

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

**MACIEL PIÑERO SÁNCHEZ**

**Investigação dos Jatos de Baixos Níveis na Região Metropolitana  
de São Paulo**

São Paulo

2022



MACIEL PIÑERO SÁNCHEZ

**Investigação dos Jatos de Baixos Níveis na Região Metropolitana  
de São Paulo**

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira

São Paulo

2022

## FOLHA DE APROVAÇÃO

SÁNCHEZ, M. P. **Investigação dos Jatos de Baixos Níveis na Região Metropolitana de São Paulo.** 2022. 186 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr.

---

Instituição:

---

Julgamento:

---

*À minha família*

## AGRADECIMENTOS

*Eu gostaria de agradecer a todas as pessoas que de uma forma ou outra contribuíram em tornar este sonho realidade.*

*Primeiramente quero agradecer ao meu orientador Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira pelos valiosos conselhos, dedicação, paciência e confiança na realização deste trabalho.*

*Agradeço muito a minha família e vizinhos pelo apoio, preocupação e amor incondicional em todo momento.*

*A minha esposa agradeço todo o amor, carinho, paciência e compreensão oferecida.*

*A todos os meus amigos agradeço seus conselhos, ajuda e incentivo sempre que precisei.*

*À professora Flávia Noronha Dutra Ribeiro pela ajuda nas simulações numéricas e à professora Rita Yuri Ynoue pela ajuda com os dados de reanálise.*

*Aos professores do IAG pelos conhecimentos adquiridos e ao pessoal do Laboratório de Micrometeorologia agradeço sua ajuda e convivência agradável.*

*A CAPES (Código de Financiamento 001) pelo financiamento da bolsa de doutorado. A FAPESP (2011/50178-5), FAPERJ (E26/111.620/2011 e E-26/103.407/2012), CNPq (309079/2013-6; 305357/2012-3, 462734/2014-5) pelo financiamento do Projeto MCITY BRAZIL.*

## RESUMO

SÁNCHEZ, M. P. **Investigação dos Jatos de Baixos Níveis na Região Metropolitana de São Paulo**. 2022. 186 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

O objetivo deste trabalho é determinar as principais propriedades e os mecanismos de geração dos Jatos de Baixos Níveis (JBNs) na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), Brasil, utilizando observações e modelagem numérica com o modelo WRF. As observações consistem em: (a) 160 radiossondagens com resolução espacial (62 m) e temporal (3 h) alta, realizadas durante duas campanhas de medidas do Projeto MCITY BRAZIL no verão (19 a 28 fevereiro) e no inverno (6 a 15 de agosto) de 2013; (b) 2611 radiossondagens com resolução espacial (302 m) e temporal (12 h) mais baixa, realizadas regularmente entre 1 de setembro de 2009 e 16 de agosto de 2013, lançadas, em ambos os casos, no aeroporto Campo de Marte. Essas observações indicam que os JBNs ocorrem em 85% dos dias (20) com sondagens de resolução alta e em 77,6% dos dias (1446) com sondagens de resolução mais baixa, confirmando que os JBNs são uma característica robusta do clima da RMSP. Em média, a maioria dos JBNs (94,1%) ocorre durante a noite, com intensidade de  $8,5 \pm 0,3 \text{ m s}^{-1}$ , altura de  $539 \pm 26 \text{ m}$ , e direção predominante do setor Leste (27,5%) e Norte (25%). Os JBNs exibem uma variação sazonal com intensidade máxima de  $8,6 \pm 0,3 \text{ m s}^{-1}$  e direção predominante dos setores Leste (25,6%) e Sudeste (25,6%) em outubro e mínima de  $7,1 \pm 0,2 \text{ m s}^{-1}$  e direção predominante de Norte (27%) em fevereiro, e altura máxima de  $703 \pm 151 \text{ m}$  em março e mínima de  $577 \pm 151 \text{ m}$  em junho. Durante os experimentos de campo em 2013, cerca de 76,4% dos eventos de JBN mostram oscilação inercial e 35,3% deles são combinados com a passagem da brisa marítima. Apenas 17,6% dos eventos de JBN estão associados com a passagem de frentes frias e sistemas de alta pressão pós-frontal. Observações de superfície indicam que a intensidade dos JBNs está negativamente correlacionada com a intensidade da Camada de Inversão Térmica de Superfície e da Ilha de Calor Urbana. Durante os dois experimentos de campo em 2013, o modelo WRF foi capaz de simular os eventos de JBN em 81,3% dos horários quando JBNs foram observados. As principais propriedades dos JBNs simulados são similares às detectadas nos perfis de vento observados. Verificou-se que o JBN modelado se forma primeiro na área rural e depois sobre a área urbana durante a noite. A convecção térmica “tardia” na área urbana impede que o JBN se forme simultaneamente sobre a área rural. Em média, o JBN simulado é 139 m mais alto na cidade. A intensidade e direção do JBN não variam muito entre a área urbana e a rural. As simulações confirmaram que o JBN da RMSP ocorre como resultado da combinação de: (a) mecanismo de oscilação inercial, (b) baroclinicidade induzida pelo contraste térmico continente-oceano e (c) efeito mecânico da topografia (bloqueio e canalização).

Palavras-chave: Jato de Baixos Níveis. Região Metropolitana de São Paulo. Projeto MCITY BRAZIL.  
Radiossondagens. WRF.

## ABSTRACT

SÁNCHEZ, M. P. **Investigation of Low-Level Jets in the Metropolitan Region of São Paulo**. 2022. 186 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

The goal of this work is to determine the main properties and formation mechanisms of Low-Level Jets (LLJs) in the Metropolitan Region of São Paulo (MRSP), Brazil, using observations and numerical modeling with the WRF model. The observations consist of: (a) 160 rawinsondes with high spatial (62 m) and temporal (3 h) resolution, carried out during two field campaigns of the MCITY BRAZIL Project in summer (19 to 28 February) and in winter (6 to 15 August) 2013; b) 2611 rawinsondes with lower spatial (302 m) and temporal (12 h) resolution, carried out regularly between September 1, 2009 and August 16, 2013, launched, in both cases, at Campo de Marte airport. These observations indicate that LLJs occur on 85% of days (20) with high resolution soundings and on 77,6% of days (1446) with lower resolution soundings, confirming that LLJs are a robust feature of the MRSP climate. On average, most LLJs (94,1%) occur at night, with an intensity of  $8,5 \pm 0,3 \text{ m s}^{-1}$ , height of  $539 \pm 26 \text{ m}$ , and predominant direction of the East (27,5%) and North (25%) sectors. The LLJs show a seasonal variation with maximum intensity of  $8,6 \pm 0,3 \text{ m s}^{-1}$  and predominant direction of the East (25,6%) and Southeast (25,6%) sectors in October and minimum of  $7,1 \pm 0,2 \text{ m s}^{-1}$  and predominant direction of North (27%) in February, and a maximum height of  $703 \pm 151 \text{ m}$  in March and a minimum of  $577 \pm 151 \text{ m}$  in June. During field experiments in 2013, about 76,4% of LLJ events show inertial oscillation and 35,3% of them occur in association with sea-breeze passage. Only 17,6% of LLJ events are associated with cold-fronts and postfrontal high-pressure systems. Surface observations show the intensity of the LLJs is negatively correlated with the intensity of the Surface Inversion Layer and the Urban Heat Island. The WRF model was able to simulate LLJ events at 81,3% of the times when LLJs were observed in the MRSP during both field experiments in 2013. The main properties of the simulated LLJs are like those detected in the observed wind profiles. The modeled LLJ forms first in the rural area and then over the urban area at night. The “late” thermal convection in the urban area prevents the LLJ from forming simultaneously over the rural area. On average, the simulated LLJ is 139 m higher in the urban area. The intensity and direction of the LLJ do not vary much between the urban and rural area. The simulations confirmed that LLJ occurs in the MRSP as result of a combination of (a) inertial oscillation mechanism, (b) baroclinicity induced by continent-ocean thermal contrast and (c) mechanical effect of topography (blocking and channeling).

Keywords: Low Level Jet. Metropolitan Region of São Paulo. MCITY BRAZIL Project. Rawinsondes. WRF.

