletividade (dBZ) e componente horizontal do vento com o radar MXPOL no evento de 11 de janeiro de 2010. As barbelas indicam direção e intensidade do vento. Altura e horários estão indicados. Escala de cores indica refletividade (dBZ).
- Figura 3.29 – Tipo de vegetação de superfície para os domínios de integração numérica 2CTL (esquerda) e 2SI (direita) com resolução de 2 km. Escala de cores indica tipo de vegetação, onde: 1 – Deserto; 2 – Tundra; 3 – Gramado; 4 – Gramado com cobertura de Arbustos; 5 – Gramado com cobertura de Árvores; 6 – Floresta Decídua; 7 – Floresta verde; 8 – Floresta Úmida; 9 – Gelo; 10 – Cultivo; 11 – Pântano; 12 – Arbustos pequenos; 13 – Semideserto; 14 – Água.
- Figura 3.30 – Somatória da Integração vertical das variáveis razão de mistura de água de nuvem (q_c), neve, (q_s), granizo/graupel (q_h) e cristais de gelo (q_i) e campo de vento horizontal. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica $q_c+q_i+q_s+q_h$ (g kg^{-1}).
- Figura 3.31 – Campo horizontal da diferença de temperatura potencial entre o experimento controle 2CTL e o 2SI no primeiro nível do modelo acima da superfície, e o campo horizontal do vento. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica diferença de temperatura ($^\circ\text{C}$).
- Figura 3.32 – Campo horizontal de precipitação acumulada em condições de superfície real (esquerda) e com substituição de superfície (direita) por floresta úmida. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica precipitação acumulada (mm).
- Figura 3.33 – Campos de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) obtidos das análises do modelo de circulação global GFS no evento de 21 de fevereiro de 2010. O intervalo das isóbaras é de 1 hPa. Contornos geopolíticos, latitudes e longitudes e horários estão indicados. Cores frias/quentes indicam valores mais baixos/altos.

- Figura 3.34 – Campos de movimento vertical e altura geopotencial (mvp) obtidos das análises do modelo de circulação global GFS no evento de 21 de fevereiro de 2010. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 20 mvp. Contornos geopolíticos, latitudes e longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica velocidade vertical em Pa s^{-1} .
- Figura 3.35 – Campo de vento (m s^{-1}) e divergência do fluxo de umidade ($10^{-7} \text{ kg kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) a 10 m acima da superfície das análises do modelo global GFS no evento de 21 de fevereiro de 2010. Contornos geopolíticos, latitudes e longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica divergência do fluxo de umidade.
- Figura 3.36 – Campo de vento (m s^{-1}) e divergência de massa (s^{-1}) no nível de 200 hPa das análises do modelo global GFS no evento de 21 de fevereiro de 2010. Contornos geopolíticos, latitudes e longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica divergência de massa.
- Figura 3.37 – Produto PPI do radar MXPOL com angulo de elevação da antena de 1.2° no dia 21/02/2010. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica refletividade em dBZ.
- Figura 3.38 – Campos de precipitação acumulada (mm h^{-1}) e vento (m s^{-1}) da simulação controle 12CTLcj2 no evento de 21 de fevereiro de 2010. Limites geográficos, horários e vetor padrão estão indicados. Escala de cores indica chuva acumulada (mm h^{-1}).
- Figura 3.39 – Campos de precipitação acumulada (mm h^{-1}) pela simulação 2CTL no evento de 21 de fevereiro de 2010. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica chuva acumulada (mm h^{-1}).
- Figura 3.40 – Campo horizontal de temperatura potencial (K) e vetor vento a 10 m acima da superfície no evento de 21 de fevereiro de 2010. A linha preta representa a posição estimada da frente de brisa e os números de 1 e 2 marcam a posição de 2 células convectivas. Limites geográfico, horários e vetor padrão estão indicados. Escala de cores indica temperatura potencial (K).
- Figura 3.41 – Corte vertical temporal da razão de mistura de vapor d'água (q_v). As isolinhas correspondem a componente horizontal v do vento (m s^{-1}). Limites geográfico, coordenada geográfica de corte e horários estão indicados. Escala de cores indica q_v (g kg^{-1}).

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Variáveis explicitamente simuladas pelo ARPS

Tabela 2.2 – Variáveis calculadas no pós-processamento

Tabela 2.3 – Resolução das grades e respectivos números de pontos de grade

Tabela 2.4 – Algumas características dos experimentos controle com o modelo ARPS

Tabela 3.1 – Horário médio anual de entrada de BM em cada estação meteorológica. A sigla HL indica hora local.

TABELA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ARPS	Advanced Regional Prediction System
ADAS	ARPS Data Assimilation Prediction System
BM	Brisa marítima
CAPE	Convective Available Potential Energy
CAPPI	Constant Altitude Plan Position Indicator
CINI	Convective Inhibition
CLP	Camada limite planetária
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
ESE	Leste-Sudeste
EUA	Estados Unidos da América
GFS	The Global Forecast System
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IC	Ilha de calor
IL	Índice de Levantamento
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
K _{DP}	Fase diferencial específica
LabHidro	Laboratório de Hidrometeorologia
MAX	Máxima refletividade na coluna
mgp	Metros geopotenciais
NCEP	National Centers For Environmental Prediction
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
PNM	Pressão reduzida ao nível do mar
PPI	Plan Position Indicator
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
SBMT	Aeroporto Campo de Marte
SBSP	Aeroporto de Congonhas
SCM	Sistema convectivo de Mesoescala
Td	Temperatura do ponto de orvalho

USP	Universidade de São Paulo
UTC	Tempo Universal Coordenado
V_r	Velocidade radial
Z	Refletividade
Z_{DR}	Refletividade diferencial
ϕ_{DP}	Fase diferencial

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
1.1	Circulações Locais	20
1.1.1	Brisa marítima	21
1.1.2	Brisa marítima e a RMSP	23
1.2.1	Ilha de Calor Urbano	28
1.2.2	Ilha de Calor Urbano e a RMSP	30
1.3	Tempestades	31
1.3.1	Simulações numéricas de tempestade	34
2	METODOLOGIA	36
2.1	Dados	36
2.1.1	Radar meteorológico de São Paulo	36
2.1.2	Imagens GOES-12 realçada	37
2.1.3	Medições das redes de superfície METAR e IAG-USP	39
2.1.4	Sondagem Atmosférica	41
2.1.5	Radar meteorológico MXPOL	42
2.1.6	Modelo Global GFS	44
2.2	O modelo ARPS	45
2.2.1	Variáveis simuladas	46
2.2.2	Experimentos e simulações operacionais com o ARPS	47
2.2.3	Análise das simulações	51
3	RESULTADOS	52
3.1	Eventos de tempestades associados a BM	52
3.1.1	Distribuição espacial das chuvas para eventos de BM	55
3.2	Simulações de BM com o ARPS	56
3.2.1	Evolução média de BM nos baixos níveis	57
3.2.2	Índices de instabilidade CAPE e IL	59
3.2.3	Condições atmosféricas dos baixos aos altos níveis	63
3.2.4	Simulação de precipitação e umidade	66
3.3	Estudo de caso de 11 de janeiro de 2010	68
3.3.1	Modelo GFS	68

3.3.2	Caracterização com o radar MXPOL.....	73
3.4	Simulações numéricas do evento de 11 de janeiro de 2010.....	77
3.4.1	Resultados da grade de 32 km e 12 km.....	77
3.4.2	Simulações com alta resolução espacial.....	81
3.4.2.1	Condições iniciais de superfície.....	81
3.4.2.2	Simulações com e sem ilhas de calor.....	89
3.5	Estudo de caso de 21 de Fevereiro de 2010.....	93
3.5.1	Análises do modelo global GFS.....	94
3.5.2	Observações com o radar MXPOL.....	98
3.6	Simulações numéricas do evento de 21 fevereiro	99
3.6.1	Resultados da grade de 12 km.....	99
3.6.2	Resultados da grade de 2 km	101
4	CONCLUSÕES	107
5	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	110
6	REFERÊNCIAS	111

1- INTRODUÇÃO

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) está inserida na Bacia do Alto Tietê e é formada pela cidade de São Paulo e por mais 38 municípios que ocupam 8051 km² do território paulista. Em 2010, a população alcançou 20 milhões de habitantes, o que representa 50% do total estadual, segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

Inúmeros sistemas meteorológicos atingem frequentemente a RMSP, provocando sérios prejuízos materiais e sócio-econômicos. Destes sistemas, os mais importantes são as frentes frias, circulações de brisa e sistemas convectivos de mesoescala (SCM). As circulações de brisa marítima (BM), proporcionam a formação de SCM's sobre a RMSP (PEREIRA FILHO et al., 2004; PEREIRA FILHO; HAAS; AMBRIZZI., 2002; PEREIRA FILHO, 2000) que causam enchentes, destelhamento de casas e prédios, quedas de árvores, além de outros prejuízos.

Grandes represas, florestas e montanhas circundam a RMSP, e essa constitui uma grande ilha de calor urbano. A enorme diversidade de construções, topografia acidentada, heterogeneidade no uso do solo e a proximidade com mar proporcionam uma dinâmica de circulação local extremamente complexa, e a representação desses processos pelo modelo de previsão de tempo se torna bastante complicada, o que dificulta a previsibilidade da formação das primeiras células convectivas.

As circulações locais de brisa marítima/lacustre/terrestre, circulações vale/montanha e circulações geradas pelo aquecimento diferencial no ambiente urbano, devido aos diferentes tipos de ocupação de solo, correspondem a alguns fenômenos locais que ocorrem na RMSP. A ilha de calor (IC) urbana é gerada basicamente pela diferença entre as propriedades térmicas e mecânicas da área urbana e da área rural na vizinhança, e o conhecimento do balanço de energia em superfície é fundamental no entendimento dos processos que ocorrem na camada limite planetária (CLP), tais como, comportamento termodinâmico do ar, temperatura, umidade e a dinâmica do escoamento local que fazem parte do mecanismo de disparo da convecção inicial ao longo da frente de brisa, e representam uma das maiores dificuldades em termos de previsibilidade de

tempestades, em vista da complexidade e da grande variedade desses mecanismos (FOVELL, 2004).

Estudos observacionais por meio de dados de superfície, imagens de satélite e estimativas com radares meteorológicos foram realizados para um melhor entendimento da interação de BM com as circulações locais induzidas pela presença da RMSP (OLIVEIRA; SILVA DIAS, 1982; FREITAS et al., 2007; PEREIRA FILHO et al., 2004), porém a dinâmica da formação das tempestades geradas nessa interação não foram bem detalhadas, já que a resolução espaço-temporal dos dados disponíveis não possibilitou esse tipo de análise. Dessa forma, o radar meteorológico MXPOL se tornou um instrumento de fundamental importância na análise desse tipo desse sistema em conjunto com a modelagem numérica com o ARPS.

O radar meteorológico móvel banda X polarimétrico MXPOL é importante na previsão a curtíssimo prazo, principalmente na previsibilidade de tempestades geradas por BM, pois detecta nuvens em seu estágio inicial e o levantamento de poeira e insetos gerados pela frente de brisa, além disso, apresenta uma melhor quantificação da previsão devido as diversas variáveis polarimétricas geradas por ele.

Esse trabalho foi motivado pela grande quantidade de eventos de tempestades que ocorrem na RMSP associados a BM, e a possibilidade de utilizar os dados disponíveis do radar MXPOL em conjunto com o modelo ARPS a fim de melhorar a previsibilidade desse tipo de evento, que causa grande impacto sócio-econômico.

1.1 Circulações Locais

As circulações locais são definidas por uma escala de tempo de até um dia e grandeza espacial da ordem de poucas centenas de quilômetros que, segundo a definição de ORLANSKI (1975), se enquadra na mesoescala, e podem ser originadas por forçantes mecânicas ou térmicas.

No caso da RMSP, as forçantes mecânicas também são induzidas por edifícios, que consistem em obstáculos de grande porte, e as forçantes térmicas são geradas pelo ambiente urbano que, possuem fontes antropogênicas de calor, tais

como indústrias, veículos e construções, além disso, o solo urbano possui propriedades térmicas que facilitam a condução de calor mais rapidamente que as áreas rurais no entorno, e faz com que esse ambiente se aqueça mais, e produza circulação termicamente induzida (FREITAS e DIAS, 2005). Em comparação ao ambiente rural, a evapotranspiração na cidade é mais baixa e acentua ainda mais o contraste de temperatura, já que o sistema de drenagem urbano remove quase toda a água da chuva, e apenas uma pequena parte da radiação é “perdida” na forma de calor latente, enquanto a maior parte é convertida na forma de calor sensível e calor armazenado na superfície.

1.1.1 Brisa marítima

A brisa marítima é basicamente originada pela diferença de capacidade térmica entre o continente e a superfície oceânica (FISHER, 1960). A água, por possuir capacidade térmica maior que o continente, se aquece menos com a mesma quantidade de energia. Deste modo, o continente permanece mais aquecido que a água durante o dia, e gera aquecimento diferencial do ar em contato com essas superfícies. Esse contraste de temperatura, gera um gradiente de pressão horizontal, com a pressão mais alta sobre a superfície da água. O ar frio se desloca em direção a terra e por continuidade surge, em níveis mais elevados, um deslocamento de ar da terra para água, conforme Fig. 1.1.

Se a superfície de água for mar (lago), então a circulação é denominada brisa marítima (lacustre), ambas circulações são geradas pelo mesmo processo físico e ocorrem dentro da CLP. Geralmente, próximo a linha de costa, a brisa se inicia algumas horas depois do nascer de Sol, e atinge sua máxima extensão e intensidade no meio da tarde (PEREIRA FILHO, 2000). A partir do por do Sol a brisa marítima perde intensidade, e até o fim da noite começa a se desenvolver a brisa terrestre. Em superfície os ventos passam a soprar do continente em direção ao mar em baixos níveis, e do mar em direção ao continente em níveis mais elevados, decorrente do maior resfriamento da terra em relação a água, na ausência de radiação solar.

Figura 1.1 – Representação esquemática conceitual da secção vertical da circulação de brisa marítima. P representa nível de pressão, os vetores indicam a direção do vento (fora de escala) e a linha sólida preta são as isóbaras. Fonte: KNMI

O estudo de BM se torna extremamente simples quando as superfícies oceânicas e continentais são tratadas como homogêneas (ESTOQUE, 1960), e ocorre basicamente de acordo com a Fig. 1.1. Porém a superfície continental adjacente ao oceano quase nunca é homogênea e na maioria das vezes apresenta formas de difícil descrição por modelos numéricos.

Alguns autores foram pioneiros no estudo da brisa marítima do ponto de vista numérico, como HAURWITZ (1947) que utilizou expressão senoidal para o contraste de temperatura, atmosfera incompressível e sem variações na vertical. SCHMIDT (1947) incluiu variações verticais do contraste de temperatura e em seu trabalho considerou atmosfera compressível. Outros trabalhos pioneiros, identificaram que a intensidade, duração, e dimensões de BM são fortemente governadas pela quantidade total de calor fornecido do continente para a atmosfera, das condições sinóticas predominantes em larga escala e dos efeitos da liberação de calor latente na intensificação das propriedades da brisa (ESTOQUE, 1961,1962; MAGATA, 1965; PEARSON, 1973). A forma da costa também influencia a circulação de brisa,

com deformação da mesma e gerando regiões preferenciais de convergência (MCPHERSON, 1970).

A velocidade da frente de brisa varia entre $2-8 \text{ m s}^{-1}$, em latitudes médias é possível detectar a frente de brisa cerca de 20-50 km continente adentro, enquanto que nos trópicos, distâncias de até 400 km da costa são observadas (YAN; ANTHES, 1987; CROSMAN; HOREL, 2010). Sua formação também é favorecida em condições de maior instabilidade do ar, se houver grande estabilidade, a camada superior inibe a circulação vertical associada à brisa e esta não se forma, a presença de montanhas e vales pode canalizar a brisa (por exemplo, o Vale do Paraíba), e favorecer sua formação (por exemplo, Serra do Mar), o mesmo pode ser dito sobre a vegetação, pois diferentes coberturas vegetais, aquecem mais rapidamente ou não, o que pode diferenciar a quantidade de calor para iniciar a circulação de brisa (DANDOU; TOMBROU; SOULAKELLIS, 2009).

Outros estudos mostram que em situações de vento sinótico (V_s) da costa para o mar entre $6-11 \text{ m s}^{-1}$ a brisa não se forma (por exemplo, situações pré-frontais), com $V_s > 4-8 \text{ m s}^{-1}$, e $< 6-10 \text{ m s}^{-1}$ (valores mínimos e máximos variáveis conforme latitude e configuração topográfica) a frente de brisa se limita a costa (GILLIAM; RAMAN; NIYOGI, 2004; PORSON; STEYN; SCHAYES, 2007). Em situações de V_s , do mar para a costa, maior que $3-5 \text{ m s}^{-1}$, a frente de brisa não se forma (não se cria contraste de temperatura), ou é indistinguível (GILLIAM; RAMAN; NIYOGI, 2004). Os limiares de V_s , variam de acordo com o estudo, forma da região e latitude.