## LISTA DE FIGURAS

Fig.	Descrição	Pág.
1.1	Ciclo diurno da CLP sobre regiões continentais com uso do solo homogêneo, topografia plana e sob condições sinóticas favoráveis (Adaptado da Fig. 1.7 de Stull, 1988).	23
1.2	Representação esquemática da circulação termicamente induzida sobre uma grande cidade em condições sinóticas favoráveis (Adaptado da Fig. 14.12 de Arya, 2001).	27
1.3	Representação esquemática da estrutura vertical da CLU em condições convectivas. A extensão vertical da camada do dossel urbano é indicada por meio da altura média dos elementos de rugosidade, $h_c$ . A extensão vertical da CLU é indicada por $z_i$ (Adaptado da Fig. 1.4 de Harman, 2003).	29
2.1	Distribuição geográfica dos locais onde JBNs foram identificados. Os círculos pretos e vermelhos indicam a presença de JBNs em regiões rurais e urbanas, respectivamente. (Disponível em <a href="http://www.imagememoldes.com.br">www.imagememoldes.com.br</a> ).	37
2.2	Modelo conceitual da formação do JBNAS. As setas azul e verde indicam o transporte de umidade da Amazônia e do Oceano Atlântico subtropical, respectivamente (Adaptado da Fig. 1 de Marengo et al., 2004).	45
2.3	Modelo conceitual das células de circulação mais importantes que ocorrem no estado de São Paulo (Adaptado da Fig. 4.20 de Karam, 2002). Corte esquemático da topografia ao longo da direção noroeste-sudeste passando pela cidade de São Paulo.	48
2.4	Ecograma e perfis verticais médios de intensidade do vento obtidos num sítio rural (painel superior) e urbano (painel inferior) em Moscou, FR, durante o 31 de julho de 2005 (Adaptado da Fig. 6 de Kallistratova e Kouznetsov, 2012).	56
2.5	Representação esquemática da oscilação inercial descrita pelo vento ageostrófico ( $V_a$ ) em torno do vento geostrófico ( $V_g$ ) para o Hemisfério Norte (Adaptado da Fig. 4.34 de Markowski e Richardson, 2010). Detalhes no apêndice A.	64
2.6	Variação diurna do vento térmico e desenvolvimento de JBNs devido à presença de terrenos inclinados no Hemisfério Norte durante os períodos (a) diurno e (b) noturno (Adaptado da Fig. 12.17 de Stull, 1988).	67
2.7	Representação esquemática do JBN de barreira (Fonte: <a href="http://www.meted.ucar.edu">www.meted.ucar.edu</a> ).	70
2.8	Representação esquemática do acoplamento entre um JAN e um JBN nas regiões de entrada e saída de um JAN no Hemisfério Norte (Adaptado da Fig. 3 de Uccellini e Jhonson, 1979).	72
3.1	Características geográficas da RMSP. Em (a) a cidade de São Paulo (23°33'1" S; 46°38'2" W; 760 m anm) é indicada pela borda vermelha e as 38 cidades restantes pelas bordas pretas. O sítio de lançamento das radiossondagens é indicado por ACM e os sítios meteorológicos por SFZ, ITU, IAG, PEFI e MIRANTE. A linha amarela pontilhada em (b) indica uma seção transversal de 150 km perpendicular ao litoral, orientada na direção noroeste a sudeste e passando pelo ACM. A topografia e os limites da RMSP ao longo desta seção transversal são mostrados em (c). A topografia está baseada nos dados topográficos de mais alta resolução ("3-arc-second Resolution-90 m") gerados pela "NASA's Shuttle Radar Topography Mission" (SRTM), disponível em <a href="https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/">https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/</a> .	79
3.2	Variações sazonais de (a) temperatura do ar, (b) umidade específica, (c) precipitação e (d) velocidade do vento, observadas nas estações meteorológicas de superfície PEFI, MIRANTE e IAG. Em (a, b, d) a barra horizontal azul corresponde à média durante os 10 dias dos experimentos de fevereiro e agosto de 2013 no IAG. Em (c) a barra horizontal azul corresponde ao acumulado durante os experimentos de 2013 no PEFI. Os valores médios entre 2009-2013	80

	(linhas contínuas vermelhas) correspondem às observações no IAG durante o período das radiossondagens regular lançadas no ACM. Os períodos de observação no IAG começaram em 1999 para a precipitação (c), e em 2010 para a velocidade do vento (d) (Adaptado da Fig. 2 de Sánchez et al., 2020).	
3.3	Distribuição de frequência da resolução vertical nos primeiros 4000 m para (a) 160 radiossondagens realizadas em fevereiro e agosto de 2013 e (b) 2611 radiossondagens realizadas entre setembro de 2009 e agosto de 2013. Trajetórias (linhas amarelas) que descrevem as radiossondagens durante as campanhas de campo de (c) 19 a 28 de fevereiro de 2013 e (d) 6 a 15 de agosto de 2013, no ACM. Os círculos brancos indicam as posições mais distantes no plano X-Y do balão ao atingir 4000 m (pontos vermelhos) (Google Earth). Em (c) e (d) os círculos brancos têm raios de 7 e 14 km.	84
3.4	Diagrama de dispersão da temperatura do ar observada no topo ( $T_{78,6}$ ) e na superfície ( $T_{1,5}$ ) no sítio PM SFZ nos meses de agosto de 2017-2019. A linha azul corresponde ao ajuste linear utilizando o método de regressão Theil-Sen.	87
3.5	Diagrama de dispersão da insolação medida na estação meteorológica PEFI e os valores médios de radiação líquida ( $Rn$ ) medidos na PM IAG no período diurno durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013. O período diurno corresponde a 14 horas durante o verão e 12 horas durante o inverno. A linha azul corresponde ao ajuste linear utilizando o método de regressão Theil-Sen.	89
3.6	Diagramas de dispersão da (a-b) velocidade do vento medida na estação PEFI e na PM IAG durante os períodos diurno e noturno; e (c-d) direção do vento medida na estação PEFI e na PM IAG durante os períodos diurno e noturno. Os erros estadísticos são indicados pelas barras horizontais e verticais. Período diurno = Período noturno = 12 horas. A linha azul corresponde ao ajuste linear utilizando o método de regressão Theil-Sen.	90
3.7	Exemplos de estruturas de tipo JBN que satisfazem os critérios objetivos para as sondagens realizadas durante (a) 10 de agosto de 2013 às 0000 HL e 0300 HL (MCITY) e (b) 24 de julho de 2012 às 0900 HL (Regular). As barras verticais indicam a incerteza devido à resolução de 62 m (MCITY) e 302 m (Regular).	94
3.8	Diagramas de dispersão de altura, intensidade e direção dos JBNs estimados pela inspeção visual e o algoritmo a partir das radiossondagens realizadas durante (a), (c), (e) as duas campanhas de campo de 2013 (MCITY) e (b), (d), (f) regularmente de junho a agosto de 2012 (Regular).	97
3.9	Diagramas de dispersão de (a) altura, (b) intensidade e (c) direção dos JBNs estimados pelo algoritmo. Perfis verticais de (d) velocidade, e (e) direção do vento no dia 28 de fevereiro de 2013 às 0900 HL. Perfis verticais de (f) velocidade, e (g) direção do vento no dia 7 de agosto de 2013 às 0900 HL. As sondagens com resolução fina e grossa são indicadas por azul e vermelho, respectivamente. As setas em (d)-(g) indicam a altura do JBN.	98
3.10	Perfis verticais do JBN Gaussiano idealizado (linha vermelha) e o JBN médio durante agosto de 2009-2013 (linha preta). As barras horizontais indicam o erro estatístico da velocidade do vento.	100
3.11	Evolução temporal da velocidade do vento ( $m s^{-1}$ ) na RMSP durante os experimentos de (a) fevereiro, e (b) agosto do Projeto MCITY BRAZIL em 2013. Os símbolos no topo correspondem a: VCAN = Vórtice Ciclônico de Altos Níveis; BM = Brisa Marítima; COC = Cavado de Onda Curta; AB = Alta da Bolívia; SAPP = Sistema de Alta Pressão Pós-frontal; ASAS = Alta Subtropical do Atlântico Sul; FF = Frente Fria.	102
3.12	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 19 de fevereiro de 2013 na estação de superfície PEFI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha	107

	vertical vermelha.	
3.13	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 20 de fevereiro de 2013 na estação de superfície PEFI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	107
3.14	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 22 de fevereiro de 2013 na estação de superfície PEFI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	108
3.15	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 24 de fevereiro de 2013 na estação de superfície PEFI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	108
3.16	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 28 de fevereiro de 2013 na estação de superfície PEFI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	109
3.17	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 6 de agosto de 2013 na estação de superfície PEFI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	114
3.18	Evolução temporal da intensidade máxima dos eventos de JBN ( $V_{JBN-MAX}$ ) e o vento geostrófico correspondente ( $Vg$ ) durante (a) 19 a 28 de fevereiro, e (b) 6 a 15 de agosto de 2013 na RMSP. O símbolo OI indica os eventos de JBN associados ao mecanismo de oscilação inercial de acordo com as hodógrafas de vento. As linhas tracejadas pretas indicam a ausência de JBN. Os números indicam 0000, 0300, 0600, 0900, 1500 e 1800 HL e correspondem ao horário em que o evento de JBN atinge a intensidade máxima.	116
3.19	Hodógrafas de vento baseadas nos dados de radiossondagens interpolados em 200 m (vermelho) e 600 m (azul) durante (a) 23-24 de fevereiro, (b) 27-28 de fevereiro, (c) 6-7 de agosto e (d) 14-15 de agosto de 2013, na RMSP. Os números indicam 0300, 0600, 1500 e 1800 HL.	117
3.20	Diferença entre a altura do JBN e a altura da CITS durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013.	119
3.21	Carta sinótica de superfície às 2100 HL do dia 6 de agosto de 2013. A área de estudo se acha dentro do quadrado amarelo.	120
3.22	Evolução temporal da (a) velocidade (mapa colorido) e direção do vento (vetores de vento) e (b) perfis verticais de velocidade do vento baseado nas radiossondagens realizadas na RMSP das 1800 HL do dia 6 até as 1200 HL do dia 7 de agosto de 2013. As setas pretas em (a) mostram os vetores de vento. A linha vertical tracejada preta em (b) indica a velocidade média do vento geostrófico entre as 1800 HL do dia 6 e as 1200 HL do dia 7 de agosto. As faixas horizontais (ciano) e verticais (cinza) em (b) indicam, respectivamente, a faixa de alturas do JBN e o erro estatístico do vento geostrófico médio.	121
3.23	Evolução temporal da temperatura potencial baseado nas radiossondagens realizadas na RMSP entre 0900 HL do dia 6 de agosto e 1500 HL do dia 7 de agosto de 2013. A linha tracejada azul indica o topo da CITS e os quadros unidos pela linha preta indicam a altura do JBN.	122
3.24	(a) Mapa de vento vetorial em 875 hPa (~550 m) do dia 7 de agosto de 2013 às	123

	0900 HL; (b) Distribuição vertical do vento vetorial durante os dias 6-7 de agosto de 2013 no ACM, fornecido pelos dados de reanálise do ERA5. O vento real é indicado pela seta preta e o vento geostrófico pela seta vermelha. Em (a) as linhas azuis indicam as alturas geopotenciais em 875 hPa, o retângulo verde corresponde à RMSP e o ponto verde indica o ACM. A referência da escala de vento é indicada pela seta e corresponde a $5 \text{ m s}^{-1}$ . Em (b) o retângulo cinza de contorno verde enfatiza a evolução temporal do vento real (seta preta) e geostrófico (seta vermelha) em 875 hPa das 1800 até 0900 HL no ACM.	
3.25	Evolução temporal e diagrama de dispersão de (a-b) intensidade do JBN e da ICU, (c-d) intensidade do JBN e da CITS e (e-f) intensidade da ICU e da CITS na RMSP durante o experimento do inverno em 2013. As intensidades do JBN, ICU e CITS são valores médios noturnos. As linhas pretas tracejadas em (a) e (e) indicam a ausência de JBN. A linha azul em (b, d, f) corresponde ao ajuste linear utilizando o método de regressão Theil-Sen.	124
3.26	Evolução temporal da ICU na RMSP entre (a) 11 de agosto às 1200 HL e 12 de agosto às 1200 HL, e (c) 12 de agosto às 1200 HL e 13 de agosto às 1200 HL em 2013. Perfis verticais de temperatura potencial durante o período noturno (b) 11-12 de agosto, e (d) 12-13 de agosto de 2013.	126
3.27	Histogramas de (a)-(b) frequência horária; (c)-(d) intensidade; (e)-(f) altura; (g)-(h) direção dos JBNs, baseado nas radiossondagens com resolução fina (MCITY) e grossa (regular) realizadas, respectivamente, durante as campanhas de verão e inverno de 2013, e de 2009 a 2013 na RMSP. A frequência horária corresponde ao número de JBNs dividido pelo número total de sondagens em cada hora.	128
3.28	Variação sazonal de (a) frequência diária, (b) intensidade, (c) altura e (d) direção dos JBNs na RMSP de setembro de 2009 até agosto de 2013. Os erros estatísticos são indicados pelas barras verticais em (b). A incerteza devido à resolução de 302 m é indicada pela faixa cinza horizontal em (c).	131
3.29	Estrutura vertical média dos JBNs durante os meses de fevereiro e agosto. Os perfis verticais de (a)-(c) velocidade do vento e (b)-(d) direção do vento foram estimados usando as radiossondagens realizadas durante os experimentos do Projeto MCITY BRAZIL em 2013 e durante os quatro anos de radiossondagens regular entre 2009-2013. Os erros estatísticos são indicados pelas barras horizontais.	132
4.1	Domínios horizontais, uso do solo e grade vertical utilizados pelo modelo WRF na simulação numérica das propriedades dos JBNs na RMSP. As figuras (a-e) foram adaptadas de Tito (2022).	143
4.2	Diagramas de dispersão de (a) altura, (b) intensidade e (c) direção dos JBNs estimados pelo algoritmo de detecção a partir das radiossondagens realizadas durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 e as simulações feitas com o modelo WRF.	147
4.3	Evolução temporal da velocidade do vento simulada numericamente pelo modelo WRF durante os experimentos de (a) fevereiro, e (b) agosto de 2013. Os símbolos no topo correspondem a: VCAN = Vórtice Ciclônico de Altos Níveis; BM = Brisa Marítima; COC = Cavado de Onda Curta; AB = Alta da Bolívia; SAPP = Sistema de Alta Pressão Pós-frontal; ASAS = Alta Subtropical do Atlântico Sul; FF = Frente Fria.	148
4.4	Evolução temporal dos perfis verticais da velocidade e direção do vento (a)-(b) simulados pelo modelo WRF e (c)-(d) observados com radiossondagens entre 1800 HL do dia 27 e 1200 HL do dia 28 de fevereiro de 2013. Os círculos indicam a altura do JBN.	149
4.5	Evolução temporal da velocidade (mapa colorido) e direção do vento (vetores de vento) baseado em (a) simulações feitas com o modelo WRF, e (b)	150