1.1.2 Brisa marítima e a RMSP

Um dos estudos pioneiros sobre BM na RMSP foi o de OLIVEIRA e SILVA DIAS (1982), que utilizou dados de superfície da estação meteorológica do IAG-USP, localizada na Água Funda (zona Sul de São Paulo). Nesse estudo, se verificou três padrões de entrada de brisa marítima:

- 1 – Vento de NE no período da manhã, para SE no período da tarde;

2 – Vento de NW no período da manhã, para SE ou calmaria no período da tarde;

3 – Intensificação do componente SE do vento;

No período analisado por eles, a frente de brisa ocorria entre 13 e 14 HL na maioria dos casos, e variavam conforme a estação do ano. O mesmo verificou que em algumas ocasiões, preferencialmente na estação de verão, a precipitação sobre a RMSP era precedida por uma mudança do vento para o quadrante SE, associada a uma queda de temperatura e de aumento na razão de mistura do vapor de água. Essas características persistiam e foram apontadas como ar marítimo que ultrapassa a Serra do Mar.

As características de BM podem ser enfraquecidas ou fortalecidas pelas interações (por exemplo, retardamento pela fricção em superfície, acoplamento com circulação térmica) com a circulação local gerada pelo ambiente urbano. O tamanho da área urbana, a distância entre a área urbana e a costa e a topografia no entorno modulam a intensidade de BM (FRETAS et al., 2007; THOMPSON; HOLT; PULLEN, 2007; DANDOU; TOMBROU; SOULAKELLIS, 2009). A presença de topografia próximo a costa (por exemplo, a Serra do mar), pode acelerar a frente de brisa, pelo aquecimento junto a montanha (ATKINSON, 1981). A dependência do alcance da frente de brisa, é controlado pela inclinação, comprimento, altura e localização do terreno em relação a costa e pela estabilidade atmosférica (PORSON; STEYN; SCHAYES, 2007).

Uma inclinação muito acentuada atua no sentido de bloquear o deslocamento da frente de brisa, esse ângulo crítico de elevação depende do perfil vertical de estabilidade, magnitude do aquecimento na encosta do terreno (que varia com o tipo de superfície), comprimento total da inclinação, distância da montanha a linha de costa e da altura do mesmo. O segundo efeito da topografia na frente de brisa é a canalização da mesma (por exemplo, Vale do Paraíba), na qual pode aumentar localmente sua velocidade (SEGAL et al., 1997). LU e TURCO (1994) sugeriram que o efeito da topografia em BM é muito maior, quando regiões montanhosas se encontram próximo a costa (por exemplo, Serra do Mar).

A configuração da topografia na costa leste do estado de São Paulo (Fig. 1.2), age de forma a acelerar a frente de brisa na Serra do mar, que ao atingir a RMSP e interagir com a circulação local gerada pelo ambiente urbano, favorece a formação de tempestades sobre o mesmo. PEREIRA FILHO et al. (2004) estudou a interação de BM com a circulação da RMSP na formação de precipitação em dias com baixa atividade sinótica, e encontrou que o máximo de precipitação se dá justamente sobre a mancha urbana da RMSP. Mais da metade dos eventos analisados por ele estiveram associados a temperatura do ar acima dos 30°C no período da tarde e temperatura do ponto de orvalho (T_d) acima dos 20°C antes do início das chuvas. Nesses eventos os ventos eram em geral de Noroeste ou Nordeste e mudavam para Sul ou Sudeste após a penetração da frente de brisa, precedida por uma queda de 3 hPa na pressão (Fig. 1.4).

Figura 1.2 – Mapa topográfico da RMSP (área delimitada com seus respectivos 39 municípios) e Serra do mar. Escala de cores indica altitude em metros (m). Latitudes e longitudes estão indicadas.

Figura 1.3 – Distribuição espacial da chuva acumulada com o radar meteorológico de São Paulo, para 18 eventos de enchentes associados a interação de BM com as circulações locais da RMSP. Circunferência indica o raio de alcance do radar de São Paulo (240 km). Escala de cores indica total de chuva (mm). Latitudes e longitudes estão indicados. Fonte: PEREIRA FILHO et al. (2004).

Figura 1.4 – Evolução temporal da temperatura do ar (vermelho), T_d (rosa), pressão atmosférica (laranja), precipitação acumulada, direção (amarelo) e intensidade do vento (verde) de 18 eventos de enchentes associadas a interação de BM com as circulações locais da RMSP. Unidades indicadas no gráfico. Fonte: PEREIRA FILHO et al. (2004)

A mistura de ar urbano que é relativamente quente e seco com ar úmido e relativamente frio do oceano proporciona, além do empuxo gerado pela frente de brisa, uma desestabilização do ar próximo a superfície, que ascende até altos níveis

impulsionado pela liberação de calor latente. As células formadas nesse processo são geralmente profundas e geram fortes rajadas de ventos e elevados índices pluviométricos. A distribuição espacial entre as células convectivas e a distância entre as mesmas promovem a formação de novas células convectivas por meio da colisão de suas respectivas frentes de rajadas (PEREIRA FILHO et al., 2004).

A circulação de BM, é uma característica tão marcante na RMSP, que aparece na média de todos os dias entre janeiro de 2007 e dezembro de 2009 (Fig. 1.5), calculado com as simulações numéricas do modelo ARPS. Nota-se virada do vento entre 1500 e 1600 UTC no município de São Paulo e corrobora com os obtidos no estudo de OLIVEIRA e SILVA DIAS (1982) para todos os eventos de BM. Entre o extremo sul e o norte do município de São Paulo se observa influência de vento Sul mais intenso, quando comparado as regiões no entorno, e ocorre devido a canalização induzida pela topografia da região (Fig. 1.2). A norte, a presença da Serra da Cantareira diminui a intensidade dos ventos de Sul com convergência em superfície.

Figura 1.5 – Evolução temporal média do vetor vento entre janeiro de 2007 e dezembro de 2009 obtidas com o ARPS. Vetor padrão e contornos geopolíticos estão indicados.

Figura 1.5 – Continuação.

1.2.1 Ilha de Calor Urbano

O contraste de temperatura entre o meio urbano e as áreas vizinhas é denominado de ilha de calor urbana. A média anual de temperatura no centro urbano é maior que em suas redondezas. Em dias secos no inverno esse contraste chega a 10°C ou mais no fim de tarde e começo da noite (FREITAS e DIAS, 2005; OKE, 1987). Esse contraste de temperatura forma uma circulação em direção a cidade e favorece a convergência dos ventos sobre a mesma (Fig. 1.6).

A ilha de calor urbano é caracterizada pela elevada concentração de fontes antropogênicas de calor na cidade, além do solo urbano, que armazena e converte em calor sensível grande parte da radiação solar. As propriedades térmicas dos

matérias presentes nas construções urbanas facilitam a condução de calor, mais rapidamente do que solo e vegetação, que por conseguinte favorece um aquecimento mais rápido do ar (FERREIRA, 2010). Sob condições de céu claro e no período da noite, a temperatura se mostra muito mais dependente das características de microescala da área urbana (ELIASSON, 1996). No ambiente urbano a perda de calor por radiação é em parte compensada pela liberação de calor das fontes antropogênicas (FREITAS et. al., 2007; FERREIRA, 2010).

Figura 1.6 – Esquema da circulação gerada pela ilha de calor urbano em uma região de grande urbanização. Tipos de ocupação do solo distintos proporcionam diferentes temperaturas indicados pela linha vermelha. (FONTE: Heat Island Group – Livermore National Labs).

A ilha da calor urbano tem como efeito modificar as correntes de vento e a precipitação sobre uma determinada área, porém cada região deve apresentar um comportamento típico de acordo com o sistema meteorológico atuante, posição geográfica e estrutura dos edifícios. A alta rugosidade das construções presentes no meio urbano, aumenta as concentrações de aerossóis e podem provocar a diminuição da precipitação, no entanto, em se tratando de tempestades convectivas, o efeito termodinâmico é muito maior que o do aerossol (PEREIRA FILHO et al., 2004).

A ilha de calor urbano é uma mudança microclimática provocada pelo homem, que altera a superfície natural por pavimentações e construções, que altera o balanço de energia sobre esse meio. Parte da energia solar que seria utilizada para

evaporar a umidade superficial (calor latente) do solo fica armazenada nessas superfícies de concreto, que a liberam posteriormente na forma de calor sensível, aquecem o ar ambiente ao redor e tornam o ambiente urbano mais quente que as regiões periféricas (LANDSBERG, 1981).

1.2.2 Ilha de Calor Urbano e a RMSP

A topografia da RMSP é dominada por colinas que variam entre 650 m e 1200 m de altitude. A região é drenada pela Bacia do Rio Tiete, e os seus principais afluentes são os rios Pinheiros e Tamanduateí. Entre os rios Tiete e Pinheiros encontra-se o espigão central (Paulista) com altitudes maiores que 800 m. Toda a complexidade topográfica da RMSP (Fig. 1.2), mais proximidade do oceano e a intensa urbanização (Fig. 1.7) influencia o padrão de circulação atmosférica, que proporciona situações peculiares na RMSP. Em regiões de baixas latitudes, circulações diretas induzidas pelo aquecimento diferencial são mais intensas e persistentes (FAST e MCCORCLE, 1990). A configuração geográfica da RMSP favorece a geração de diferentes padrões de circulação, especialmente, pelo efeito térmico associado com a topografia (SILVA DIAS e MACHADO, 1997; KARAM; OLIVEIRA; SOARES, 2003).

A formação da ilha de calor urbano de São Paulo depende também das condições sinóticas do tempo, portanto, é necessária uma descrição do seu comportamento climático devido as mudanças sazonais e até diárias, que interagem com as características geográficas específicas da RMSP e propiciam o surgimento da ilha de calor. Em suma, o clima da RMSP é seco no inverno e úmido no verão, no inverno a ilha de calor urbano se torna mais evidente devido aos fracos ventos sinóticos e as condições de céu claro mais frequentes do que no verão.

Figura 1.7 – Imagem do satélite Landsat da "mancha" formada pela Região Metropolitana de São Paulo no centro da figura em tom de cinza.

O contraste de temperatura entre a IC urbana e o ambiente no entorno, em conjunto com a injeção de umidade pelo deslocamento de BM induz convergência e chuvas intensas sobre a RMSP (PEREIRA FILHO et al., 2004; PEREIRA FILHO; HAAS; AMBRIZZI., 2002). FREITAS et al. (2007), identificou que a interação entre a frente de BM e a circulação da ilha de calor urbano, sem a presença da topografia, induz a formação de uma zona mais aquecida no centro da cidade, que acelera a frente de brisa em 0.32 ms^{-2} , quando comparada a situação sem cidade. A frente de brisa ao passar pela cidade dissipa a ilha de calor e perde velocidade. A presença da cidade produz correntes ascendentes mais intensas, que atingem altitudes mais elevadas, do que em uma situação sem cidade, além disso, as intensas correntes ascendentes perduraram por mais tempo devido ao ambiente urbano.

1.3 Tempestades

As tempestades se desenvolvem a partir da energia potencial convectiva disponível (CAPE) na natureza devido ao "desequilíbrio" energético da atmosfera

terrestre, onde o estado básico natural é o de mínima CAPE. As tempestades são fenômenos meteorológicos de alta frequência e estão vinculadas a processos radiativos, termodinâmicos e dinâmicos, que produzem continuamente estados atmosféricos de alta instabilidade. Esses processos físicos atingem um patamar na qual são disparados novos processos dinâmicos e termodinâmicos que, no caso das tempestades, apresentam um ciclo de eventos bem definido (BLUESTEIN, 1993). Esse eventos, somente cessa quando grande parte da energia é dissipada, ou então, se ocorrer uma interrupção do fluxo de umidade e calor em direção a tempestade, o principal combustível da mesma.

Embora os mecanismos físicos responsáveis pelo disparo de células convectivas ocorram numa escala espacial local, na maior parte das vezes, tais condições locais somente foram propícias devidos a movimentos atmosféricos de escalas superiores (ANTHES, 1976). Interações termodinâmicas, turbulentas e microfísicas ocorrem dentro de uma célula convectiva, e as mesmas, envolvem alto grau de complexidade e dificultam a previsão de ocorrência de tempestades.

As tempestades basicamente se formam onde ar quente e úmido fica sob ar frio e seco, associado a isso, é necessário a existência de um mecanismo dinâmico que favoreça o levantamento do ar em superfície para níveis mais elevados (COTTON e ANTHERS, 1989). A dificuldade da modelagem numérica de tempestades se encontra na identificação do mecanismo de disparo da convecção inicial, tanto o horário quanto a localização da mesma, em vista de sua grande complexidade (JOHNSON e MAPES, 2001). Alguns eventos de tempestade, no qual o mecanismo dinâmico de disparo foi a frente de brisa, estão ilustrados na Fig. 1.8. Simulações numéricas podem ser utilizadas para uma análise mais profunda desses sistemas convectivos, como os tipos de interações físicas dominantes no desenvolvimento desses sistemas.

Figura 1.8 – Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho, para eventos de BM. As cores indicam temperatura do topo da nuvem. Estão indicados os contornos geopolíticos. Fonte: CPTEC/INPE.

Estudo de VICENTE; SANGIOLO e PEREIRA FILHO (2002), mostra que 36% das tempestades na fase madura ocorreram no período da tarde, entre 1990 e 1995, em razão da presença da IC urbano na costa leste do estado de São Paulo.

Um mecanismo importante de disparo de convecção é a colisão entre frentes de rajadas, ou entre uma frente de rajada e a brisa marítima. A Fig. 1.9 mostra um exemplo da colisão entre duas frentes de rajadas que induz forte levantamento do ar nas regiões de encontro da mesma.

Figura 1.9 – Esquema horizontal dinâmico de (a) 2 frentes de rajadas que se movem uma em direção a outra e originadas de células convectivas a distância de dezenas de quilômetros. As frentes de rajadas estão indicadas por linhas sólidas com barbelas. A área A delimitada pelo retângulo corresponde a região de movimentos ascendentes. (b) As frentes de rajadas estão mais próximas e as correntes ascendentes na área A estão mais próximas. Fonte: HALLAK, 2007.

As medições com o radar meteorológico MXPOL mostraram que a convergência entre frentes de rajadas, originadas de tempestades, com a frente de brisa marítima geram células de tempestades. Nessa interface de colisão, a interação da vorticidade vertical gerada por essas frentes, com sinais opostos, resultam em movimento ascendente entre as mesmas.

1.3.1 Simulações numéricas de tempestades

Em geral, as simulações numéricas de circulações e precipitação apresentam alto e baixo desempenho, respectivamente (ROEBBER et al., 2004). Outros autores consideram que, apesar dos avanços no desenvolvimento de modelos numéricos em termos de precipitação quantitativa, sua aplicação seria melhor avaliada num conjunto de simulações individuais analisados estatisticamente.

Na previsão da localização de convecção profunda, o problema é basicamente de valor inicial, na qual o aumento do desempenho da mesma depende do contínuo aumento da resolução espacial da grade e das medidas das variáveis meteorológicas que serão utilizadas como valor inicial (KALNAY; LORD; MCPHERSON, 1998). Além disso, uma melhor representação da realidade seria necessária por meio de melhores parametrizações dos processos físicos de escala menor que a escala resolvida pelo modelo.

Incertezas e erros, ao iniciar a previsão numérica afetam o desempenho do modelo. (HARRISON et al., 1999). A simulação numérica de células convectivas é ainda mais sensível, no caso da RMSP, o modelo ARPS [Advanced Regional Prediction System (Xue et al., 2000, 2001, 2003, 2006)] desloca consideravelmente a posição dessas células, mesmo com pouca variação nas condições iniciais, porém, a severidade do sistema é bem simulado pelo mesmo (HALLAK et. al., 2004, 2007).

HALLAK (2007), simulou o efeito da interação entre a frente de BM com frentes de rajadas. A vorticidade horizontal associada as frentes de rajadas e BM resultam numa circulação ascendente, na intersecção entre elas (MENEZES, 1998). A simulação do efeito da IC (HALLAK, 2007), com padrão de temperatura mais elevada na zona Leste de São Paulo resultou na formação de células profundas com

dimensões e intensidade compatíveis com as observações por radar. Ressalta-se que há uma carência de dados em superfície que permitam a assimilação da IC.

2 - METODOLOGIA

Todos os eventos de BM entre janeiro de 2005 e abril de 2008, foram identificados de um total de 1216 dias, desse conjunto foram selecionados os associados com tempestades. Os dados analisados foram as imagens dos satélites GOES-8 e GOES-12 no canal infravermelho em alta resolução espacial (4 km x 4 km), variáveis meteorológicas das estações de superfície, radiossondagens, matrizes do Indicador de Posição do Plano de Altitude Constante (CAPPI) de 3 km do radar meteorológico de São Paulo e dados de refletividade (Z) do radar meteorológico MXPOL. Foram também utilizadas as análises do modelo global The Global Forecast System (GFS) do National Centers For Environmental Prediction (NCEP) dos EUA.

Simulações numéricas foram realizadas com o modelo ARPS para 2 eventos de entrada de BM com ambiente termodinâmico instável, um deles com formação de tempestade e o outro com baixa instabilidade convectiva, para verificar os fatores que levam a frente de BM a disparar convecção profunda.

2.1 Dados

2.1.1 Radar meteorológico de São Paulo

O radar meteorológico de São Paulo está em operação desde 1988 e encontra-se instalado junto a barragem de Ponte Nova situada na cabeceira do rio Tietê a 916 m de altitude. O radar possui raio de 240 km, cobrindo toda a RMSP, opera num comprimento de onda de 10 cm, classificando-o como um radar banda S. A cada 5 minutos dados de refletividade são armazenados em azimuth e elevação. Deste modo se produz estimativas da taxa de precipitação com resolução de 2 km x 2 km pela relação $Z=200R^{1.6}$ (MARSHALL; PALMER, 1948) em 16 níveis verticais

entre 1.5 km e 18 km. O radar de São Paulo cobre uma área de 129.600 km², conforme Fig. 2.1.

Por meio do radar de São Paulo, verificou-se as taxas de precipitação obtidas com o CAPPI 3 km, e no caso de influência de BM, esse dia só era considerado se a taxa de precipitação ultrapassassem o valor de 30 mm h⁻¹, por mais de 10 minutos em qualquer ponto da RMSP.

Figura 2.1 – Área de domínio do radar meteorológico de São Paulo. No centro, o + em vermelho indica a posição geográfica do radar. O círculo, com 240 km de raio delimita a abrangência do radar. A RMSP está a oeste da posição do radar em cor acinzentada. Fonte: Google Earth.

2.1.2 Imagens GOES-12 realçada

As imagens de satélite do GOES-12 são disponibilizadas a cada 30 minutos operacionalmente pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Tais imagens são obtidas por meio de sensores que medem a radiação de onda longa emitidas pelo topo das

nuvens e são processadas digitalmente de modo a realçar os topos com temperatura inferior a -30°C . Temperaturas superiores a -30°C estão em degrados entre a cor branca e a preta, onde cores próximo ao preto indicam regiões livres de nuvens e portanto são superfícies continentais ou oceânicas. A Fig. 2.2 mostra um exemplo de imagem GOES-12 realçada do CPTEC do evento de 11 de janeiro de 2010, onde observa-se a formação de tempestade, formada na interação da frente de BM com a ilha de calor urbano.

Figura 2.2 – Imagem GOES-12 realçada do canal infravermelho em alta resolução espacial mostrando o desenvolvimento de tempestade sobre a RMSP em 11 de janeiro de 2010. Escala de cores indica temperatura. Horário das imagens estão indicados.

No evento de 11 de janeiro de 2010 a frente de brisa proporcionou movimentos ascendentes que resultaram na formação de intensas células

convectivas na costa leste do estado de SP, em especial sobre a RMSP devido a ilha de calor urbano e no Vale do Ribeira pela interação entre frente de brisa, topografia e aquecimento sobre a região.

2.1.3 Medições das redes de superfície METAR e IAG-USP

As redes de estações de superfície METAR dos aeroportos de Congonhas e Campo de Marte e IAG-USP medem temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$), velocidade (m s^{-1}) e direção do vento ($^{\circ}$), pressão atmosférica reduzida ao nível do mar (hPa), umidade relativa do ar (%), precipitação acumulada (mm) (apenas IAG-USP) e fração de cobertura de nuvens. Essas estações de superfície dispunham de dados horários. Os dados utilizados foram do período de janeiro de 2005 a março de 2008. Desses dados verificou-se as variações condizentes com a entrada de BM, que de acordo com os estudos de OLIVEIRA e SILVA DIAS (1982), são de 3 tipos, descritos na seção 1.1.2.

Essas variações foram verificadas dia a dia no período de estudo, verificou-se o horário de mudança na direção e/ou intensidade do vento, conforme padrão descrito acima, queda da temperatura e da temperatura do ponto de orvalho. Ressalta-se que, foram considerados apenas os dias em que verificou-se a influência da frente de BM e consequente formação de tempestades, já que o objetivo encontra-se em determinar as condições predominantes de variação do vento ao longo do dia, temperatura e temperatura do ponto orvalho em situações de BM com formação de tempestade.

Para caracterização, utilizou-se o dia 18 de fevereiro de 2007 como exemplo do processo de seleção dos eventos. Nesse dia, segundo a estação do aeroporto do Campo de Marte, verificou-se vento de componente NE e NNE, entre as 0200 UTC e às 1000 UTC, vento de componente NW, entre as 1000 UTC e às 1500 UTC, vento de NNE, entre as 1500 UTC e às 1800 UTC, e as 1800 UTC mudança na direção de NNE para ESE (entrada de BM), que persistiu até o início da madrugada.

A Fig. 2.3 mostra o campo da taxa de precipitação instantânea estimada na área de abrangência do radar de São Paulo, observa-se a formação e a

intensificação de núcleos convectivos intensos sobre a RMSP, com taxas superiores a 100 mm h^{-1} . Ressalta-se que, a manutenção dos ventos de S/SE determinou a seleção dos eventos. Houve eventos para os quais a mudança dos ventos para esse setor não persistiram, em virtude de estarem associados a frente de rajada de alguma célula convectiva ao redor.

As imagens de satélite (Fig. 2.4) no canal infravermelho foram utilizadas para dar consistência a análise. Sistemas precipitantes associados a banda de nebulosidade orientadas de forma paralela a costa, estão geralmente associados a influência de BM.

Figura 2.3 – Campo de precipitação instantânea estimado com o radar de São Paulo, a uma altitude constante de 3 km de altura. Escala de cores indica intensidade da precipitação em mm h^{-1} . Data e contorno geopolítico da RMSP estão indicados.

Figura 2.4 – Imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho do dia 18/02/2007 as 1600 e 1800 UTC, respectivamente. A intensidade da cor branca é proporcional ao desenvolvimento das células convectivas. Contornos geopolíticos estão indicados.

2.1.4 Sondagem atmosférica

No aeródromo do Campo de Marte são realizadas sondagens duas vezes ao dia (0000 UTC e 1200 UTC). As variáveis medidas são perfis verticais de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$), velocidade, direção ($^{\circ}$) e intensidade do vento (m s^{-1}) e umidade relativa do ar (%). Também são obtidos nesse conjunto de dados a pressão atmosférica (hPa), altura geopotencial (m), razão de mistura do vapor d'água (g kg^{-1}), temperatura potencial (K), temperatura potencial virtual (K) e temperatura potencial equivalente (K). Nesse conjunto encontram-se índices de instabilidade de Showalter, de levantamento, total totals, K, energia potencial convectiva disponível [CAPE (J kg^{-1})], cálculo da energia potencial convectiva disponível pela temperatura virtual [CAPEV (J kg^{-1})], inibição de convecção [CINI (J kg^{-1})], inibição de convecção calculada a partir da temperatura virtual [CINIV (J kg^{-1})], número de Richardson global (adimensional), água precipitável (mm) e espessura entre 1000 hPa e 500 hPa (mgp).

Esse conjunto de dados foi utilizado apenas para comparação entre valores de CAPE (equação 1) e IL (equação 2) obtidos na sondagem, com os simulados com o ARPS no mesmo horário.

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \left(\frac{\theta_{ep(NCL)} - \theta_{esa}}{\theta_{esa}} \right) dZ \quad (1)$$

no qual:

NCL – é o nível de condensação por levantamento;

NE – é o nível de equilíbrio;

θ_{ep} é a temperatura potencial equivalente da parcela;

θ_{esa} é a temperatura potencial equivalente saturada do ambiente;

$$IL = T_{500} - T'_{500} \quad (2)$$

no qual:

T_{500} é a temperatura do ar no nível de 500 mb;

T'_{500} é a temperatura obtida pelo levantamento da parcela de ar com razão de mistura média entre a superfície e 850 mb até o nível de 500 mb;

2.1.5 Radar meteorológico MXPOL

O radar meteorológico móvel banda X Doppler denominado MXPOL é um sistema multifuncional que provê dados polarimétrico de altíssima resolução espacial para usos diversos, como por exemplo, o monitoramento de tempestades severas. O software denominado IRIS da SIGMET processa o Plano de Elevação Constante (PPI) e gera arquivos de dados brutos em tempo atual. Todos os parâmetros do equipamento podem ser obtidos em PEREIRA FILHO et al., 2007. As variáveis medidas são refletividade ajustada (Z) e sem correção (T), velocidade radial (V_r), largura espectral (W), refletividade diferencial (Z_{DR}), propagação de fase diferencial (ϕ_{DP}), e fase diferencial específica (K_{DP}), coeficiente de correlação da magnitude do sinal co-pol H e cross-pol V (ρ_{0HV}) e coeficiente de correlação entre as fases dos sinais co-pol H e cross-pol V ($\rho_{\phi HV}$).

O software IRIS que processa os dados brutos também gera alguns produtos. Os principais são PPI, RHI, CAPPI, ECHO TOP, chuva acumulada, perfis de refletividade máxima, cortes transversais, previsão de deslocamento de tempestades, trajeto e previsão de tempestades, água líquida integrada na vertical, velocidade e direção do vento.

O radar meteorológico MXPOL foi desenvolvido para uso operacional e foi testado em diversas condições meteorológicas como tempestades sobre o mesmo, e deslocamento do radar por terras íngremes. Um sistema de comunicação por meio de telefonia celular foi fundamental para transmissão de produtos de locais remotos. O MXPOL também representa um avanço tecnológico bastante significativo, já que trata-se do primeiro radar móvel de dupla polarização utilizado na previsão a curtíssimo prazo na Região Metropolitana de São Paulo.

O radar meteorológico MXPOL foi posicionado a Oeste da RMSP em Barueri (Fig. 2.5), São Paulo [$23^\circ 29' 59,59''S$; $46^\circ 54' 18,61''W$ (PEREIRA FILHO et al., 2007)]. A motivação do presente estudo veio por meio das observações de BM, obtidas com o auxílio do produto PPI nas elevações $0,6^\circ$ e $1,2^\circ$ do radar MXPOL, já que o mesmo apresenta sensibilidade suficiente para captar o sinal de retorno do levantamento de poeira, insetos e formação de pequenos cúmulos na frente de BM. Como por exemplo o dia 11/01/2010, no qual verificou-se o deslocamento da frente

de brisa sobre a ilha de calor urbana da RMSP seguida da formação de tempestade, que foi verificada no produto (MAX), com valores de até 60 dBZ (Fig 2.6).

Figura 2.5 – Imagem do satélite ACQUA da costa leste do Estado de São Paulo. A cruz indica a posição do radar meteorológico MXPOL em Barueri. Circunferências com espaçamento de 20 km. Fonte: Pereira Filho et al. (2007).

Figura 2.6 – Produto MAX obtido com o radar MXPOL, as colunas no canto direito e superior da figura são cortes verticais indicando a máxima refletividade da varredura. Limites geográficos e hora estão indicados. Barra de cores indica refletividade (dBZ).

Figura 2.6 – Continuação.

2.1.6 Modelo global GFS

A cada 6 horas são disponibilizados as análises do modelo de circulação global da atmosfera (GFS), as mesmas possuem 26 níveis isobáricos entre 1000 hPa e 10 hPa, com os campos das variáveis, componente zonal (m s^{-1}), meridional v (m s^{-1}) e vertical do vento (Pa s^{-1}), umidade relativa do ar (%), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e pressão atmosférica ao nível do mar (hPa), entre outras como o CINI (J Kg^{-1}) e CAPE (J Kg^{-1}).

Utilizou-se o modelo global GFS como condição inicial e de fronteira nas simulações com o ARPS (grade de 12 km) para caracterização climatológica dos eventos de BM associados a formação de tempestade. As análises do GFS também foram utilizadas na verificação espacial sinótica de desempenho do modelo ARPS para a grade de menor resolução espacial nos eventos específicos de 11/01/2010 e 21/02/2010. Os principais campos analisados são os de campo do vento horizontal e vertical em baixos e altos níveis da troposfera e os campos de pressão média ao nível do mar. Além disso, foi analisada a CAPE para os eventos específicos.

2.2 O Modelo ARPS

O modelo numérico ARPS é adequado a assimilação dos dados meteorológicos necessários à caracterização dos sistemas meteorológicos de interesse. Suas principais características (XUE et al., 1995, 2003):

- Equações totalmente compressíveis e não-hidrostáticas da atmosfera;
- Geometria cartesiana unidimensional (1D), bidimensional (2D) e tridimensional (3D) e coordenada vertical σ_z (segue as variações de altura do terreno) com opção de resolução vertical indicada pelo usuário;
- Advecção de segunda e quarta ordem quadraticamente conservativas na grade tipo C de Arakawa;
- Esquema “leapfrog” e semi-explícito para os modos de gravidade e acústicos, respectivamente, com opção para filtro de Asselin;
- Iniciação analítica, homogênea com sondagem e heterogênea tridimensional;
- Condições laterais rígidas, gradiente zero, periódicas, radiativa, forçadas externamente por nudging e especificadas pelo usuário;
- Translação automática de domínio aninhado para seguir trajetórias de tempestades (storm-tracking);
- Parametrização de microfísica de Kessler (warm-rain) e 3 categorias de gelo, num total de 6 fases de água: água de nuvem, água de chuva, gelo de nuvem, granizo (hail), granizo leve (graupel);

- Parametrização da turbulência subgrade de Smargorinsky-Lilly, formulação de energia cinética turbulenta de ordem 1.5 e fechamento dinâmico de Germano;
- Parametrização de cúmulos de Kain-Fritsch e Kuo;
- Parametrização de fluxos de calor, umidade e momento a partir das leis de arrasto aerodinâmico, com formulações dependentes da estabilidade atmosférica;
- Modelo de solo difusivo com múltiplas camadas e opção de inicialização usando o índice de precipitação antecedente;
- Iniciação do modelo em tempo real por meio de condições iniciais geradas pelo pacote de análise objetiva local;
- Assimilação de dados tridimensionais (3DVAR) para vários tipos de conjunto de dados, entre eles coordenadas esféricas de radar Doppler;

2.2.1 Variáveis simuladas

O modelo ARPS resolve explicitamente o conjunto de variáveis da Tabela 2.1 que são dependentes das coordenadas cartesianas (x,y,z,t) , e em conjunto compõem as equações da dinâmica dos fluídos. Algumas variáveis são geradas após o pós-processamento, as mesmas encontram-se na tabela 2.2.

Tabela 2.1 – Variáveis explicitamente simuladas pelo ARPS

Váriavel	Unidades
Temperatura Potencial (θ)	K
Pressão Atmosférica (p)	Pa
Razão de Mistura do Vapor D'água (q_v)	g kg^{-1}
Razão de Mistura da Água de Nuvem (q_c)	g kg^{-1}
Razão de Mistura da Água de Chuva (q_r)	g kg^{-1}
Razão de Mistura da Água em Forma de Cristais de Gelo (q_i)	g kg^{-1}
Razão de Mistura da Água em Forma de Neve (q_s)	g kg^{-1}
Razão de Mistura da Água em Forma de Granizo (q_h)	g kg^{-1}
Energia Cinética Turbulenta (tke)	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
Componente Zonal do Vento (u)	m s^{-1}
Componente Meridional do Vento (v)	m s^{-1}
Componente Vertical do Vento (w)	m s^{-1}

Tabela 2.2 – Variáveis calculadas no pós-processamento

Váriavel	Unidades
Temperatura do ar (Celsius)	$^{\circ}\text{C}$
Pressão do vapor d'água (e)	hPa
Umidade relativa (UR)	%
Temperatura do ponto de orvalho (T_D)	$^{\circ}\text{C}$
Temperatura de saturação do NCL (T^*)	K
Umidade específica (s)	g kg^{-1}
Pressão do NCL (P_{NCL})	hPa
Altitude do NCL (Z_{NCL})	m
Energia de inibição de convecção (CINI)	J kg^{-1}
Energia potencial convectiva disponível (CAPE)	J kg^{-1}
Pressão ao nível do mar (slp)	hPa
Componente Vertical do Vento (w)	m s^{-1}

2.2.2 Experimentos e simulações operacionais com o ARPS

As análises das variáveis meteorológicas na geração das condições iniciais que alimentam as simulações são provenientes de um modelo global ou de uma rodada ARPS de menor resolução espacial. Essas condições iniciais podem ser atualizadas e incrementadas pelas observações meteorológicas por meio do método de análise ARPS Data Assimilation System (ADAS), que não foi utilizado já que seria necessário uma extensa e confiável rede de estações de dados meteorológicos para a obtenção de resultados satisfatórios (HALLAK, 2007).