	radiossondagens, entre 1700 HL do dia 27 e 1900 HL do dia 28 de fevereiro de 2013. As setas pretas indicam os vetores de do vento horizontal.	
4.6	Hodógrafas de vento baseadas em (a) simulações feitas com o modelo WRF, e (b) dados de radiossondagens, interpolados em 200 m (vermelho) e 600 m (azul) durante 27-28 de fevereiro de 2013, no ACM. Os números indicam 0300, 0600, 1500 e 1800 HL.	151
4.7	Evolução temporal da (a) intensidade, (b) altura e (c) direção do JBN em um sítio urbano (ACM) e em um sítio rural (ITU), baseado nas simulações feitas com o modelo WRF no período das 1800 HL do dia 27 até as 0900 HL do dia 28 de fevereiro de 2013.	152
4.8	Estrutura vertical média do evento de JBN ocorrido no período das 1800 HL do dia 27 até as 0900 HL do dia 28 de fevereiro de 2013 num sítio urbano (ACM) e rural (ITU) da RMSP. Os perfis verticais de (a) velocidade e (b) direção do vento foram estimados a partir das simulações feitas com o modelo WRF. Os erros estatísticos são indicados pelas barras horizontais.	154
4.9	Corte latitudinal (23,5 °S) de ~90 km passando pelo ACM da velocidade (mapa colorido) e direção do vento (vetores de vento) baseado nas simulações feitas com o modelo WRF no dia 28 de fevereiro de 2013 às 0300 HL. Em (a) foi considerada a altura com respeito ao nível do mar e em (b) com respeito à superfície. A topografia ao longo desta latitude e a área urbana da RMSP são mostradas em (a). As setas pretas indicam os vetores de vento.	155
B1	Perfil vertical de velocidade do vento considerando um JBN idealizado em forma de Gaussiana com $A=16784,38 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , $\sigma_{\text{JBN}} = 400 \text{ m}$ (largura do JBN = 800 m) e variando $Z_{\text{JBN}}$ de 300 a 600 m a cada 30 m.	177
B2	Perfil vertical de velocidade do vento considerando um JBN idealizado em forma de Gaussiana com $A=12588,28 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , $\sigma_{\text{JBN}} = 300 \text{ m}$ (largura do JBN = 600 m) e variando $Z_{\text{JBN}}$ de 300 a 600 m a cada 30 m.	178
B3	Perfil vertical de velocidade do vento considerando um JBN idealizado em forma de Gaussiana com $A=8392,19 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , $\sigma_{\text{JBN}} = 200 \text{ m}$ (largura do JBN = 400 m) e variando $Z_{\text{JBN}}$ de 300 a 600 m a cada 30 m.	179
B4	Diferença entre a velocidade do JBN teórico Gaussiano e a velocidade do JBN estimada pelo algoritmo. O histograma é baseado nas Tabelas B1-B3.	180
C1	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 19 de fevereiro de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	181
C2	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 20 de fevereiro de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	181
C3	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 22 de fevereiro de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	182
C4	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 24 de fevereiro de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	182
C5	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 28 de fevereiro de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	183
C6	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ )	183

	observado durante o evento de BM do dia 6 de agosto de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	
C7	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( <i>T</i> ), (b) umidade relativa ( <i>UR</i> ), (c) velocidade do vento ( <i>VV</i> ) e (c) direção do vento ( <i>DV</i> ) observado durante o evento de BM do dia 6 de agosto de 2013 na PM SFZ, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	184
C8	Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( <i>T</i> ), (b) umidade relativa ( <i>UR</i> ), (c) velocidade do vento ( <i>VV</i> ) e (c) direção do vento ( <i>DV</i> ) observado durante o evento de BM do dia 6 de agosto de 2013 na PM ITU, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.	184
D1	Variação sazonal da intensidade média dos JBNs na RMSP estimada a partir das radiossondagens realizadas durante os quatro anos de radiossondagens regular entre 2009-2013. Os erros estatísticos são indicados pelas barras horizontais.	185
D2	Variação sazonal da direção média dos JBNs na RMSP estimada a partir das radiossondagens realizadas durante os quatro anos de radiossondagens regular entre 2009-2013. Os erros estatísticos são indicados pelas barras horizontais.	186

## LISTA DE TABELAS

Tab.	Descrição	Pág.
3.1	Características das medidas realizadas nas plataformas micrometeorológicas.	86
3.2	Critérios de identificação de JBNs.	92
3.3	Sistemas sinóticos e de mesoescala atuando na RMSP durante o experimento de verão (19 a 28 de fevereiro de 2013) do Projeto MCITY BRAZIL.	105
3.4	Sistemas sinóticos e de mesoescala atuando na RMSP durante o experimento de inverno (6 a 15 de agosto de 2013) do Projeto MCITY BRAZIL.	112
3.5	Propriedades dos JBNs observados em diferentes regiões do mundo.	129
B1	Altura e intensidade do JBN idealizado em forma de Gaussiana considerando $A=16784,38 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , $\sigma_{\text{JBN}} = 400 \text{ m}$ (largura do JBN = 800 m) e variando $Z_{\text{JBN}}$ de 300 a 600 m a cada 30 m.	178
B2	Altura e intensidade do JBN idealizado em forma de Gaussiana considerando $A=12588,28 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , $\sigma_{\text{JBN}} = 300 \text{ m}$ (largura do JBN = 600 m) e variando $Z_{\text{JBN}}$ de 300 a 600 m a cada 30 m.	179
B3	Altura e intensidade do JBN idealizado em forma de Gaussiana considerando $A=8392,19 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , $\sigma_{\text{JBN}} = 200 \text{ m}$ (largura do JBN = 400 m) e variando $Z_{\text{JBN}}$ de 300 a 600 m a cada 30 m.	180

## SIGLAS, SÍMBOLOS E VARIÁVEIS

CLP	Camada Limite Planetária
ECT	Energia cinética turbulenta
CLC	Camada Limite Convectiva
CLS	Camada Limite Superficial
CM	Camada de Mistura
ZE	Zona de entranhamento
AL	Atmosfera livre
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
MCITY	MegaCITY
CITS	Camada de Inversão Térmica de Superfície
CLE	Camada Limite Estável
CR	Camada Residual
ICU	Ilha de Calor Urbana
RPC	República Popular da China
CLI	Camada Limite Interna
CLU	Camada Limite Urbana
RU	Reino Unido
Lidar	Light Detection and Ranging
SR	Subcamada rugosa
SI	Subcamada inercial
$h_e$	Extensão vertical da camada do dossel urbano
$z_i$	Extensão vertical da CLU
JBN	Jato de Baixos Níveis
$Z_{JBN}$	Altura do JBN
$V_{JBN}$	Intensidade do JBN
$D_{JBN}$	Direção do JBN
EUA	Estados Unidos da América
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
JBNAS	Jato de Baixos Níveis da América do Sul
WRF/Chem	Weather Research and Forecasting/Chemistry
ACM	Aeroporto de Campo de Marte
BM	Brisa Marítima
FF	Frente Fria
WRF	Weather Research and Forecasting Model
FR	Federação Russa
anm	Acima do nível médio do mar
CASES-99	Cooperative Atmosphere–Surface Exchange Study 1999
Sodar	Sound Detection and Ranging
ABLE	Atmospheric Boundary Layer Experiments
CLM	Camada Limite Marítima
CBLAST-Low	Coupled Boundary Layers and Air-Sea Transfer Low
NARR	North American Regional Reanalysis
RASS	Radio-acoustic sounding systems
HL	Hora Local
NCEP-NCAR	National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research
ERA-I	ERA-Interim
ENOS	El Niño-Oscilação do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul

## SIGLAS, SÍMBOLOS E VARIÁVEIS (Continuação)

ASAN	Alta Subtropical do Atlântico Norte
TVM	Three-dimensional Vorticity Model
UTC	Universal Time Coordinated
LES	Large Eddy Simulation
NEOPS	North East Oxidant and Particle Study
JU2003	Join Urban 2003
RAMS	Regional Atmospheric Modelling System
$u, v$	Componentes zonal e meridional do vento
$V_g$	Vento geostrófico
$u_g, v_g$	Componentes zonal e meridional do vento geostrófico
$V_a$	Vento ageostrófico
$u_a, v_a$	Componentes zonal e meridional do vento ageostrófico
$\rho$	Densidade do ar
$f$	Parâmetro de Coriolis
$p$	Pressão atmosférica
$\psi_0$	Orientação do vento ageostrófico no início do processo de ajuste
$t$	Tempo
$t$	Período inercial
$\phi$	Latitude
$T$	Temperatura do ar
$g$	Aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ )
$z$	Altura
TVM-NH	Topographic vorticity-mode mesoscale non-hydrostatic
TAMEX	Taiwan Area Mesoscale Experiment
JAN	Jato de Altos Níveis
GMT	Greenwich mean time
PEFI	Parque Estadual das Fontes do Ipiranga
PM IAG	Plataforma Micrometeorológica Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
PM SFZ	Plataforma Micrometeorológica Secretaria da FaZenda
PM ITU	Plataforma Micrometeorológica ITUtinga
$\Delta T$	Intensidade da ICU
$T_{urbano}$	Temperatura do ar próximo à superfície do sítio urbano
$T_{rural}$	Temperatura do ar próximo à superfície do sítio rural
$T_{1,5}$	Temperatura medida na superfície a 1,5 m
$T_{78,6}$	Temperatura medida no topo do prédio a 78,6 m
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
$r$	Coefficiente de correlação linear de Pearson
$Rn$	Radiação líquida
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
$V_{máx}$	Velocidade máxima do vento
$\Delta V$	Diferença entre $V_{máx}$ e a velocidade mínima acima da altura do JBN até 3000 m de altura
$MBE$	Mean Bias Erro (Erro Médio)
$RMSE$	Root Mean Square Error (Raiz Quadrada do Erro Quadrático Médio)
$d$	Index of Agreement of Willmott (Índice de concordância)
$O_i$	Valor observado das propriedades do JBN (inspeção visual)
$E_i$	Valor estimado das propriedades do JBN (algoritmo de detecção)

## SIGLAS, SÍMBOLOS E VARIÁVEIS (Continuação)

$\bar{O}$	Média dos valores observados
$N$	Número total de valores
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
SAPP	Sistema de Alta Pressão Pós-frontal
AB	Alta da Bolívia
COC	Cavado de onda curta
$VV$	Velocidade do vento
$DV$	Direção do vento
$UR$	Umidade relativa
$V_{JBN-MÁX}$	Intensidade máxima do evento de JBN
OI	Evento de JBN associados ao mecanismo de oscilação inercial
$\Delta\theta_{CITS}/Z_{CITS}$	Intensidade da CITS
$\Delta\theta_{CITS}$	Diferença de temperatura potencial entre o topo da CITS e a superfície
$Z_{CITS}$	Altura da CITS
$\theta(Z_{CITS})$	Temperatura potencial no topo da CITS
$\theta_0$	Temperatura potencial na superfície
YSU	Esquema Yonsei University
MYJ	Esquema Mellor-Yamada-Janjic
ACM2	Esquema Asymmetric Convective Model 2
MYNN2.5	Esquema Mellor-Yamada Nakanishi Niino nível 2.5
QNSE	Esquema Quasi-Normal Scale Elimination
LABLE	Lower Atmospheric Boundary Layer Experiment
MYNN	Esquema Mellor-Yamada Nakanishi Niino
TEMF	Esquema Total-Energy Mass-Flux
BouLac	Esquema Bougeault-Lacarrere
GFS	Global Forecast System
NCEP-GFS	National Center for Environmental Prediction-Global Forecast System
$p_t, p_s$	Pressão no topo e na superfície
GCMs	Global Circulation Models
Noah LSM	Noah Land Surface Model
USGS	United State Geological Survey
SLUCM	Single Layer Urban Canopy Model
WUDAPT	World Urban Database Access Portal Tool
LCZ	Local Climate Classification
$\sigma_{JBN}$	Desvio padrão da altura do JBN

# ÍNDICE

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	23
1.1. Camada Limite Urbana.....	26
1.2. Jatos de Baixos Níveis.....	30
1.3. Objetivos e estrutura da tese.....	34
<b>2. ESTUDOS OBSERVACIONAIS E MECANISMOS DE GERAÇÃO DE JBN</b> .....	36
2.1. América do Norte .....	37
2.1.1. Setor Oriental das Montanhas Rochosas .....	37
2.1.1.1. Modelos Analíticos dos JBNs.....	38
2.1.1.2. Climatologia dos JBNs nas Grandes Planícies .....	39
2.1.2. Setor Ocidental das Montanhas Rochosas .....	40
2.1.3. Costa leste dos EUA .....	41
2.1.3.1. Ilha de Nantuckets, Massachusetts .....	41
2.1.3.2. Norte da Flórida.....	42
2.1.4. Vale Colima, Colima, México.....	42
2.2. América do Sul.....	43
2.2.1. Setor Oriental da Cordilheira dos Andes.....	43
2.2.2. Floresta Amazônica .....	46
2.2.3. Região sudeste do Brasil.....	46
2.3. América Central e Caribe .....	49
2.4. Ásia.....	50
2.4.1. Costa Leste da RPC .....	50
2.4.1.1. Shangai e Tianjin.....	50
2.4.1.2. Delta do rio Yangtze.....	51
2.4.1.3. Mar de Bohai e Mar Amarelo.....	51
2.4.2. Mahbubnagar e Pune, Índia .....	52
2.4.3. Deserto de Negev, Israel.....	53
2.5. Europa.....	53
2.5.1. Bacia Duero, Espanha.....	53
2.5.2. Cabauw, Holanda.....	54
2.6. Mar de Weddell, Antártica.....	54
2.7. JBNs em regiões urbanas.....	55
2.7.1. Filadélfia, EUA.....	56
2.7.2. Oklahoma, EUA .....	57
2.7.3. Moscou, FR .....	58

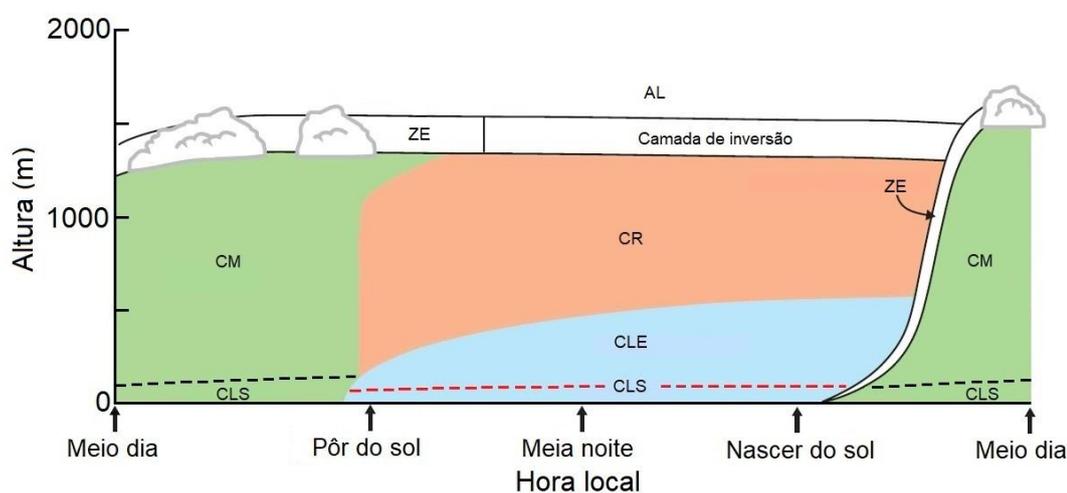
2.7.4. Londres, RU .....	59
2.7.5. Pequim e Guangzhou, RPC.....	59
2.7.6. Hannover, Alemanha.....	60
2.7.7. RMSP, Brasil.....	60
2.8. Mecanismos de formação.....	61
2.8.1. Oscilação inercial .....	62
2.8.2. Baroclinicidade rasa .....	65
2.8.3. Bloqueios orográficos .....	69
2.8.4. Forçantes isalobáricas .....	71
2.8.5. Ciclones extratropicais .....	72
2.9. Sumário da revisão dos estudos observacionais.....	72
<b>3. DESCRIÇÃO OBSERVACIONAL DOS JBNs NA RMSP .....</b>	<b>74</b>
3.1. Técnicas de medição de JBNs.....	74
3.2. Região de estudo e clima.....	77
3.3. Medições e dados .....	81
3.3.1. Radiossondagens .....	81
3.3.2. Medidas de superfície.....	83
3.3.2.1. Plataformas micrometeorológicas .....	83
3.3.2.2. Estação meteorológica PEFI .....	87
3.3.3. Vento geostrófico .....	90
3.4. Metodologia de identificação dos JBNs.....	91
3.4.1. Critério de identificação de JBNs.....	93
3.4.2. Validação do algoritmo de detecção .....	95
3.4.3. Impacto da resolução vertical nas propriedades dos JBNs.....	99
3.5. Efeitos sinóticos e de mesoescala.....	100
3.5.1. Experimento de verão.....	102
3.5.1.1. Sistemas de escala sinótica.....	102
3.5.1.2. Sistemas de mesoescala.....	106
3.5.2. Experimento de inverno .....	109
3.5.2.1. Sistemas de escala sinótica.....	109
3.5.2.2. Sistemas de mesoescala.....	113
3.6. Papel da oscilação inercial na formação dos JBNs .....	114
3.7. Estudo de caso: Interação da BM com o JBN .....	120
3.8. Relação entre JBN, ICU e CITS.....	123
3.9. Variação sazonal das propriedades dos JBNs .....	127