Nos experimentos numéricos utilizou-se apenas da análise global do GFS como condição inicial e de fronteira para a grade de 32 km e desta, obteve-se as condições iniciais e de contorno para a grade de 8 km que alimentaram uma grade menor com 2 km de resolução. Experimentos com resoluções espaciais de 12 e 2 km também foram realizados para verificar a sensibilidade do ARPS quanto a resolução espacial na simulações dos eventos de brisa. A Fig. 2.7 e 2.8 mostram os domínios numéricos para as grades definidas nos 2 conjuntos de grade. Os domínios são centrados no mesmo ponto geográfico ($23^{\circ} 36''$ S; $46^{\circ} 36''$ W), situado em torno do centro da RMSP. A projeção utilizada é a de Lambert (Xue et al., 1995) e as escolhas das áreas foram realizadas tendo em vista o custo computacional e os resultados obtidos no âmbito operacional do Laboratório de Hidrometeorologia (LABHIDRO).

Figura 2.7 – Mapa topográfico da área de estudo com os domínios das 3 grades das simulações, na projeção Lambert. Contorno geopolítico e resolução estão indicados. A barra de cores indica altitude (m).

Figura 2.8 – Mapa topográfico da área de estudo com os domínios das 2 grades das simulações. Contorno geopolítico e resolução estão indicados. A barra de cores indica altitude (m).

A tabela 2.4 contém as características dos experimentos controles como, definição das grades, características de solo e superfície, parametrizações de precipitação utilizadas, tempo e o passo de integração. Os experimentos controles recebem o sufixo CTL precedido da resolução da grade em km e a denominação cj1 ou cj2 que determina o tipo de conjunto de simulações (32CTLcj1, 8CTLcj1, 2CTLcj1, 12CTLcj2, 2CTLcj2).

As simulações numéricas de mais alta resolução espacial (2CTLcj1, 2CTLcj2) tem o primeiro nível a 10 m acima da superfície e os demais níveis espaçados entre 20 m e 400 m dentro da camada limite planetária. Acima dela esses valores crescem pela razão de uma função tangencial hiperbólica. A grade de 2 km utiliza parametrização de microfísica de nuvens de LIN; FARLEY e ORVILLE (1983) e não utiliza a parametrização de cúmulos na análise de simulação explícita da convecção profunda sobre RMSP.

A previsão numérica do tempo é realizada diariamente no âmbito do LABHIDRO com resoluções de 12 km sobre as regiões Sudeste, Centro-Oeste e Sul

do Brasil e 2 km sobre a metade leste do Estado de São Paulo, desde setembro de 2005.

Tabela 2.3 – Resolução das grades e respectivos números de pontos de grade

<i>Grade</i>	<i>Resolução(km)</i>	<i>No. Pontos x</i>	<i>No. Pontos y</i>	<i>No. Pontos z</i>
1	12	143	123	42
2	2	163	143	42

As previsões são geradas a cada 12 horas num intervalo de até 48 horas à frente. As variáveis chuva, temperatura, umidade, pressão, nebulosidade, ventos, e outras para aplicações específicas, são disponibilizados sobre o Estado de São Paulo numa grade regular nas resoluções da tabela 2.3. Essas simulações foram utilizadas do período de 2005-2008 na obtenção da situação sinótica média em dias de BM e formação de tempestade, na qual se obteve campos médios horários das componentes horizontais e verticais do vetor vento nos níveis 200 hPa, 500 hPa, 850 hPa e 1000 hPa, e das variáveis CAPE, Td, temperatura potencial equivalente, índice de levantamento e precipitação prevista. O horário de mudança no padrão do vento, na estação do IAG-USP, foi comparado com o obtido pela média das simulações no mesmo ponto, como forma de verificar o desempenho do ARPS.

Tabela 2.4 – Algumas características dos experimentos controle com o modelo ARPS

	Resolução Horizontal da Grade				
	32 km	8 km	2 km	12 km	2 km
Nome do Experimento	32CTLcj1	8CTLcj1	2CTLcj1	12CTLcj2	2CTLcj2
Nº de pontos da horizontal	153 x 153	153 x 153	183 x 183	183 x 183	183 x 183
Níveis na Vertical	46				
Primeiro Nível	10 m				
Tempo de integração	24 h				
Passo de tempo	32 s	15 s	10 s	60 s	12 s
Condições iniciais e de contorno	GFS 1º	ARPS 32 km	ARPS 8 km	GFS 1º	ARPS 12 km
Parametrização de Cúmulos	Sim	Não	Não	Sim	Não
Parametrização de Microfísica	Sim				
Topografia	900 m				
Modelo de Solo	2 Camadas				
Tipo de Solo	Real				
Tipo de Vegetação	Real				

Simulações numéricas com variações nas condições de superfície e topografia foram realizadas na grade de menor resolução espacial, uma das variações consistiu em substituir a área urbanizada por floresta úmida nas condições iniciais de superfície. A outra variação consistiu em remover a topografia na grade de 2 km em todo o domínio espacial para análise do comportamento de BM sem a Serra do Mar.

2.2.3 Análise das simulações

Muitas simulações foram realizadas no decorrer deste trabalho com diferentes tipos de parametrização, a fim de verificar o melhor ajuste do modelo ARPS sobre a RMSP. Dos eventos de BM simulados, detalhou-se apenas 2 deles, 11 de Janeiro de 2010 e 21 de fevereiro de 2010, no qual o primeiro foi com deslocamento da frente de BM e formação de tempestade e o segundo com influência da frente de BM, mas com fraca atividade convectiva. De um modo geral, as simulações resultaram próximas ao observado, com alguns erros em fase e amplitude dos núcleos de precipitação. No presente trabalho, o enfoque maior é dado para o evento de 11 de janeiro de 2010, e para as condições médias observadas e modeladas do vento em altos, médios e baixos níveis, temperatura, temperatura do ponto de orvalho, CAPE e índice de levantamento para os dias de BM e tempestade.

As saídas das simulações de 11 de janeiro de 2010 em alta resolução espacial foram salvas a cada 15 minutos de integração entre 1200 UTC e 2345 UTC, período de desenvolvimento de BM e formação das células convectivas sobre a RMSP. As análises foram feitas com as animações dos campos simulados.

3 - RESULTADOS

Nesta seção serão apresentados as análises das medições meteorológicas disponíveis e a caracterização climatológica e de estudo de caso com o modelo ARPS. São apresentados as condições meteorológicas médias em baixos, médios e altos níveis atmosféricos na formação de tempestade, conforme padrão da seção 2. Na sequência analisou-se 2 eventos para o qual houve a penetração de BM, sendo um com formação de células convectivas profundas e o outro com formações pouco desenvolvidas, embora em ambientes aparentemente similares. Foram realizadas análises de sensibilidade da atmosfera quanto a mudança do tipo de cobertura do solo na RMSP, de forma a representar o impacto do maior aquecimento do ar, devido a ilha de calor, na formação de tempestades. Os eventos estudados mostraram complexas interações físicas entre diferentes escalas espaço-temporais e estiveram associados a circulações de mesoescala intensas e precipitação.

3.1 Eventos de tempestades associados a BM

Identificou-se 125 eventos de BM, de acordo com o padrão da seção 2, no período estudado. Desses, observou-se que em 74% dos casos o vento passou de NW para SE, 11% dos casos o vento passou de NE para SE e em 15% dos casos se verificou a intensificação do vento na direção SE. Em geral, as tempestades na RMSP estão associados a ventos de NW em superfície (MORALES; ROCHA; BOMBARDI, 2010), e corrobora com os resultados obtidos no presente estudo. Na estação meteorológica do IAG, se verificou um aumento nos valores médios de Td de 17,9 °C, antes de BM, para 20,7 °C, logo após a passagem da brisa, os valores de temperatura decresciam em média de 28,6 °C para 24,9 °C. Na estação do aeroporto do Campo de Marte a temperatura média decresce de 29,7 °C para 25,8 °C. Ressalta-se que, os valores de temperatura e temperatura do ponto de orvalho, foram obtidos no horário anterior a passagem da brisa, e no horário logo após a influência de BM.

Dos 125 casos de BM entre 2005 e 03/2008, raras exceções não se verificou a influência da mesma no aeroporto do Campo de Marte, mas apenas nas estações

do IAG e de Congonhas. Em 4 dessas ocasiões, os ventos apresentaram direção entre N e W antes da entrada de BM, e a intensidade do mesmo variava entre 2 e 3 m s^{-1} , velocidade insuficiente para impedir a passagem de BM pela cidade de São Paulo, nos outros casos o vento era quase paralelo ou paralelo a direção da costa e também não explicaria esse fato. Nos eventos em que o vento foi paralelo a costa, observou-se uma maior cobertura de nuvens e temperaturas máximas menores que nos outros dias, em torno de 27 °C, tornando o gradiente de temperatura entre a cidade e a região da costa (no mesmo nível de altitude) menor, que diminui a intensidade de BM e dissipa a mesma ao interagir com a região urbana de São Paulo.

As situações com predominância de vento entre W e NW, apresentaram em comum baixos valores de Td (em torno de 15 °C) antes da entrada da frente de BM, e apesar das temperaturas máximas terem superados a marca dos 30 °C, as células convectivas eram menos desenvolvidas e mais isoladas, devido a baixa disponibilidade de umidade. Em situações de Td elevado, muitas células convectivas e profundas se formam na traseira da frente de BM, e em muitos casos, antes da entrada de BM na cidade de São Paulo. As frentes de rajadas associadas as células convectivas, na traseira da frente de brisa, impulsionam o deslocamento da BM, além disso, essas células induzem resfriamento nas regiões em que se deslocam e aumentam o gradiente de temperatura entre a traseira e a dianteira de BM, que aceleram seu deslocamento.

Em condições de poucas células convectivas e com pouco desenvolvimento vertical, esse mecanismo que impulsiona a frente de brisa se torna ineficiente, e a mesma pode se dissipar mais facilmente no atrito com a superfície e na interação com a circulação local gerada pela IC. Em situações de céu claro e baixa umidade do ar, a ilha de calor urbano se torna mais evidente e a circulação local na área urbanizada mais intensa (ELIASSON, 1996), logo, a frente de BM precisa ser mais intensa para ultrapassar a cidade. No inverno, como o gradiente de temperatura entre a cidade e a região da costa (no mesmo nível), no período da tarde, é muito maior que no verão, a frente de BM consegue ultrapassar a cidade mais facilmente.

A maior parte dos eventos de tempestades associados a BM ocorreram na estação de verão, e quase a totalidade deles ocorreram entre outubro e abril, no qual

registrou-se apenas 1 caso em setembro. Seguindo a metodologia de OLIVEIRA e SILVA DIAS (1982), obteve-se o horário médio da passagem de BM (tabela 3.1) em cada estação utilizada nesse estudo.

Tabela 3.1 – Horário médio anual de entrada de BM em cada estação meteorológica. A sigla HL indica hora local.

Ano	Aeroporto Campo de Marte (SBMT)	Aeroporto de Congonhas (SBSP)	Estação IAG-USP (Parque Cientec)
2005	1936 UTC (17:36HL)	1827 UTC (16:27HL)	1817 UTC (16:17HL)
2006	1912 UTC (17:12HL)	1815 UTC (16:15HL)	1809 UTC (16:09HL)
2007	1918 UTC (17:18HL)	1818 UTC (16:18HL)	1814 UTC (16:17HL)

O tempo médio de deslocamento da frente de BM entre as estações do IAG e do aeroporto do Campo de Marte é de aproximadamente 1 hora, e o horário de detecção da frente de BM, nas estações de Congonhas e do IAG-USP, mais propício a geração de tempestades sobre a RMSP situa-se em torno de 1800 UTC. Quando a passagem da frente de BM ocorre muito antes desse horário, a mesma atinge a RMSP sem que o ambiente urbano esteja suficientemente aquecido, e quando ocorre muito tarde, o ambiente já está mais frio, devido a perda de calor por radiação de onda longa ser maior que o ganho por radiação de onda curta, verifica-se pouca ou nenhuma precipitação (PEREIRA FILHO et al., 2004).

O indicativo de um horário de entrada de BM com “máxima eficiência” na geração de tempestades, é de suma importância na previsão de chuvas intensas a curtíssimo prazo, a mesma mostrou-se eficiente em situações operacionais no âmbito do LabHidro. Com a capacidade do radar MXPOL em conseguir identificar a baixa refletividade da frente de BM, pode-se, associado a outras variáveis, como temperatura, temperatura do ponto de orvalho e perfil termodinâmico da atmosfera, inferir na ocorrência de tempestade sobre a RMSP.

3.1.1 Distribuição espacial das chuvas para eventos de BM

Com base nas análises dos dias com BM e dos dados de CAPPI 3 km do radar de São Paulo, obteve-se estimativas da contribuição anual de precipitação proporcionada pela brisa, onde nota-se que, a máxima acumulação ocorre sobre a macha urbana da RMSP (Fig. 3.1).

Figura 3.1 – Distribuição espacial da chuva acumulada pelo radar de São Paulo, para eventos de chuvas geradas pelo deslocamento de BM. Sendo (a) ano de 2005 (46 casos), (b) 2006 (30 casos), (c) 2007 (30 casos). O item (d) representa o *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI). Escala de cores indica chuva acumulada (mm) em (a), (b) e (c) e NDVI em (d).

A (Fig. 3.1 (a), (b) e (c)) mostra picos de até 600 mm de acumulação sobre a RMSP, com outros picos menores verificados na região do Vale do Paraíba, que estiveram associados ao aquecimento diurno canalizado entre as montanhas do vale (TONG et. al., 2005). A Fig. 3.1(d) mostra o NDVI, e nesse caso, quanto menor o valor, mais urbanizada ou menos arborizada é a região (CARLSON; RIPLEY, 1997). Sobre a RMSP, as cores em tom avermelhado estão associadas a presença de prédios, asfalto, concreto entre outros, quanto mais escura for a cor vermelha maior é essa urbanização. As regiões que apresentam área urbanizada e consequente maior aquecimento, são as regiões no qual verifica-se os maiores acumulados de precipitação. Os picos secundários sobre a região do Vale do Paraíba, também acompanham valores menores de NDVI, que reforça ainda mais o fato de que a IC urbano é um fator importante na geração de tempestade num ambiente com configuração topográfica favorável a penetração da frente de BM.

A maior acumulação encontra-se na divisa do município de São Paulo com o Grande ABC, posição ligeiramente a sudeste do núcleo mais urbanizado (menores valores de NDVI). Dado que em 74% dos casos o vento apresenta componente NW, conclui-se que, a região de maior aquecimento é advectada em direção a divisa com o Grande ABC (BAIK; CHUN, 1997), que interage com a frente de BM e proporciona os maiores acumulados naquela região.

Outros picos, com menores valores de precipitação, são verificados sobre a RMSP em áreas com pouca, ou nenhuma urbanização, como por exemplo, o pequeno núcleo localizado a noroeste do município de Mogi das Cruzes. Essas regiões são favorecidas pela configuração topográfica (Fig. 1.2), como montanhas e serras, que favorecem o levantamento de BM e a formação de células convectivas sobre a mesma.

3.2 Simulações de BM com o ARPS

As simulações operacionais do modelo ARPS, com resolução de grade de 12 km, foram utilizadas para o cálculo dos campos médios horários em vários níveis (1000 hPa, 850 hPa, 500 hPa, 200 hPa) de diferentes variáveis, com isso obteve-se

as situações atmosféricas predominantes ao longo dos dias de tempestades associadas a BM.

3.2.1 Evolução média de BM nos baixos níveis

Figura 3.2 – Evolução temporal do vento horizontal médio, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008 no nível de 1000 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados.

A Fig. 3.2 apresenta a evolução espaço-temporal da circulação associada a BM na costa leste de São Paulo. A simulação do horário de entrada coincide com a observação no ponto da estação meteorológica do IAG (1800 UTC). Entre as 1000 UTC e 1400 UTC nota-se entre a costa dos estados de São Paulo e do Paraná uma região de circulação ciclônica do vento com deslocamento para leste, e que as 1600 UTC se torna um cavado invertido. A circulação sinótica sobre o oceano tem orientação de NE na costa, e as 1000 UTC, de modo geral, o mar está mais

aquecido que o continente, o que favorece a brisa terrestre e promove convergência dela com a circulação sinótica sobre o oceano.

No decorrer do dia, com o aquecimento do continente, observa-se um giro do vetor vento no sentido anti-horário e a convergência sobre o oceano aumenta. As 1200 UTC verifica-se a presença da brisa terrestre no litoral norte de São Paulo (vento de NW), porém no litoral sul já se observa a influência de BM, e ocorre o surgimento de uma circulação fechada sobre o oceano devido ao cisalhamento horizontal do vento. O surgimento de uma circulação ciclônica de baixos níveis, também é favorecido pela curvatura da costa.

Na região sudeste do país, de forma geral, os ventos predominam de N e NE no período da manhã e entre N e NW no período da tarde, compatível com a presença da alta subtropical sobre o oceano atlântico. As figuras foram plotadas em coordenadas de pressão, já que as rodadas operacionais são armazenadas apenas nesse modo, e portanto, uma análise mais minuciosa no interior do país fica prejudicada nesse nível, porém, como o foco principal é a região costeira, as informação necessária puderam ser extraídas.