3.10. Sumário da análise observacional.....	132
<b>4. MODELAGEM NUMÉRICA DOS JBNs.....</b>	<b>134</b>
4.1. Investigação de JBNs com modelo WRF.....	134
4.2. Principais limitações do modelo WRF na simulação de JBNs.....	138
4.2.1. Resolução vertical e horizontal da grade.....	139
4.2.2. Parametrização da turbulência na CLP.....	140
4.2.3. Modelo de balanço de energia da superfície.....	140
4.2.4. Condições iniciais e de contorno.....	141
4.3. Simulação dos JBNs na RMSP.....	141
4.3.1. Características das grades.....	142
4.3.2. Parametrizações.....	145
4.3.3. Desempenho do modelo WRF na simulação numérica do JBN.....	146
4.3.4. Simulação da evolução temporal da velocidade do vento.....	147
4.3.5. Modelagem de um evento de JBN típico da RMSP.....	148
4.3.6. Diferenças do JBN entre um sítio urbano e rural.....	152
4.3.7. Distribuição espacial do JBN na RMSP.....	154
4.4. Sumário da simulação do JBN na RMSP.....	156
<b>5. SUMÁRIO E CONCLUSÕES.....</b>	<b>157</b>
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>162</b>
<b>7. APÊNDICES.....</b>	<b>174</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Os processos de aquecimento e resfriamento da superfície devido à incidência da radiação solar determinam o ciclo diurno da Camada Limite Planetária (CLP) sobre regiões continentais. Identificada como a camada turbulenta da atmosfera adjacente à superfície, a CLP responde as forçantes superficiais numa escala de tempo igual ou inferior a 1 hora (Stull, 1988; Wyngaard, 2010). A CLP é fortemente influenciada pelas trocas turbulentas de momento, calor e umidade com a superfície (Markowski e Richardson, 2010).

Durante o dia, quando a produção térmica de energia cinética turbulenta (ECT) é predominantemente maior do que a produção mecânica, a CLP é chamada de Camada Limite Convectiva (CLC). Em condições meteorológicas favoráveis e sobre regiões continentais horizontalmente homogêneas e com topografia plana a espessura da CLC atinge valores entre 1 e 2 km, tipicamente no início da tarde (Oke, 1987; Stull, 1988; Wyngaard, 2010; Quan et al., 2013; Guo et al., 2016; Sánchez et al., 2020). A CLC pode ser dividida em 3 subcamadas (Fig. 1.1): Camada Limite Superficial (CLS), Camada de Mistura (CM) e Zona de Entranhamento (ZE) (Stull, 1988).



**Figura 1.1.** Ciclo diurno da CLP sobre regiões continentais com uso do solo homogêneo, topografia plana e sob condições sinóticas favoráveis (Adaptado da Fig. 1.7 de Stull, 1988).

A CLS se acha em contato direto com a superfície e ocupa apenas 10% da extensão vertical da CLC. Acima da CLS se acha a CM (Fig. 1.1), a qual ocupa a maior parte da extensão da CLC e caracteriza-se por uma intensa mistura turbulenta devido à convecção

térmica. A ZE é uma camada de turbulência intermitente entre a CM e a atmosfera livre (AL) (Stull, 1988). Os poluentes emitidos perto da superfície são transportados pelos vórtices turbulentos através da CM, mas a camada de inversão situada acima da CM atua como uma barreira aos poluentes, mantendo-os na CM (Stull, 1988). Sánchez et al. (2020) investigaram a estrutura vertical da CLP da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) usando dados de radiossondagens realizadas durante os experimentos do verão e inverno de 2013 do projeto MCITY (“MegaCITY”) BRAZIL, e mostraram que a CLS ocupa entre 10% e 12% da espessura da CLC (1476 m e 1122 m) durante o verão e o inverno, respectivamente. Por outro lado, a ZE corresponde a 16% e 17% da extensão vertical da CLC em ambos os períodos.

O crescimento da CLC está diretamente associado à intensidade do fluxo turbulento de empuxo da superfície (positivo), estimado a partir dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente; e à intensidade da estabilidade térmica da AL (Sánchez et al., 2020). Através dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente ocorre a transferência de energia entre a superfície e a atmosfera e o processo de entranhamento permite a incorporação do ar da AL para a CLC.

O fluxo vertical turbulento de calor sensível surge como resultado da diferença entre a temperatura da superfície e o ar acima e influi diretamente no aquecimento e a intensidade da turbulência na CLP (Oke, 1987; Markowski e Richardson, 2010). Sobre superfícies continentais com ocupação do solo homogênea e topografia plana, o fluxo de calor sensível é positivo na CLS e varia menos de 10% do valor na superfície, podendo ser assumido constante. Na CM o fluxo varia linearmente com a altura, passando por zero no topo da CM e atingindo um mínimo negativo no meio da ZE e passando por zero novamente no topo. Na ZE o fluxo tende a ser 10-20% da magnitude do fluxo na superfície. Na AL o fluxo permanece igual a zero (Stull, 1988; Markowski e Richardson, 2010). Por outro lado, o fluxo turbulento de calor latente depende da quantidade de umidade disponível na superfície, que é uma função da vegetação, a umidade e o uso do solo e a velocidade do vento próximo à superfície (Markowski e Richardson, 2010). O fluxo é positivo em toda a CLP, alcança um valor máximo na superfície e diminui linearmente com a altura na CM, atingindo o valor zero no topo da CLC.

No final do dia, o aquecimento da superfície cessa e a intensidade da turbulência diminui drasticamente com a perda da fonte térmica de ECT. Com o progressivo resfriamento radiativo da superfície ocorre uma estabilização da atmosfera próxima à superfície e a Camada de Inversão Térmica Superficial (CITS) começa a se desenvolver. Com o aumento

progressivo da intensidade da turbulência, a intensidade e a extensão vertical da CITS aumentam proporcionalmente. Nessas circunstâncias, sobre superfícies continentais com ocupação do solo homogênea e topografia plana, observa-se a formação da Camada Limite Estável (CLE). Nesse caso, o fluxo vertical turbulento de calor sensível permanece negativo em toda a CLE, decrescendo em módulo com a altura, de um valor máximo negativo na superfície, até zero no topo da CLE (Stull, 1988). Assim, é possível afirmar que a superfície atua como um sorvedouro de calor da atmosfera, tal que a CITS se propaga verticalmente, aumentando a sua extensão vertical em função do transporte turbulento de energia da atmosfera para a superfície. Nessas condições a turbulência é mantida exclusivamente pela produção mecânica de ECT associada ao cisalhamento vertical do vento médio e, devido à destruição térmica de ECT, sua intensidade é bem menor do que no período diurno (Fig. 1.1). Isso implica que a extensão vertical da CLE seja bem menor do que a extensão da CLC (Fig. 1.1) e só consiga atingir algumas poucas centenas de metros no máximo (tipicamente entre 50 e 300 m) (Oke, 1987; Stull, 1988; Wyngaard, 2010; Quan et al., 2013; Guo et al., 2016). O topo da CLE é pobremente identificado em relação com o topo da CLC e pode ser definido como a altura onde a intensidade da turbulência é uma pequena fração de seu valor na superfície (Stull, 1988).

A estrutura vertical da CLE é determinada por dois fatores principais: o resfriamento radiativo e a intensidade do vento geostrófico. Outros parâmetros que desempenham um papel importante são a baroclinicidade, a advecção de grande escala e a estrutura da CLC precedente (Baas et al., 2009). Desse jeito, a CLE é dividida em duas subcamadas: camada limite interna e camada limite externa. A maior parte da turbulência é produzida na camada limite interna, e atenuada pela estratificação térmica e pela dissipação molecular do ar na camada limite externa (Wyngaard, 2010).

Acima da CLE com frequência é observada uma Camada Residual (CR), a qual representa uma região residual da CM formada durante o dia e com estabilidade neutra (Fig. 1.1). A CR não faz parte da CLE uma vez que não se trata de uma região turbulenta da atmosfera. Sánchez et al. (2020) mostrou que a altura do topo da CR pode ser usada como um bom substituto da altura máxima da CLC atingida durante o dia na ausência de subsidência.