A velocidade vertical média horária do vento (Fig. 3.3), mostra que no período da manhã, enquanto o Vale do Ribeira já apresenta movimentos ascendentes do ar, o litoral norte do estado de São Paulo, apresenta intensos movimentos descendentes, associados a brisa terrestre. Os ventos apresentam sentidos opostos, que juntamente com a situação sinótica favorecem a circulação ciclônica observada na evolução diária da Fig. 3.2. Como o Vale do Ribeira tem sua serra mais distante do litoral, o mesmo acaba por apresentar maior aquecimento, e conseqüentemente a frente de BM ocorre primeiro nessa região. Os valores horários médios de CAPE para esses eventos, mostram que o Vale do Ribeira apresenta os maiores índices (Fig. 3.4), quando comparados ao litoral norte, como consequência do maior aquecimento, no qual influência a entrada da frente de BM.

Figura 3.3 – Evolução temporal média do componente vertical do vento, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008 no nível de 1000 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica velocidade vertical em m s^{-1} .

3.2.2 Índice de instabilidade CAPE e IL

Na Fig. 3.4, nota-se que os valores máximos da CAPE, situam-se entre 1750 J kg^{-1} e 2000 J kg^{-1} sobre a RMSP. Os resultados obtidos mostram que, para os eventos de brisa selecionado, a frente de BM forma tempestade apenas em ambiente termodinamicamente instável sobre a RMSP. Ressalta-se que, valores elevados da CAPE associados a nenhuma *Convective Inhibition* (CINI), em muitas ocasiões não favorecem a formação de tempestades, uma vez que o disparo de convecção profunda se torna generalizado e promove rápido consumo da CAPE e, portanto, diminui as chances de se atingir valores de instabilidade convectiva extrema. Segundo Emanuel (1994), quando existe CINI apenas algumas células

convectivas se formam nas regiões onde a forçante para levantamento das parcelas de ar for maior, deste modo, ocorre diminuição da “competição” das mesmas pela CAPE, o que torna as correntes ascendentes mais intensas e de longa duração.

No caso da RMSP, o valor médio de CINI obtido pela sondagem atmosférica no Campo de Marte, nos dias de tempestades associados a BM, foi de -40 J kg^{-1} , índice suficientemente elevado para impedir o rápido consumo da CAPE (EMANUEL, 1994). A circulação local gerada pela ilha de calor urbano, age no sentido de gerar a maior forçante para levantamento das parcelas de ar, justamente sobre a mancha urbana da RMSP. No decorrer do tarde, a interação da frente de BM com esse ambiente, aumenta mais o empuxo do ar sobre a RMSP, de acordo com a Fig. 3.5.

Figura 3.4 – Evolução temporal média da CAPE, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica CAPE em J kg^{-1} .

Figura 3.5 – Evolução temporal média do componente vertical do vento, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008 no nível de 850 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica velocidade vertical em m s^{-1} .

Desde que a CAPE é um indicativo limitado da formação de tempestade, já que leva em consideração apenas o nível mais próximo da superfície como referência, adicionalmente utilizou-se o índice de instabilidade por levantamento (IL) (GALWAY, 1956) favoráveis ao desenvolvimento de tempestades sobre a RMSP em dias de BM.

Figura 3.6 – Evolução temporal média de IL, com BM e formação de tempestade na RMSF, entre 2005 e 2008. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica IL em °C.

O IL situa-se entre $-1,5\text{ °C}$ e $-2,0\text{ °C}$, e $-3,5\text{ °C}$ e $-4,0\text{ °C}$ as 1200 UTC e 1600 UTC na RMSF, respectivamente (Fig. 3.6). Os maiores valores estão a oeste do estado de São Paulo, leste de Mato grosso do Sul e região do Vale do Ribeira, e concordam com o maior aquecimento em superfície observados nessas regiões.

Por outro lado, as medições com a sondagem atmosférica do Campo de Marte, as 1200 UTC, é de 616 J kg^{-1} , e com o modelo ARPS de 559 J kg^{-1} , na média de todos os eventos. O IL médio foi de $-1,5\text{ °C}$ com as simulações, e $-2,2\text{ °C}$ com a sondagem. No geral, o ARPS mostrou-se preciso na simulação desses índices termodinâmicos para esses eventos de tempestade. Embora tenha subestimado IL, estimou adequadamente o valor da CAPE.

3.2.3 Condições atmosféricas dos baixos aos altos níveis

Figura 3.7 – Evolução temporal do vento horizontal médio, com BM e formação de tempestade na RMSF, entre 2005 e 2008 no nível de 850 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados.

A Fig. 3.7 apresenta a evolução temporal do vento em 850 hPa em dias de BM com tempestade. Nota-se a influência da frente de BM nos níveis acima, com atraso de aproximadamente 1 hora na mudança da direção do vento em relação a superfície. O efeito da mudança da circulação de BM, se confina a até 2 km próximos a superfície, conforme medição do perfil vertical do vento com o radar MXPOL (Fig. 3.28), e deste modo é verificado no nível de 850 hPa. No período da manhã, em quase todo o domínio de grade, os ventos são de NW e N. Entre o fim da tarde e a noite, observa-se a influência da frente de BM em toda a costa, com notória influência nesse nível.

Nota-se no sul do país, a convergência dos ventos de S e SE com ventos de N e NW, e que assemelha-se ao padrão de avanço de uma frente fria sobre a região, com convergência dos ventos melhor definida sobre o oceano, esses resultados coincidem com os obtidos por MORALES, ROCHA e BOMBARDI (2010), com a ressalva de que no estudo realizado por eles levou-se em conta todos os eventos convectivos sobre a RMSP, e no presente trabalho apenas eventos ocasionados por BM.

Figura 3.8 – Evolução temporal média da linha de corrente, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008 no nível de 500 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados.

Em níveis médios (Fig. 3.8), nota-se um escoamento quase que predominantemente zonal durante todo o dia sobre o estado de São Paulo. O detalhe fica sobre o estado do Mato do Grosso do Sul que apresenta um vórtice anticiclônico com deslocamento para leste entre o período da manhã até por volta das 1600 UTC, a partir desse horário passa a se deslocar para oeste. Esse padrão

acompanha a convecção diurna sobre a região, com movimentos ascendentes mais intensos na borda desse padrão de circulação anticiclônica de médios níveis (Fig. 3.9).

Figura 3.9 – Evolução temporal média do componente vertical do vento, com BM e formação de tempestade na RMSR, entre 2005 e 2008 no nível de 500 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica velocidade vertical em m s^{-1} .

Os movimentos ascendentes resultante da circulação de brisa são evidentes no nível de 500 hPa (Fig. 3.9), com movimentos ascendentes, no estado de São Paulo, que iniciam-se no Vale do Ribeira e em seguida formam uma linha definida de movimentos ascendentes paralelo a costa dos estados de São Paulo, Santa Catarina e Paraná.

Em 200 hPa (Fig. 3.10), observa-se um padrão de circulação consistente com a Alta da Bolívia, com pouca variação espacial e temporal no domínio de grade. Esse padrão de circulação em altos níveis atmosféricos é consistente com a estação de verão e era esperado, já que quase a totalidade dos eventos de tempestades associados a BM ocorreram nessa estação.

Figura 3.10 – Evolução temporal média da linha de corrente, com BM e formação de tempestade na RMSP, entre 2005 e 2008 no nível de 200 hPa. Limites geográficos e horários estão indicados.

3.2.4 Simulação de precipitação e umidade

A advecção de umidade pela frente de BM, na costa leste do País, indica um aumento de Td de 17 °C no período da manhã para em torno de 20 °C as 1800 UTC (Fig. 3.11), compatível com o obtido pela estação do IAG-USP. Ressalta-se que a Td mais elevada sobre o estado do Mato do Grosso do Sul e do Paraguai estão associados a fluxo de umidade da Amazônia.

A distribuição espacial simulada com o modelo ARPS, entre 2005 e 2008 para os eventos de BM (Fig. 3.12), indicam maior precipitação ao longo da costa. As maiores acumulações de chuva são consistentes com a estimada pelo radar de São Paulo (Fig. 3.1), entretanto, o núcleo mais intenso sobre a RMSP é menos evidente. Sugere-se que a resolução espacial do modelo afete essa configuração espacial.

A precipitação acumulada simulada com o ARPS, sugere maiores índices sobre o continente e ambiente mais instável com chuvas convectivas. A IC amplifica localmente a intensidade da chuva na região.

Figura 3.11 – Temperatura do ponto de orvalho média horária em superfície para os dias com influência de BM e consequente formação de tempestade sobre a RMSP entre 2005-2008. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica Td em °C.

Figura 3.12 – Precipitação acumulada entre 09/2005 e 03/2008 estimada pelo ARPS para os dias com influência de BM e consequente formação de tempestade sobre a RMSP. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica chuva em mm.

O modelo ARPS simulou adequadamente direção e intensidade do vento, nível de instabilidade e umidade, entretanto o máximo de precipitação observado sobre a RMSP não fica caracterizado pelo ARPS, e se deve a resolução e a inadequada representação da superfície urbana dessa grade (HALLAK, 2007). A

superfície urbana da RMSP, é definida pelo modelo como uma região de solo semidesértico, que difere da situação real e induz erros na precipitação estimada.

Conforme mostrado adiante, as simulações com resolução de 2 km, permitem o desenvolvimento da IC urbana, embora com intensidade menor que o observado, conforme mostrado nas simulações do dia 11/01/2010. Sugere-se que a inadequada representação do solo urbano pelo modelo diminui a intensidade da IC.

Nota-se na Fig. 3.12, no estado do Mato Grosso do Sul, que os máximos acumulados situam-se na borda do vórtice anticiclônico de médios níveis (Fig. 3.8), esse tipo de circulação em médios níveis induz movimentos descendentes do ar em seu centro, levantamento das parcelas de ar em sua borda e queda de pressão em superfície com formação de células convectivas.

3.3 Estudo de caso de 11 de Janeiro de 2010

Este evento de BM foi associado com alta acumulação de chuva, caracterizado pela interação entre BM, circulação de grande escala e IC.

3.3.1 Modelo GFS

As análises do campo de pressão reduzida ao nível do mar (PNM) (Fig. 3.13) do modelo GFS, mostram um centro de alta pressão relativa com 1012 hPa na costa da Argentina, as 0000 UTC de 11 de janeiro de 2010, e que nas horas seguintes se deslocou para leste. Uma frente fria associada a esse sistema na costa do estado de Santa Catarina, induz a formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical sobre a região (Fig. 2.2). Ao longo do dia, a frente fria desloca-se pelo oceano até a altura do Estado de São Paulo. Essa circulação de grande escala é semelhante a obtida na média de todos os eventos de BM com tempestades, nas simulações numéricas com o ARPS (Fig. 3.7).

A frente fria se deslocou pelo oceano e permitiu a formação de nuvens de tempestades na RMSP. Este caso, concorda com as análises de MORALES, ROCHA e BOMBARDI, 2010, com circulação associada a frente fria no oceano que induz a formação de tempestades na costa leste de São Paulo. Esse padrão sinótico

reforça os efeitos de BM e ilha de calor na RMSP e produzem tempestades mais intensas.

Figura 3.13 – Campos de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) obtidos das análises do modelo de circulação global GFS no evento de 11 de janeiro de 2010. O intervalo das isóbaras é de 1 hPa. Contornos geopolíticos, latitudes, longitudes e horários estão indicados. Cores frias/quentes indicam valores mais baixos/altos.

Figura 3.13 – Continuação.

O geopotencial em 700 hPa, obtido das análises do GFS, mostram uma crista a leste do estado de São Paulo, com menor intensidade a tarde, conforme mostra a diminuição de geopotencial nesse nível (Fig. 3.14). Houve subsidência em grande parte da região de interesse, exceto uma pequena região na costa leste do estado de São Paulo em que se observou leves movimentos ascendentes no período da manhã e movimentos descendentes no período da tarde, porém a maior parte do estado passa a movimentos ascendentes nesse período (Fig. 3.14).

Os campos de divergência do fluxo de umidade do GFS em 1000 hPa (Fig. 3.15), mostram a mudança na direção do vento de noroeste no período da manhã para sudeste as 1800 UTC na costa do estado de São Paulo, e uma região com intensa convergência do fluxo de umidade no nordeste do estado, e que inclui a RMSP, associada com a penetração de BM.

Figura 3.14 – Campos de movimento vertical e altura geopotencial (mvp) obtidos das análises do modelo de circulação global GFS no evento de 11 de janeiro de 2010. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 20 mvp. Contornos geopolíticos, latitudes, longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica velocidade vertical em Pa s^{-1} .

Figura 3.15 – Campo de vento (m s^{-1}) e divergência do fluxo de umidade ($10^{-7} \text{ kg kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) a 10 m acima da superfície das análises do modelo global GFS no evento de 11 de janeiro de 2010. Contornos geopolíticos, latitudes, longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica divergência do fluxo de umidade.

Figura 3.16 – Campo de vento (m s^{-1}) e divergência de massa (s^{-1}) no nível de 200 hPa das análises do modelo global GFS no evento de 11 de janeiro de 2010. Contornos geopolíticos, latitudes e longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica divergência de massa.

Observa-se um anticiclone em 200 hPa nos estados do Paraná, São Paulo e parte do oceano Atlântico (Fig. 3.16), similar ao obtido com as simulações numéricas com o ARPS, e estão associados a configuração da Alta da Bolívia no verão. No período da manhã verifica-se convergência de massa na costa do leste do estado de São Paulo, que induz movimentos subsidentes e céu claro nesta região. No período da tarde nota-se divergência em altos níveis, com movimentos ascendentes em superfície.

A CAPE se manteve alta ao longo do dia na RMSP (Fig. 3.17), com máximo entre 2250 e 2500 J kg^{-1} às 1800 UTC, e concomitante desenvolvimento de tempestade logo após a passagem da brisa.

Figura 3.17 – CAPE (J kg^{-1}) em superfície das análises do modelo GFS no evento de 11 de janeiro de 2010. Limites geográficos e horários estão indicados. A escala de cores indica os valores de CAPE.

A sondagem atmosférica de 11 de janeiro de 2010 as 1200 UTC indicou CAPE de 1491 J kg^{-1} , e IL de $-4 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Ao longo da manhã o aquecimento superficial e a injeção de umidade elevaram os índices de instabilidade num ambiente de fraco cisalhamento vertical.

3.3.2 Caracterização com o radar MXPOL

O radar meteorológico MXPOL é uma importante ferramenta na identificação de BM e na previsão de eventos intensos, e foi a principal motivação na realização do presente trabalho, que possui sensibilidade suficiente para identificar a circulação de BM. Na sequência de imagens da Fig. 3.18, observa-se o deslocamento da frente de BM sobre a RMSP por meio do produto PPI12Z do MXPOL. A frente de BM propaga-se perpendicularmente a costa em direção a RMSP, quando a mesma atinge a área correspondente a mancha urbana, verifica-se uma diminuição na sua velocidade de deslocamento, devido a rugosidade de superfície e a circulação local gerada pela ilha de calor urbano. A frente de brisa avança lentamente sobre a mancha urbana e converge sobre ela mesma, formando as primeiras células convectivas, na sequência observa-se núcleos convectivos com valores superiores a

55 dBZ na baixa atmosfera, que corresponde a chuva muito intensa ($\sim 100 \text{ mm h}^{-1}$) e queda de granizo.

Figura 3.18 – Produto PPI do radar MXPOL com ângulo de elevação da antena de 1.2° no dia 11/01/2010. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica refletividade em dBZ.

Figura 3.18 – Continuação.

Figura 3.18 – Continuação.

Nota-se células convectivas na retaguarda da frente de BM (Fig. 3.18), produzidas pela injeção de umidade e levantamento das parcelas de ar induzidas pela topografia local. Essas células geraram frentes de rajadas e se somaram a frente de BM em direção a RMSP. Células mais intensas foram observadas sobre a área urbanizada da RMSP e sugerem o efeito da IC no aumento da instabilidade termodinâmica.

3.4 Simulações numéricas do evento de 11 de janeiro de 2010.

Nesta seção são apresentadas as simulações numérica para o evento de 11 de janeiro de 2010, com uma rápida comparação entre 2 conjuntos de grades de experimentos controle 32kmCTLcj1 8kmCTLcj1 2kmCTLcj1 e 12kmCTLcj2 2kmCTLcj2, com as áreas de domínios definidos nas Figs. 2.7 e 2.8.

3.4.1 Resultados da grade de 32km e 12km

O experimento controle das grades de 32 km e 12 km possuem as características descritas na tabela 2.4, denominados de 32CTLcj1 e 12CTLcj2. Os mesmos foram realizados para verificar se o desempenho do modelo se deteriorava

na utilização de apenas 2 grades (12CTLcj2;2CTLcj2) em relação as 3 grades (32CTLcj1;8CTLcj1;2CTLcj1).