## 1.1. Camada Limite Urbana

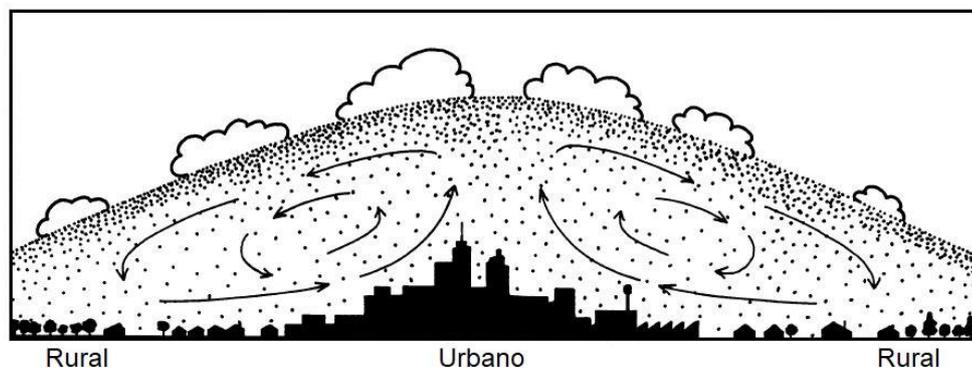
As substituições da ocupação natural do solo, como ocorrem em regiões urbanas (e rurais), alteram as trocas turbulentas entre a superfície e a atmosfera. As alterações na impermeabilização da superfície associadas a uma redução da vegetação inibem significativamente a evaporação e a amplitude do fluxo de calor latente da superfície. O aumento da rugosidade aerodinâmica da superfície causa uma redução na velocidade horizontal do escoamento na superfície, podendo em média ser  $5-10 \text{ m s}^{-1}$  menor do que nas áreas rurais adjacentes, conhecida como “ilha de calmaria urbana” (“Urban Stilling Island”) (Yang et al., 2020). Porém, em regiões onde os alinhamentos das construções formam grandes cânions, o efeito das canalizações entre os prédios pode gerar velocidades do vento maior dentro da cidade do que nas áreas rurais vizinhas, o que é conhecida como “ilha de vento urbana” (“Urban Wind Island”) (Markowski e Richardson, 2010; Droste et al., 2018).

Essas modificações alteram também as componentes do balanço de energia e umidade na superfície, produzindo anomalias positivas de temperatura e negativas de umidade específica, conhecidas como “Ilha de Calor Urbana (ICU)” e “ilha seca urbana” (“Urban Dry Island”) (Oke, 1987; Barlow, 2014; Oke et al., 2017; Du et al., 2018; Oliveira et al., 2020).

Nas grandes cidades a temperatura média anual do ar na superfície chega a ser entre 2 e 3 K maior do que nas áreas rurais adjacentes e durante as noites de céu claro e vento baixo essa diferença pode chegar a 10 K (Markowski e Richardson, 2010). Há evidências de que a urbanização tem contribuído no aumento das temperaturas extremas em várias cidades da República Popular da China (RPC) durante o período 1971-2014, sendo responsável por aproximadamente 30% da mudança total dos eventos de temperatura extrema sobre as áreas urbanas. A urbanização também teve impactos positivos nos eventos extremos de precipitação em cidades localizadas no interior da RPC nesse período (Lin et al., 2020). Impactos significativos da urbanização no aumento da frequência das precipitações intensas também foram encontrados em regiões urbanas da Índia (Shastri et al., 2015).

Em condições sinóticas favoráveis (ventos fracos e pouca nebulosidade) esse contraste horizontal de temperatura da ICU pode induzir uma circulação centrípeta, tal que o escoamento na superfície passa a convergir horizontalmente em direção ao centro da cidade, e a ascender verticalmente na região central da cidade até a base de inversão de altitude. A presença da inversão de altitude inibe esse movimento ascendente, induzindo uma divergência horizontal em níveis mais altos e subsidência sobre as regiões rurais adjacentes (Arya, 2001;

Oke et al., 2017; Ribeiro et al., 2018). Por ser mais alta, a camada de inversão de altitude sobre a região urbana adquire a forma de uma cúpula onde a poeira e a fumaça das emissões urbanas se acumulam acompanhadas pelas bases das nuvens baixas (Fig. 1.2).



**Figura 1.2.** Representação esquemática da circulação termicamente induzida sobre uma grande cidade em condições sinóticas favoráveis (Adaptado da Fig. 14.12 de Arya, 2001).

Estimada como a diferença de temperatura do ar da superfície entre a região urbana e rural adjacente, a intensidade da ICU depende de vários fatores, entre eles destacam-se: o tamanho da cidade e seu consumo de energia, a localização geográfica, a estação do ano, a hora do dia e os padrões de tempo e clima atuantes (Oke, 1987; Arya, 2001; Oke et al., 2017). Outros fatores que contribuem no aumento da temperatura nas cidades é a substituição de árvores e vegetação por edifícios e vias pavimentadas, a emissão de calor antropogênico pelos veículos automotores e as atividades industriais e a poluição atmosférica (Oke, 1987; Arya, 2001; Ferreira, 2010). A ICU apresenta um máximo na superfície e diminui com a altura, podendo atingir um valor negativo no topo da CLP. Em relação à variação diurna, durante condições sinóticas favoráveis (presença de sistemas de alta pressão) e em cidades localizadas em latitudes médias ou altas, a ICU atinge o máximo entorno da meia-noite e o mínimo próximo ao meio-dia (Arya, 2001; Hu et al., 2013a; Barlow et al., 2015; Oke et al., 2017).

De acordo com Oke (1987) e Barlow (2014) as principais alterações no balanço de energia da superfície urbana em relação à rural adjacente são: (a) aumento do fluxo de calor sensível devido à presença de materiais sintéticos e ao aumento da área superficial associado a verticalização; (b) o fluxo de calor latente é menor porque a fração da cobertura vegetal é menor; (c) maior inércia térmica devido à maior capacidade térmica da superfície; (d) menor albedo produzido pelos processos de sombreamento e reflexões múltiplas, que causam uma redução no fluxo de radiação de onda curta emergente; (e) redução na quantidade de radiação

infravermelha que escapa por causa da redução do fator de visão do céu; e (f) as fontes de calor antropogênico adicionam uma quantidade maior de energia na área urbana.

As alterações da superfície apresentam um máximo impacto no campo de temperatura da superfície. Esse efeito se propaga através da atmosfera à medida em que a CLP evolui verticalmente sobre a superfície urbana, gerando uma estrutura tridimensional muito complexa que reflete a sobreposição de várias Camadas Limites Internas (CLI). A CLP resultante desse processo é chamada de Camada Limite Urbana (CLU) (Oke, 1987; Harman, 2003; Barlow, 2014). A CLU apresenta uma extensão vertical maior comparado com a CLP das regiões rurais adjacentes, pois a intensidade da turbulência é maior (Pal et al., 2012; Barlow, 2014; Barlow et al., 2015). Em regiões urbanas a turbulência térmica é maior do que nas regiões rurais adjacentes, pois o fluxo turbulento de calor sensível é maior. A turbulência mecânica também é maior nas regiões urbanas devido à maior rugosidade da superfície. Observações simultâneas num sítio rural (Chilbolton) e urbano (Londres) da Região Metropolitana de Londres, Reino Unido (RU), mostraram que a CLU é aproximadamente 400 a 800 m maior do que a CLP rural (Barlow et al., 2015). Pal et al. (2012), usando medições feitas com lidar (“Light Detection and Ranging”) e ceilômetro na Região Metropolitana de Paris, França, entre 21 e 24 de março de 2011, mostraram que durante o período diurno a extensão vertical da CLU é 6% e 19% maior do que nas áreas suburbanas e rurais, respectivamente.