A Fig. 3.19 mostra a sequência temporal dos campos de vento (m s^{-1}) e precipitação acumulada horária (mm h^{-1}) no primeiro nível do modelo acima da superfície (10 m) para a grade de 32 km. Os horários mostrados são entre 1800 UTC e 2100 UTC, e correspondem ao período de atividade da BM e chuva observada na costa de São Paulo.

Em geral, a área de precipitação é superestimada e a intensidade é subestimada devido a baixa resolução do modelo. No período da manhã observou-se a brisa terrestre (não mostrado). Ao longo do dia, o vento de NW diminuiu, mas a brisa não foi adequadamente simulada entre 1800 e 2100 UTC. As maiores acumulações de chuva ocorreram ao longo da costa típico dos associados a frente de BM na região da Serra do Mar. Análises qualitativas entre o campo de precipitação simulada e o campo de nebulosidade das imagens do satélite (Fig. 2.2) mostram muitas semelhanças. A distribuição espacial pouco se modifica nas horas seguintes.

A Fig. 3.20 mostra a sequência temporal dos campos de vento (m s^{-1}) e precipitação acumulada horária (mm h^{-1}) no primeiro nível do modelo acima da superfície (10 m) para a grade de 12 km. Os horários mostrados são entre 1800 UTC e 2100 UTC, e correspondem ao período de atividade de BM e chuva observada na costa de São Paulo.

Figura 3.19 – Campos de precipitação acumulada (mm h^{-1}) e vento (m s^{-1}) da simulação controle 32CTLcj1 no evento de 11 de janeiro de 2010. Limites geográficos, horários e vetor padrão estão indicados. Escala de cores indica chuva acumulada (mm h^{-1}).

Figura 3.20 – Campos de precipitação acumulada (mm h^{-1}) e vento (m s^{-1}) da simulação controle 12CTLcj2 no evento de 11 de janeiro de 2010. Limites geográficos, horários e vetor padrão estão indicados. Escala de cores indica chuva acumulada (mm h^{-1}).

O conjunto de simulações controle 2 apresentaram maior semelhança ao evento de 11 janeiro de 2010, tanto na grade 12CTLcj2 quanto na 2CTLcj2 em comparação a 2CTLcj1 (não mostrado). Nota-se na Fig. 3.20, um padrão mais claro da BM atuando na costa do estado de São Paulo precedido pela brisa terrestre (não mostrado), observam-se núcleos convectivos mais organizados e com intensidade mais próxima aos estimados com o radar de São Paulo. Por exemplo, o núcleo mais intenso no litoral de São Paulo, na divisa com o Paraná, se assemelha ao observado no campo de nebulosidade (Fig. 2.2). Os padrões de convergência e divergência do

vento não mostrados), também são semelhantes aos observados nas análises do GFS (Fig. 3.15).

Os experimentos controle do conjunto 2 se assemelharam mais ao padrão observado, além de possuírem menor custo computacional, o que justifica sua utilização nas análises da formação de precipitação sobre a RMSP na grade de maior resolução espacial.

3.4.2 Simulações com alta resolução espacial

3.4.2.1 Condições iniciais de superfície

O experimento controle 2CTL manteve as características fisiográficas e físicas das simulações de menor resolução, exceto a não utilização da parametrização de cúmulos de Kain-Fritsh. As simulações obtidas com a grade de 2 km pode diferir ou reproduzir condições refinadas das grades de menor resolução espacial, pois são capazes de resolver comprimento de onda mínimo de até $2\Delta x$, nesse caso 4 km. De tal forma que variáveis que estejam oscilando nos pontos de grades vizinhos serão calculadas pelo modelo. Essas oscilações podem ser reais ou espúrias e deveriam ser comparados a dados medidos, porém, dada a carência de estações de superfície com alto controle de qualidade, essa comparação se torna limitada.

Nos resultados obtidos com o experimento controle 2CTL houve o desenvolvimento de algumas células profundas sobre a RMSP, que reproduziram relativamente bem o observado pelo radar meteorológico (Fig. 3.21). As simulações com o ARPS, de maneira geral, produziram células mais intensas, porém com menor duração em relação as estimativas obtidas com o radar de São Paulo. Devido ao adiantamento da penetração da BM (em torno de 30 minutos), as células convectivas se formaram antes do observado nas simulações, porém foram eficientes em reproduzir as convecção mais intensas sobre a área mais urbanizada da RMSP.

Figura 3.21 – Campos de precipitação acumulada (mm h^{-1}) com o radar de São Paulo (esquerda) e pela simulação 2CTL (direita) no evento de 11 de janeiro de 2010. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica chuva acumulada (mm h^{-1}).

O maior núcleo de precipitação simulado coincide com o observado, outros núcleos, a oeste e sul do mais intenso se formaram antes do observado e com intensidade superior aos mesmos. Nota-se semelhança entre a precipitação acumulada observada e a estimada com o radar de São Paulo.

Na figura 3.22, nota-se uma das células intensas simuladas pelo ARPS na fase madura sobre a área urbana da RMSP, o disparo da mesma se deu na interação entre a BM e a frente de rajada de outra célula convectiva menos intensa, que se desenvolveu sobre a ilha de calor urbana da RMSP. Essa célula se formou em torno de 30 minutos antes do observado.

A figura 3.23 apresenta corte vertical na direção indicada na Fig. 3.22 dos campos de cristais de gelo (q_i), razão de mistura de água de nuvem (q_c), razão de

mistura de granizo (q_h) e neve (q_s), além das circulações do componente vertical do vento.

Figura 3.22 – Somatória da Integração vertical das variáveis razão de mistura de água de nuvem (q_c), neve, (q_s), granizo/graupel (q_h) e cristais de gelo (q_i). A linha preta indica a posição do corte vertical de $q_c + q_i$. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica $q_c + q_i + q_s + q_h$ (g kg^{-1}).

O corte vertical da célula convectiva da Fig. 3.22, mostra que o máximo no movimento vertical ascendente (no horário mostrado) ocorreu entre 11 e 12 km de altura, e com magnitude em torno de 6 m s^{-1} , um segundo pico de mesma intensidade ocorre em torno de 8 km (Fig. 3.23). A região com maior conteúdo de água de nuvem e cristais de gelo encontra-se na área dos máximos na velocidade vertical, entre 5 e 13 km. Nessa região coexistem processos físicos eficientes, que liberam energia de calor latente devido a produção de gelo, já que a temperatura nessa altitude é inferior a 0°C . Essa energia aumenta o empuxo das parcelas de ar e explicam o máximo das razões de mistura logo acima dos maiores núcleos de velocidade.

O formato da célula convectiva é comparado em tamanho e formato aos obtidos com o produto máxima refletividade na coluna (MAX) do radar MXPOL (Fig. 3.24).

Figura 3.23 – Corte vertical da soma razão de mistura de água de nuvem (q_c) e cristais de gelo (q_i) na latitude 23.58°S. As isolinhas correspondem a componente vertical do vento ($m\ s^{-1}$). Limites geográfico e horários estão indicados. Escala de cores indica q_c+q_i ($g\ kg^{-1}$).

O Cb simulado apresenta base com diâmetro entre 15 e 20 km (Fig. 3.23), e topo a 15 km de altura, permanecendo com topo de 14 km nos horários seguintes (não mostrados). A subsidência observada abaixo de 4 km e no centro do Cb, estão associadas a precipitação, e resultam em frentes de rajada. Novas células se formaram, com topos de até 9 km de altitude, a partir da frente de rajada da célula principal. Nesta resolução espacial de 2 km, as tempestades são adequadamente, simuladas com os respectivos movimentos ascendentes e descendentes no interior da célula. Esses movimentos no interior do Cb simulado, são decorrentes de uma média de diversos centros de correntes ascendentes e descendentes não detalhados (HALLAK, 2007).

Figura 3.24 – Produto MAX do radar MXPOL e corte vertical no dia 11/01/2010. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica máxima refletividade em dBZ.

O ciclo de vida do Cb foi de aproximadamente 1 hora, próximo ao observado, e apresentou maior duração que os outros núcleos convectivos devido ao cisalhamento vertical produzido pela frente de BM (Fig. 3.25).

O cisalhamento vertical do vento devido a frente de brisa mantém o Cb (Fig. 3.25), com movimentos descendentes ligeiramente a leste do seu centro, e ascendentes entre 6 e 12 km de altura. A forte divergência observada é indicada pela formação da bigorna no topo do Cb, essa divergência ocorre quando correntes ascendentes encontram uma camada de ar muito estável no topo da troposfera.

A sequência de imagens da Fig. 3.26 mostra a evolução do componente horizontal do vento e a temperatura potencial ao longo do dia 11 de janeiro de 2010 a 10 m de altura em relação a superfície, para o experimento controle 2CTLcj2. Os campos mostram a formação e a evolução das frentes de rajadas oriundas das correntes descendentes de cada uma das células convectivas formadas. As mesmas apresentam inicialmente formato circular e alguns quilômetros de diâmetro. Nos campos nota-se a penetração da frente de BM produzida pelo aquecimento diferencial entre oceano e continente. A frente de brisa é identificada pelo padrão de

mudança na circulação do vento proveniente do oceano e pela redução no valor de temperatura potencial que acompanha a evolução de BM e está indicado por uma linha preta.

Figura 3.25 – Corte vertical da soma da razão de mistura de água de nuvem (q_c) e cristais de gelo (q_i) na latitude de $23.58^\circ S$. Os vetores correspondem a componente horizontal u e vertical w do vento ($m s^{-1}$). Limites geográfico e horários estão indicados. Escala de cores indica $q_c+q_i (g kg^{-1})$.

Figura 3.26 – Campo horizontal de temperatura potencial (K) e vetor vento a 10 m acima da superfície no evento de 11 de janeiro de 2010. A linha preta representa a posição estimada da frente de brisa e os números de 1 a 7 marcam a posição de alguma células convectivas. Limites geográfico, horários e vetor padrão estão indicados. Escala de cores indica temperatura potencial (K).

Figura 3.26 – Continuação.

A frente de brisa é aparente as 1530 UTC, no limite com a Sul e a leste da RMSP. As primeiras células convectivas estão indicadas por 1 e 2, formadas pelo aquecimento diferencial em superfície. Nesses pontos correntes descendentes na superfície resultaram em divergência e diminuição da temperatura potencial. A frente de brisa se propaga concomitante formação de outras células na RMSP. No decorrer do dia, nota-se a deformação da frente de brisa devido a sua interação com a topografia e as frentes de rajada das células convectivas. A convergência entre frentes de rajada proveniente das célula convectivas formam novas células, e a frente de brisa é responsável pela formação de algumas e a intensificação de outras já formadas.

Nos horários seguintes, a complexa interação entre as frente de rajadas de diversas células, formadas basicamente pelo aquecimento diferencial, com a frente de BM induz a formação de outras células convectivas até que toda a energia disponível seja removida. O Cb analisado na Fig. 3.23 foi gerado basicamente pela convergência da frente de rajada entre as célula 6, 7 e outras menores geradas

sobre a RMSP, a frente de BM ainda promove aporte de umidade e cisalhamento vertical em baixos níveis que intensificou e promoveu uma maior duração da célula mais intensa (Fig. 3.25).

Em geral, células convectivas menos intensas geradas basicamente pelo aquecimento diferencial produzem frentes de rajadas em superfície que interagem umas com as outras e induzem a formação de outras células. A chegada de BM a região mais aquecida adiciona instabilidade e gera células convectivas mais intensas. Além disso, o cisalhamento vertical em baixos níveis intensifica a tempestade.

Figura 3.27 – Corte vertical temporal da razão de mistura de vapor d'água (q_v). As isolinhas correspondem a componente meridional do vento ($m s^{-1}$). Limites geográfico, coordenada geográfica de corte e horários estão indicados. Escala de cores indica q_v ($g kg^{-1}$).

Os cortes verticais da Fig. 3.27 mostram a razão de mistura do vapor d'água q_v e a componente meridional do vento na mesma posição do Cb da Fig. 3.23. As 1945 UTC no estágio maduro da tempestade nota-se componente Sul do vento em grande parte da camada limite planetária. Entre 1800 e 2100 UTC, o vento é de componente Sul e está associado com o deslocamento da frente de BM, com altura

máxima de 1600 m, coincidente ao obtido com as estimativas do radar MXPOL (Fig. 3.28). Outros pontos da RMSF, com e sem influência de células convectivas foram selecionados, e em todos eles a máxima altura de virada do vento ocorreu entre 1400 m e 1600 m.

Os dados do perfil vertical do vento com o radar MXPOL indicam uma mudança na direção do vento similar a observada. A altitude máxima de BM atinge entre 1.5 e 2 km, e decai posteriormente para valores entre 1 e 1.5 km de altura. Os mesmos são similares aos valores simulados, que atingem um pico de 1600 m e posteriormente variam entre 800 m e 1600 m.

Figura 3.28 – Corte vertical da refletividade (dBZ) e componente horizontal do vento com o radar MXPOL no evento de 11 de janeiro de 2010 . As barbelas indicam direção e intensidade do vento. Altura e horários estão indicados. Escala de cores indica refletividade (dBZ).

3.4.2.2 Simulações com e sem ilha de calor

O experimento 2SI manteve as características do experimento 2CTLcj2, exceto a cobertura do solo na RMSF, substituída por floresta úmida. O objetivo foi analisar o efeito do menor aquecimento na precipitação e na circulação local. A Fig.

3.29 mostra o experimento em condições reais de superfície e com alteração de superfície para floresta úmida. Por simplicidade, adotou-se um retângulo de cobertura de floresta úmida.

Figura 3.29 – Tipo de vegetação de superfície para os domínios de integração numérica 2CTL (esquerda) e 2SI (direita) com resolução de 2 km. Escala de cores indica tipo de vegetação, onde: 1 – Deserto; 2 – Tundra; 3 – Gramado; 4 – Gramado com cobertura de Arbustos; 5 – Gramado com cobertura de Árvores; 6 – Floresta Decídua; 7 – Floresta verde; 8 – Floresta Úmida; 9 – Gelo; 10 – Cultivo; 11 – Pântano; 12 – Arbustos pequenos; 13 – Semideserto; 14 – Água.

A cobertura vegetal provém do USGS, que aproxima a mancha urbana da RMSP como sendo um semideserto, e não é adequado na representação da superfície urbana da RMSP. Apesar dessas limitações, o ARPS simulou adequadamente o evento controle do dia 11 de janeiro de 2010.

O experimento 2SI indica o desenvolvimento de células profundas na RMSP, porém as mais intensas na simulação controle 2CTLcj2, inexistem na simulação 2SI (Fig. 3.30). As 1815 UTC nota-se a célula convectiva mais intensa do experimento 2SI na zona leste de São Paulo, essa, menos intensa que a observada em 2CTLcj2. Nesse experimento, o aquecimento do ar é menos intenso sobre a área com substituição de superfície, e faz com que o empuxo induzido por BM não seja suficientemente intenso na geração das células convectivas intensas que foram observadas no experimento 2CTLcj2.

Nota-se que a frente de brisa não evolui em toda a RMSP no experimento 2SI, que pode ser explicado devido ao menor gradiente de temperatura entre a Serra do Mar e a região mais urbanizada da RMSP (Fig. 3.31), e faz com que BM perca intensidade, e também devido ao fato de que as células intensas geradas no experimento controle 2CTLcj2 sobre a área urbana geram frentes de rajadas que impulsionam a frente de brisa em direção ao interior. Deste modo, mostra-se a importância da formação de células convectivas na retaguarda de BM com o deslocamento da mesma.

Figura 3.30 – Somatória da Integração vertical das variáveis razão de mistura de água de nuvem (q_c), neve, (q_s), granizo/graupel (q_h) e cristais de gelo (q_i) e campo de vento horizontal. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica $q_c + q_i + q_s + q_h$ ($g\ kg^{-1}$).

O experimento 2SI evidencia o efeito do aquecimento e advecção de calor com origem na IC, esta foi sugerida acima. No presente estudo de caso, os ventos eram predominante de norte e a presença da cidade de São Paulo influenciou maior temperatura do ar, até mesmo próximo a região litorânea (Fig. 3.31).

Nota-se diferenças positivas de temperatura de mais de 2.5°C entre os 2 experimentos, e as áreas com maiores anomalias se encontram nos locais em que existe desaceleração do vento sobre a mancha urbana, já que nesses locais a temperatura do ar sofre maior influência do solo mais aquecido. Nas horas seguintes (não mostrado), a perturbação proporcionada pela fonte de aquecimento (mancha urbana de São Paulo) dispara a formação de células convectivas em regiões que não houve sua formação no experimento 2SI, e promove diferenças caóticas no campo de temperatura no pico da convecção.

Figura 3.31 – Campo horizontal da diferença de temperatura potencial entre o experimento controle 2CTL e o 2SI no primeiro nível do modelo acima da superfície, e o campo horizontal do vento. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica diferença de temperatura (°C).

Basicamente, a mancha urbana aquece o ar e promove levantamento e convergência do ar na RMSP, com movimentos ascendentes que disparam a formação da convecção inicial. Estas por consequentes, geram frentes de rajadas na fase madura. A frente de BM adiciona empuxo positivo, incrementa umidade e intensifica as células convectivas já existentes sobre a região, além de interagir com as frentes de rajadas e gerar cisalhamento vertical em baixos níveis. A Fig. 3.32 mostra o efeito da mancha urbana na maior acumulação sobre a mesma comparada a simulação sem floresta úmida, conforme resultados mostrados na Fig. 3.1.

Figura 3.32 – Campo horizontal de precipitação acumulada em condições de superfície real (esquerda) e com substituição de superfície (direita) por floresta úmida. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica precipitação acumulada (mm).

Sugere-se que a mancha urbana (Fig. 3.32), por meio do aumento da CAPE, induz correntes ascendentes mais rigorosas, células convectivas mais intensas e acumulados pluviométricos localmente elevados, quando comparado a situação com floresta úmida. Em regiões com ventos fracos, a transferência de calor do solo urbano para o ar logo acima é mais eficiente e promove ilhas de calor na escala de bairros (Fig. 3.31), que induz a formação de células convectivas mais intensas e concentradas. Posteriormente, o movimento caótico entre as frentes de rajada dessas células induz a formação de novas células. A injeção de umidade pela frente de brisa e o aumento do cisalhamento vertical em superfície induz maior empuxo, com formação de novas células e intensificação dos movimentos convectivos pré-existentes.

3.5 Estudo de caso de 21 de Fevereiro de 2010

O evento do dia 21/02/2010 foi caracterizado pelo deslocamento da frente de BM com fraca atividade convectiva na RMSP. Aparentemente as condições em superfície eram similares as observadas no dia 11/01/2010, entretanto, a frente de BM deslocou-se pela RMSP sem formação convectiva na região mais urbanizada. Esse evento permitiu estudar a evolução da frente de BM com pouca ou nenhuma interferência das células convectivas num dia de verão.

3.5.1 Análises do modelo global GFS

Nas análises do campo de PNM (pressão reduzida ao nível do mar) (Fig. 3.33) do modelo GFS, nota-se um centro de alta pressão de 1022 hPa na costa da Argentina as 1200 UTC do dia 21 de janeiro de 2010. Nas horas seguintes o sistema se deslocou para nordeste e organizou uma frente fria na costa do Uruguai, com formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical sobre o mesmo e no estado do Rio Grande do Sul (não mostrado). O padrão médio da posição do sistema frontal de todos os eventos de BM e tempestades sobre a RMSP e do evento de 11 de janeiro 2010, situam-se consideravelmente mais ao norte do que o observado em 21 de fevereiro de 2010. No último, o gradiente de pressão na costa leste de São Paulo é menor que em 11 de janeiro de 2010.

No campo de geopotencial nota-se um núcleo de 3180 mgp situado entre o oceano e a costa leste do estado de São Paulo, que perdurou durante todo o dia porém com menor intensidade no período da tarde devido ao aquecimento superficial, que fica evidenciado pela diminuição da altura geopotencial no nível de 700 hPa (Fig. 3.34). Houve subsidência em grande parte da região de interesse, a menos do período da tarde em que se observou uma pequena região com movimentos ascendentes no extremo leste do estado de São Paulo. Os valores de altura geopotencial foram em torno de 10 mgp a menos que em 11/01/2010.

Figura 3.33 – Campos de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) obtidos das análises do modelo de circulação global GFS no evento de 21 de fevereiro de 2010. O intervalo das isóbaras é de 1 hPa. Contornos geopolíticos, latitudes e longitudes e horários estão indicados. Cores frias/quentes indicam valores mais baixos/altos.

Figura 3.34 – Campos de movimento vertical e altura geopotencial (m) obtidos das análises do modelo de circulação global GFS no evento de 21 de fevereiro de 2010. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 20 m. Contornos geopolíticos, latitudes e longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica velocidade vertical em Pa s^{-1} .

Os campos de divergência de fluxo de umidade do GFS a 10 m da superfície (Fig. 3.35), mostram a mudança na direção do vento de noroeste no período da manhã para leste as 1800 UTC na costa leste do estado de São Paulo, e uma região com intensa convergência do fluxo de umidade que vai desde o estado do Rio de Janeiro até o Uruguai e está associada com a penetração de BM. Embora a convergência de umidade seja intensa ela não perdura por muito tempo e parece não ser suficiente para gerar convecção mais intensa e generalizada na RMSP. No evento de 11/01/2010 (Fig. 3.15) a presença de um sistema frontal no oceano favoreceu maiores gradientes de pressão na costa leste do estado de São Paulo, e proporcionou uma brisa mais intensa e mais espessa conforme Fig. 3.27 e Fig. 3.28.

No nível de 200 hPa (Fig. 3.36), nota-se circulação anticiclônica nos estados do Paraná, São Paulo e parte do oceano Atlântico, semelhante ao observado no evento de 11 de janeiro. No evento de 21 de fevereiro de 2010, a circulação anticiclônica de altos níveis está mais a leste que em 11 de janeiro de 2010, assim, os ventos em 200 hPa foram de Sudeste no primeiro e Sul/Sudoeste no segundo.

A divergência de altos níveis é mais intensa sobre o estado do Rio Grande do Sul e oeste de Mato Grosso do Sul, e condiz com a maior convecção naquela região (não mostrado). Durante todo o período verificou-se leve divergência sobre a costa leste do estado de São Paulo que, por continuidade de massa, favorece convecção sobre a região.

A CAPE se manteve alta durante todo o dia na RMSP (não mostrado), com valores em torno de 2000 J kg^{-1} às 1800 UTC, até 500 J kg^{-1} menos que no evento de 11 de janeiro de 2010. A sondagem atmosférica, indicou as 1200 UTC, CAPE de apenas 161 J kg^{-1} em 21 de fevereiro de 2010, muito menor que o registrado no evento de 11 de janeiro de 2010 no mesmo horário. Entretanto, no decorrer do período, as análises obtidas com o GFS (não mostrados) indicaram valores mais próximos aos obtidos no evento de 11 de janeiro de 2010.

Em geral, as análises sinótica, mostraram como principal diferença entre ambos eventos, o deslocamento de um sistema frontal no oceano que aumentou o gradiente de pressão na costa leste do estado de São Paulo. Esse sistema favoreceu o deslocamento da frente de BM mais intensa e com maior espessura no evento de 11 de janeiro de 2010, que em 21 de fevereiro de 2010.

Figura 3.35 – Campo de vento (m s^{-1}) e divergência do fluxo de umidade ($10^{-7} \text{ kg kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) a 10 m acima da superfície das análises do modelo global GFS no evento de 21 de fevereiro de 2010. Contornos geopolíticos, latitudes e longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica divergência do fluxo de umidade.

Figura 3.36 – Campo de vento (m s^{-1}) e divergência de massa (s^{-1}) no nível de 200 hPa das análises do modelo global GFS no evento de 21 de fevereiro de 2010. Contornos geopolíticos, latitudes e longitudes e horários estão indicados. A barra de cores indica divergência de massa.

3.5.2 Observações com o radar MXPOL

O produto PPI12Z do radar meteorológico MXPOL (Fig. 3.37), permitiu identificar e evolução da frente de BM em um dia com pouca atividade convectiva na RMSP. Na sequência de imagens da Fig. 3.37 se observa a entrada da frente de BM na RMSP com deslocamento perpendicular a costa, e velocidade entre 2.5 e 3.0 m s⁻¹ (estimada com o MXPOL). Nota-se que a mesma, deslocou-se pela mancha urbana sem induzir convecção profunda, exceto uma pequena célula convectiva no extremo leste da zona leste de São Paulo.

Nesse evento, a temperatura do ar superou os 30°C e Td foi superior a 20°C, segundo dados do aeroporto do Campo de Marte, em condições de superfície muito semelhantes a do evento de 11 de janeiro de 2010. Mesmo em condições termodinâmicas instáveis, não houve a formação de tempestades.

A altura máxima de mudança da direção do vento de NW para SE, estimado com o radar MXPOL, foi inferior a 1 km (não mostrado), aproximadamente metade da espessura da frente de BM observada no evento de 11 de janeiro de 2010.

Figura 3.37 – Produto PPI do radar MXPOL com ângulo de elevação da antena de 1.2° no dia 21/02/2010. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica refletividade em dBZ.

período entre 1800 UTC e 2100 UTC observa-se o deslocamento da frente de BM e uma desintensificação da mesma no decorrer período, nessa grade a entrada de BM ocorreu antes do observado, e produziu chuvas com maior espalhamento espacial em relação ao observado.

Nas observações houve pouca precipitação na região, estas limitadas em pontos por demais localizados. Os núcleos com os máximos relativos ficaram concentrados na costa sul do estado, na maior parte do período mostrado, típicos de evento de brisa marítima na região da Serra do Mar. Análises qualitativas entre o campo de precipitação simulada e o campo de nebulosidade das imagens do satélite (não mostrados) mostram muitas semelhanças, principalmente na região sul do país. Na costa leste do estado de São Paulo, observou-se o padrão típico de chuvas influenciada pela entrada de BM, entretanto, com poucos núcleos localizados em relação ao observado.

Figura 3.38 – Campos de precipitação acumulada (mm h^{-1}) e vento (m s^{-1}) da simulação controle 12CTLcj2 no evento de 21 de fevereiro de 2010. Limites geográficos, horários e vetor padrão estão indicados. Escala de cores indica chuva acumulada (mm h^{-1}).

Figura 3.38 – Continuação.

3.6.2 Resultados da grade de 2 km

O experimento controle 2CTLcj2 manteve as características fisiográficas e físicas das simulações de menor resolução, exceto a não utilização da parametrização de cúmulos de Kain-Fritsh.

Nos resultados obtidos com o experimento controle 2CTL houve o desenvolvimento de poucas células profundas na RMSP (Fig. 3.39), que reproduziram relativamente bem o observado pelo radar meteorológico (Fig. 3.37). Entretanto, a simulação reproduziu mais células na RMSP do que o observado. A célula convectiva sobre o município de Suzano foi adequadamente simulada pelo ARPS, tanto em intensidade e duração quanto no horário de sua ocorrência, e mostra certa destreza das simulações em capturar as condições ambientes.

A simulação produziu algumas células espúrias, mas apresentou destreza em simular a célula mais intensa observada, e foi eficaz ao simular poucos sistemas precipitantes na área mais urbanizada.

Figura 3.39 – Campos de precipitação acumulada (mm h^{-1}) pela simulação 2CTL no evento de 21 de fevereiro de 2010. Limites geográficos e horários estão indicados. Escala de cores indica chuva acumulada (mm h^{-1}).

Na sequência de imagens da Fig. 3.40 nota-se a evolução do componente horizontal do vento e a temperatura potencial ao longo do dia 21 de fevereiro de 2010, a 10 m de altura da superfície. Os campos mostram a formação e a evolução da frente de brisa e de poucas células convectivas, algumas espúrias e outras representativas.

As frentes de rajadas das células convectivas formadas também são bem representadas. As mesmas apresentam inicialmente formato circular e alguns quilômetros de diâmetro. O número 1 representa uma célula convectiva realística e o 2 uma formação espúria. A frente de brisa é identificada pelo padrão de mudança na circulação do vento proveniente do oceano e pela redução no valor de temperatura potencial que acompanha a evolução da frente de BM, indicado por uma linha preta.

As 1615 UTC identifica-se a frente de BM no limite sul e leste da RMSP. No decorrer da tarde algumas células convectivas se formam pelo aquecimento diferencial em superfície, as mesmas ficam posteriormente denotadas por uma diminuição da temperatura potencial em superfície em formato circular. Nesses pontos correntes descendentes atingem a superfície e induzem o espalhamento do ar em todas as direções, nota-se também queda no valor de temperatura potencial.

Figura 3.40 – Campo horizontal de temperatura potencial (K) e vetor vento a 10 m acima da superfície no evento de 21 de fevereiro de 2010. A linha preta representa a posição estimada da frente de brisa e os números de 1 e 2 marcam a posição de 2 células convectivas. Limites geográfico, horários e vetor padrão estão indicados. Escala de cores indica temperatura potencial (K).

A frente de brisa propaga-se lentamente em direção a RMSP, ao atingir o norte do município de Suzano e convergir com ventos de oeste, produzem uma intensa célula convectiva denotada pelo número 1. Outra célula convectiva denotada pelo número 2, se formou basicamente pelo aquecimento diferencial em superfície, porém a mesma não corresponde a realidade. No decorrer do dia, nota-se a deformação da frente de brisa devido a interação da mesma com a topografia.

Nas horas seguintes, a frente de BM desloca-se pela RMSP com posição similar a observada no radar MXPOL (Fig. 3.37), de modo que a mesma não produz convecção sobre a mancha urbana. Uma célula espúria formou-se na zona norte de São Paulo, porém a mesma ocorreu com pouca precipitação e rápida duração. Embora o ambiente fosse úmido e aquecido, o empuxo e aporte de umidade induzido pela BM não foi suficiente para gerar maiores acumulações na RMSP, essa situação foi adequadamente produzida pela simulação.

Comparado ao evento de 11 de janeiro de 2010, o campo de temperatura potencial sobre a mancha urbana da RMSP esteve em torno de 1K menor que em 21 de fevereiro de 2010. A frente de BM atingiu a área urbanizada da RMSP em torno de 2 horas mais tarde na simulação de 21 de fevereiro de 2010, comparado a 11 de janeiro de 2010. Nesse instante, já havia se iniciado o resfriamento do ar pela proximidade com a noite, porém, não explica o motivo de tão pouca formação convectiva na área urbana da RMSP. Quando a frente de BM atingiu a RMSP, mesmo que tardiamente, ela ainda se apresentava suficientemente aquecida para gerar células convectivas.

No corte vertical da Fig. 3.41 nota-se a evolução da razão de mistura do vapor d'água q_v e do componente horizontal do vento v com o tempo, num ponto entre a zona sul e o centro da Capital Paulista. Após as 2030 UTC nota-se uma mudança na direção do vento de componente norte (valores negativos) para componente sul (valores positivos), que corresponde a entrada de BM.

Figura 3.41 – Corte vertical temporal da razão de mistura de vapor d'água (q_v). As isolinhas correspondem a componente horizontal v do vento (m s^{-1}). Limites geográfico, coordenada geográfica de corte e horários estão indicados. Escala de cores indica q_v (g kg^{-1}).

No campo de razão de mistura de vapor d'água simulado verifica-se um acréscimo em torno de 2 g kg^{-1} , similar ao obtido no evento de 11 de janeiro de 2010. Em ambos os eventos, a altura da isolinha de 16 g kg^{-1} chega a 500 m e a queda de temperatura potencial é em torno de 3 K (não mostrado).

A altura da frente de BM no evento de 22 de fevereiro de 2010, atinge 800 m de altura máxima, enquanto no dia 11 de janeiro de 2010 a mesma atinge 1600 m. Dado que os campos de razão de mistura e temperatura potencial são similares em ambos os eventos, e a diferença mais evidente ocorre na espessura da frente de BM, que em 11 de janeiro de 2010 é o dobro do obtido em 21 de fevereiro de 2010. Conclui-se que existe uma relação entre espessura de BM e convecção intensa.

Outros eventos simulados (não mostrados), apresentaram valores similares de altura da frente de BM em dias com e sem convecção intensa sobre a macha urbanizada da RMSP. Deste modo, a espessura de BM parece ser crucial no disparo de convecção mais intensa. De fato, é razoável que uma frente de BM mais espessa induza maior empuxo e levantamento do ar em relação a uma frente de BM mais

rasa. O cisalhamento vertical induzido pela frente de BM com maior espessura causa maior cisalhamento e consequente maior atividade convectiva.

A análise sinótica desse evento mostra que a presença de um maior gradiente de pressão próximo a costa, favorecido pela proximidade de uma sistema frontal com a mesma, parece favorecer uma maior intensidade da brisa, que atinge a mancha urbana mais cedo e ao interagir com a circulação local induzida pela ilha de calor urbano, dispara tempestades convectivas mais intensas.

Simulações numéricas com remoção da topografia foram realizadas, porém verificou-se que a frente de BM não evoluiu com a mesma intensidade em direção ao continente e se dissipa rapidamente, pois a circulação sinótica de norte/noroeste desfavorece seu deslocamento. KARAM; OLIVEIRA; SOARES, 2003 identificou que a presença de topografia, induz aquecimento em suas encostas e geram gradiente de temperatura entre a mesma e sua vizinhança na mesma altitude, deste modo, o ar se desloca em direção a topografia, ascende sobre ela e favorece o deslocamento de BM continente adentro. Assim, a IC da RMSP age em conjunto com a topografia de forma peculiar na geração de tempestades.

4 – CONCLUSÕES

Identificou-se os eventos de BM com altos índices pluviométricos, entre 2005 e 2008, por meio de estações de superfície, radar meteorológico e satélite. Em 74% dos casos houve mudança na direção do vento de superfície de NW para SE, aumento de Td para 20 °C e temperatura máxima superior a 30 °C nas regiões mais quentes da cidade. O horário de entrada de BM ocorreu por volta das 1800 UTC na estação do IAG e 1900 UTC no Aeroporto do Campo de Marte.

A interação entre as circulações locais de BM e da IC geraram tempestades, inundações e enxurradas na RMSP. Esses resultados concordam com PEREIRA FILHO et. al, 1991, 2004, 2005, 2007. A distribuição espacial de chuva acumulada estimada com o radar de São Paulo evidenciaram um pico de precipitação sobre a RMSP, deslocado ligeiramente para sudeste em relação a área mais urbanizada. Sugere-se advecção da ilha de calor pelo vento de NW, já que a maior parte dos eventos foram precedidos por ventos dessa direção.

A chuva acumulada total resultante dos eventos de BM correspondem a quase metade da pluviometria anual na estação do IAG-USP. A região do Vale do Paraíba também apresenta maiores acumulados em relação ao entorno, que estão associados ao efeito do maior aquecimento entre as montanhas do vale.

As simulações de BM com o ARPS foram adequadas e consistentes com o ciclo diurno desta circulação para todos os dias do ano (OLIVEIRA; BORNSTEIN; SOARES, 2003). A CAPE e a IL, estimados com o ARPS indicaram valores entre 1750 J kg⁻¹ e 2000 J kg⁻¹ e -3,5 °C e -4,0 °C, respectivamente. As 1200 UTC, os valores médios obtidos por meio da sondagem atmosférica do Campo de Marte foram de 616 J kg⁻¹ e -2,2 °C para CAPE e IL respectivamente.

As condições dinâmicas médias verificadas nessas situações foram de escoamento de noroeste no período da manhã, passando a sudeste no período da tarde, verificou-se também o deslocamento da frente fria pelo oceano na altura do Rio Grande do Sul. Em altos níveis condições típicas de verão foram verificadas, com circulação anticiclônica associada a Alta da Bolívia (SILVA DIAS; SCHUBERT; DEMARIA, 1983). Nos médios níveis prevalência de vento zonal de oeste para leste.

Simulou-se eventos de BM de 11 de janeiro de 2010 e 21 de fevereiro de 2010 para entendimento de padrões de BM associados a convergência profunda e pouca convecção, respectivamente. Simulações adicionais, com e sem IC sugerem o impacto das condições de superfície na precipitação para o evento de 11 de janeiro de 2010. Em ambos, produziu-se chuvas de forma paralela a costa, porém, em condições de superfície real verificou-se a formação de um núcleo mais intenso de precipitação sobre a zona leste da Capital Paulista, que não ocorreu na simulação com superfície de floresta úmida.

As análises dos campos mostraram que a presença de uma superfície que converte mais radiação solar em calor sensível, e consequente maior aquecimento do ar, é responsável por produzir mais chuva sobre a área mais urbanizada da RMSP. O maior aquecimento sobre a cidade age no sentido de aumentar a convergência dos ventos sobre a mesma, a passagem de BM, além de injetar umidade nos níveis mais baixos, age no sentido de aumentar o empuxo e então induz convecção intensa.

As análises com ARPS mostram que a presença do ambiente urbano altera o padrão de precipitação ao redor de forma significativa por meio de interações não lineares das frentes de rajadas das células formadas sobre a área mais aquecida, com as células formadas sobre outras áreas. As simulações também mostraram que os ventos de NW advectam o ar mais quente sobre a cidade até próximo as cidades litorâneas, e explica em parte o fato de o padrão de precipitação se alterar em regiões distantes da mancha urbana da RMSP. No geral, a presença do ambiente urbano parece intensificar as células convectivas em regiões distantes do mesmo, quando comparado a situação de floresta úmida no local.

Na comparação da simulação dos eventos de 11 de janeiro e 21 de fevereiro de 2010, verificou-se que a espessura da frente de brisa, exerce um papel importante na hora de atuar no levantamento vertical do ar em superfície e no cisalhamento vertical. Enquanto no primeiro evento a frente de BM atingiu 1600 m de altura no segundo evento atingiu 800 m, isso esteve associado a presença de uma frente fria no oceano, que intensificou os gradientes de pressão na costa do estado e fez com que a frente de BM fosse mais espessa e chegasse a RMSP em torno de 2 horas mais cedo.

A sensibilidade das medições com o radar MXPOL foram de fundamental importância no monitoramento desse fenômeno e na consequente previsibilidade de curtíssimo prazo, já que é possível estimar o tempo de chegada de BM até a mancha urbana. Com o auxílio dos índices de instabilidade, mostrados anteriormente, as condições sinóticas predominantes e a altura da frente de BM é possível prever se as condições serão para tempestades, e em quanto tempo eles devem agir sobre a área urbana da RMSP.

5 – SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Sugere-se para trabalhos futuros, análise da interação entre a IC, gerada pelo ambiente urbano, com regiões remotas, como forma de avaliar os impactos da mudança de superfície de uma área sobre determinada região. Para isso seria necessário atingir uma melhor representação fisiográfica do ambiente urbano com o modelo ARPS, de modo a representar melhor os fluxos de calor sensível e latente (KARAM et. al., 2009) existentes numa cidade grande como São Paulo, e com isso melhorar a previsibilidade e as simulações das tempestades de verão.

Com uma rede de estações meteorológicas de superfície de mesoescala, pode-se realizar simulações e previsões mais acuradas numa região de grande importância como a RMSP. O posicionamento e a intensidade das tempestades deveriam melhorar consideravelmente nessa situação e o estudo da complexa interação entre circulações locais e BM seria mais representativo. Uma rede de radares banda X aumentaria a acurácia e o entendimento dos processos envolvidos na camada limite planetária urbana e nas interações das circulações locais deste ambiente com a frente de BM.

REFERÊNCIAS

- ANTHES, R. A. **Numerical prediction of severe storms - certainty, possibility or dream?** Bull. Am. Met. Soc., 57, 423-430, 1976.
- ATKINSON, B. W. **Meso-scale Atmospheric Circulations.** Academic Press, London, 1981. 495 pp.
- BAIK, J-J.; CHUN, H-Y. **A dynamical model for urban heat islands.** Bound-Layer Meteor., 83, 463-477, 1997.
- BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes.** Volume II: Observations and Theory of Weather Systems. Oxford University Press, New York, EUA, 1993. 594 pp.
- CARLSON, T. N.; RIPLEY D. A. **On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index.** Remote Sensing of Environment, v62, 3, p 241-252, 1997.
- COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics.** Academic Press, Inc., San Diego, California, EUA, 1989, 881 pp.
- CROSMAN, E.; HOREL, J. **Sea and Lake Breezes: A Review of Numerical Studies.** Boundary-Layer Meteorology 137 (1):1-29, 2010.
- DANDOU, A.; TOMBROU, M.; SOULAKELLIS, N. **The influence of the City of Athens on the evolution of the sea-breeze front.** Boundary-Layer Meteorol 131:35–51, 2009.
- ELIASSON, I. **Urban nocturnal temperature, street geometry and land uses.** Atmospheric Environment, 30(3): 379-392, 1996.
- EMANUEL, K. **Atmospheric Convection.** Oxford University Press, 1994. 580 pp.
- ESTOQUE, M. A. **A theoretical investigation of sea breeze.** J. Atmospheric Science 244-250, 1960.
- ESTOQUE, M. A. **A theoretical investigation of the sea breeze.** Quarl. J. Roy. Meteor. Soc., 87, 136-146, 1961.
- ESTOQUE, M. A. **The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation.** J. Atmospheric Sciences. V. 19, 244-250, 1962.
- FAST, J. D.; MCCORCLE, M.D. 1990. **A Two-Dimensional Numerical Sensivity Study of the Great Plains Low-Level Jet.** Monthly Weather Review, 118, 151 – 163, 1990.

FERREIRA, J. M. **Estudo do balanço de energia na superfície aplicado a cidade de São Paulo**. Pd. D Degree. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – USP, 2010.

FISHER, E. L. **An observational study of the sea breeze**. *J. Meteorology* V.17, 645-660, 1960.

FOVELL, R. G. **Adjoint of a parameterized moisture convection model**. *Meteor. Atmos. Phys.* 86, 173–194, 2004.

FREITAS, E. D.; DIAS, P. L. S. 2005, **Alguns efeitos de áreas urbanas na geração de uma ilha de calor**. *Rev. Bras. Meteor.*, 20 (3), 355-366, 2005.

FREITAS, E. D.; ROZOFF, C.; COTTON, W. R.; SILVA DIAS, P. L. **Interactions of an urban heat island and sea breeze circulations during winter over the Metropolitan Area of São Paulo - Brazil**. *Boundary-Layer Meteorology*, 122, 43-65, 2007.

GALWAY, J. G. **The lifted index as a predictor of latent instability**. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* v. 43, 528-529p, 1956.

GILLIAM, R. C.; RAMAN, S.; NIYOGI D. S. **Observational and numerical study on the influence of large-scale flow direction and coastline shape on sea-breeze evolution**. *Boundary-Layer Meteorol* 111:275–300, 2004.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J.; GANDU, A. W.; BARROS, M. T. **Simulação numérica de precipitação intensa na Região Metropolitana de São Paulo com o modelo de mesoescala ARPS**. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE, 28 de Agosto a 03 de Setembro de 2004 (CDROM).

HALLAK, R. **Simulações numéricas de tempestades severas na RMSP**. Pd. D Degree. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – USP, 2007.

HARRISON, M. S. J.; PALMER, T. N.; RICHARDSON, D. S., BUIZZA, R. **Analysis and model dependencies in medium-range ensembles: Two transplant case studies**. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 2487–2516, 1999.

HAURWITZ, B. **Comments on the sea-breeze circulation**. *J. Meteorol.*, 4, 1–8, 1947.

JOHNSON, R. H.; MAPES, B. E. **Mesoscale processes and severe convective weather, in severe convective storms**. Charles A. Doswell III, Editor. Meteorological Monographs, A. M. S., Vol. 28, 2001.

KALNAY, E.; LORD, S. J.; MCPHERSON, R. D. **Maturity of operational numerical weather prediction: Medium range**. *Bull. Am. Met. Soc.*, 79, 2753-2769., 1998.

KARAM, H.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. **Application of mass conservation method to investigate the wind patterns over an area complex topography.** Revista Brasileira de Ciências Mecânicas, 25(2), 115-121, 2003.

KARAM, H. A.; PEREIRA FILHO, A. J.; MASSON, V.; NIOLHAN, J.; MARQUES FILHO, E. P. **Formulation of a tropical town energy budget (t-TEB) scheme.** B. Theor. Appl. Climatol., 101, 109-120, 2009.

LANDSBERG, H. E. **The Urban Climate.** New York. Academic Press, 1981.

LIN, N. T.; FARLEY, R. D.; ORVILLE, H. D. **Bulk parameterization of the snow field in a cloud model.** J. Clim. Appl. Meteor., 22, 1065-1092, 1983.

LU, R.; TURCO, R. P. **Air pollutant transport in a coastal environment, part I, Two-dimensional simulations of sea-breeze and mountain effects.** J. Atmos. Sci., 51, 2285–2308, 1994.

MAGATA, M. **A study of the sea breeze by the numerical experiment.** Pap Meteorol Geophys 16: 23–36, 1965.

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K. **The distribution of raindrops with size.** J. of Meteor., 5, 165-166, 1948.

MCPHERSON, R. D. **A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze.** J. Appl. Meteor., 9, 767–777, 1970.

MENEZES, F. W. **Tempestades severas: Um modelo para latitudes subtropicais.** Pd. D Degree. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – USP, 1998.

MORALES, C. A. R.; ROCHA, R. P.; BOMBARDI, R. J. **On the development of summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean Meteorological Characteristics and Pollution Effect.** Atmospheric Research, 2010.

OKE, T. **Boundary Layer Climates.** Routledge, 1987.

OLIVEIRA, A. P.; SILVA DIAS, P. L. **Aspectos observacionais da brisa marítima em São Paulo.** In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2, Pelotas, 129-145., 1982.

OLIVEIRA, A. P.; BORNSTEIN, R.; SOARES, J. **Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo.** Water, air and Soil Pollution: FOCUS(prelo)., 2003.

ORLANSKI, I. **A rational subdivision of scales for atmospheric processes.** Bull. Am. Meteorol. Soc., 56, 527-530, 1975.

PEARSON, R. A. **Properties of the sea breeze front as shown by a numerical model.** *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1050–1060, 1973.

PEREIRA FILHO, A. J.; BRAGA Jr. B. P. F.; BARROS, M. T. L.; CARERRA, C. V. M. **Previsão de inundações: radar meteorológico resolve?** IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Rio de Janeiro, RJ, dez/1991. Vol. 3: 1-11, 1991.

PEREIRA FILHO, A. J. **Chuvas de verão e as enchentes na Grande São Paulo: El Niño, brisa marítima e ilha de calor.** Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, RJ. Anais, 2000.

PEREIRA FILHO, A. J.; HAAS, R.; AMBRIZZI, T. **Caracterização de eventos de enchente na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala.** Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, Paraná, 04 a 11 de Agosto de 2002 (CDROM), 2002

PEREIRA FILHO, A. J.; BARROS, M. T. L.; HALLAK, R. R.; GANDU, A. W. **Enchentes na região metropolitana de São Paulo: aspectos de mesoescala e avaliação de impactos.** XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE, 28 de Agosto a 03 de Setembro, 2004 (CDROM).

PEREIRA FILHO, A. J.; MASSAMBANI, O.; HALLAK, R.; KARAM, H. **A hidrometeorological forecast system for the Metropolitan Area of São Paulo.** In Word Weather Research Program Symposium on Nowcasting and Very Short Range Forecasting – Toulouse, France, Meteofrance, 2005 (CDROM).

PEREIRA FILHO, A. J.; MASSAMBANI, O.; MARTINS, P.; CAZENAVE, F. **An operational mobile XPOL for hidrometeorological applications in Brazil.** 33rd Conference on Radar Meteorology, Paper P10.14, 2007.

PORSON, A.; STEYN D. G.; SCHAYES, G. **Formulation of an index for sea breezes in opposing winds.** *J. Clim. Appl. Meteorol.* **46**:1257–1263, 2007.

ROEBBER, P. J.; SCHULTZ, D. M.; COLLE, B. A.; STENSRUD, D. J. **Toward improved prediction: high-resolution and ensemble modeling systems in operations.** *Weather Forecasting*, **19**, 936-949, 2004.

SCHMIDT, F. H., **An elementar theory of the land and sea breeze circulation.** *J. Meteor.*, **4**, 9-15, 1947.

SEGAL, M.; LEUTHOLD, M.; ARMITT, R. W.; ANDERSON, C.; SHEN, J. **Small lake daytime breezes: some observational and conceptual evaluations.** *Bull Am. Meteorol. Soc.* **78**:1135–1147, 1997.

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 Meteorol.*, **82**, 135 – 157, 1997.

SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. **Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection.** Journal of the Atmospheric Sciences, v. 40, p. 2689-2707, 1983.

TONG, H.; WALTON, A; SANG, J.; JOHNNY, C. L. **Numerical simulation of the urban boundary layer over the complex terrain of Hong Kong.** Atmospheric Environment 29, p. 3549-3563, 2005.

VICENTE, E. C.; SANGIOLO, C. A.; PEREIRA FILHO, A. J. **Características das precipitações convectivas intensas na área do radar meteorológico de São Paulo.** Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Poços de Caldas, Paraná, 04 a 11 de Agosto, 2002 (CDROM).

XUE, M.; DROEGEMEIER, K. K.; WONG, W.; SHAPIRO, A.; BREWSTER, K. **Advanced Regional Prediction System Users Guide.** University of Oklahoma, USA, 1995, 380 pp.

XUE, M.; DROEGEMEIER, K. K.; WONG, W. **The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification.** Meteor. Atmos. Phys., 75, 161-193, 2000.

XUE, M.; DROEGEMEIER, K. K.; WONG, W.; SHAPIRO, A.; BREWSTER, K.; CARR, F.; WEBER, D.; LIU, Y.; WANG, D. H. **The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part II: Model physics and applications.** Meteor. Atmos. Phys., 76, 143-165, 2001.

XUE, M.; WANG, D. H.; GAO, J.; BREWSTER, K.; DROEGEMEIER, K. K. **The Advanced Regional Prediction System (ARPS), storm-scale numerical weather prediction and data assimilation.** Meteor. Atmos. Phys., 82, 139-170, 2003.

XUE, M.; MARTIN, W. J. **A high-resolution modeling study of the 24 May 2002 dryline case during IHOP. Part II: Horizontal Convective Rolls and Convective Initiation.** Mon. Wea. Rev., 134, 172-191, 2006.

YAN, H.; ANTHER, R. A. **The effect of latitude on the sea breeze.** Mon. Weather Rev. 115:936–956, 1987.