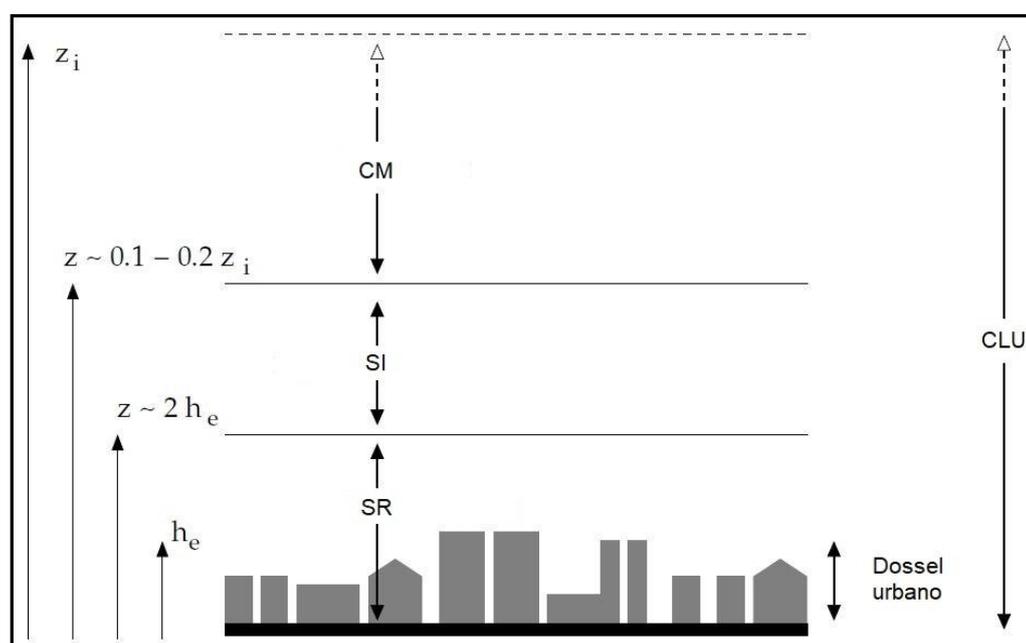
A estrutura vertical da CLU é determinada pelas características da superfície urbana e as circulações termicamente induzidas (Arya, 2001; Barlow, 2014). Durante o período diurno a CLU apresenta uma estrutura dinâmica e termodinâmica similar à CLC das áreas rurais, com a diferença de ser mais quente, turbulenta, seca e poluída (Oke, 1987; Arya, 2001). Similar a uma CLP sobre uma superfície horizontalmente homogênea, a CLU está composta por três subcamadas: CLS, CM e ZE. A principal diferença é que nas áreas urbanas a CLS apresenta uma estrutura interna mais complexa e se divide em duas subcamadas (Fig. 1.3): subcamada rugosa (SR) e subcamada inercial (SI) (Roth, 2000; Harman, 2003; Ferreira, 2010; Barlow, 2014).

Adjacente à superfície, a SR é influenciada diretamente pelos elementos de rugosidade que compõem o dossel urbano (Fig. 1.3). Nessa subcamada os fluxos turbulentos são horizontalmente heterogêneos e determinados pelas propriedades aerodinâmicas da superfície em escalas de comprimento local; tais como a altura, forma e comprimento das edificações e a

separação entre elas. Apresenta uma extensão vertical de aproximadamente duas vezes a altura do dossel urbano (Roth, 2000; Harman, 2003; Barlow, 2014; Oke et al., 2017).

A SI se localiza imediatamente acima da SR. É a região onde a turbulência é homogênea e os fluxos turbulentos não variam muito com a altura. As propriedades estatísticas e espectrais da turbulência na SI são descritas pela Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (Roth, 2000; Harman, 2003; Barlow, 2014; Oke et al., 2017). Acima da SI, a CLU apresenta a estrutura de CLP clássica, onde a CM turbulenta em condições convectivas dá lugar a uma CR não turbulenta em condições estáveis (Barlow, 2014).

Durante a noite, a CLU apresenta uma estrutura similar à CLE sobre regiões horizontalmente homogêneas e de topografia plana. No entanto, em presença de vento fraco o aquecimento do dossel urbano pode manter o fluxo de calor sensível positivo nas primeiras horas da noite, dando lugar a uma camada convectiva fraca que decai gradualmente com o resfriamento superficial (Barlow, 2014).



**Figura 1.3.** Representação esquemática da estrutura vertical da CLU em condições convectivas. A extensão vertical da camada do dossel urbano é indicada por meio da altura média dos elementos de rugosidade,  $h_e$ . A extensão vertical da CLU é indicada por  $z_i$  (Adaptado da Fig. 1.4 de Harman, 2003).

## 1.2. Jatos de Baixos Níveis

Durante a transição entre os períodos convectivo e estável ocorre o colapso da turbulência de origem térmica e a CLC dá lugar à CLE. Durante essa transição a redução do atrito turbulento desempenha um papel importante na formação do Jato de Baixos Níveis (JBN). A medida em que o atrito turbulento desaparece ocorre um desequilíbrio entre o balanço das forças de atrito, Coriolis e do gradiente horizontal de pressão na CR acima da CLE. Quando a força do atrito turbulento se torna nula, ocorre o desacoplamento entre a CR e a CLE. Na tentativa de estabelecer um novo equilíbrio entre as forças de Coriolis e do gradiente horizontal de pressão o ar na CR começa a se acelerar, oscilando inercialmente em torno do vento geostrófico. Com o passar do tempo observa-se a formação de um máximo relativo no perfil vertical de velocidade horizontal do vento em forma de “nariz”, com um máximo localizado no topo da CITS, denominado JBN (Blackadar, 1957; Stull, 1988; Banta et al., 2002; Markousky e Richardson, 2010).

Stull (1988) define o JBN como uma corrente estreita de ar que se move rapidamente com uma velocidade máxima entre 10 e 30 m s<sup>-1</sup>, entre 100 e 300 m acima da superfície. Embora os JBNs possam ocorrer durante o período diurno, eles ocorrem com mais frequência durante a noite (Bonner, 1968; Verghese et al., 2003; Fedorovich et al., 2017; Miao et al., 2018). A intensidade dos JBNs pode exceder em até 70% o valor do vento geostrófico da AL (Fedorovich et al., 2017). Em latitudes médias e altas os JBNs ocorrem com mais frequência durante o verão (Stensrud, 1996; Song et al., 2005; Baas et al., 2009; Smith et al., 2018).

Os JBNs podem ser classificados dentro da mesoescala  $\beta$  (Orlanski, 1975), com escala característica horizontal variando entre 20 e 200 km e escala vertical da ordem de 2 km. Eles são mais frequentes em condições meteorológicas caracterizadas por pouca nebulosidade, ausência de distúrbios de escala sinótica e em regiões de topografia plana (Banta et al., 2002; Baas et al., 2009; Ruchith e Raj, 2015; Fedorovich et al., 2017). De acordo com Ruchith e Raj (2015) a ocorrência dos JBNs e suas propriedades dependem, em grande medida, da localização geográfica e das características do terreno.

Os JBNs podem ser divididos em duas categorias (Chen et al., 1994; Du et al., 2012; Du et al., 2014). A primeira inclui os JBNs que ocorrem dentro da CLP. Em geral, esses JBNs atingem a maior intensidade no final do período noturno e decaem após o nascer do sol com o aumento da mistura turbulenta gerada pelo aquecimento da superfície. A segunda categoria inclui os JBNs associados a sistemas de escala sinótica e são observados entre 900 e 600 hPa.

O conhecimento das propriedades dos JBNs é importante para o planejamento dos procedimentos de segurança aérea nos aeroportos (Wittich et al., 1986; Kaplan et al., 2000), na predição do transporte horizontal e vertical de poluentes atmosféricos (Hu et al., 2013b; Klein et al., 2014) e para rastrear sistemas convectivos que produzem eventos extremos de chuva (Iago et al., 2019). Alguns estudos mostraram que os JBNs desempenham um papel importante no transporte de umidade, modulando o ciclo diurno de precipitação na região leste dos Andes (Marengo et al., 2014; Jones, 2019; Montini et al., 2019), nas Grandes Planícies dos Estados Unidos da América (EUA) (Higgins et al., 1997; Trier et al., 2014) e na região sudoeste da RPC (Du et al., 2014; Zhang et al., 2019). Kotroni e Lagouvardos (1993) mostraram que a presença de JBNs pré-frontais em Brittany, França, dá lugar à ocorrência de precipitações intensas nessa região, tornando evidente a existência de uma interação entre o JBN e a linha de convecção frontal. Por outro lado, a previsão do início, duração e da evolução temporal e espacial das propriedades (altura, intensidade e direção) dos JBNs são muito importantes para a avaliação do potencial de produção de energia eólica de uma região e para o desenho e construção de parques eólicos (Storm et al., 2009; Banta et al., 2013; Emeis, 2014a; Vanderwende et al., 2015).

Alguns trabalhos têm documentado a importância dos JBNs nos fenômenos climáticos de escala regional e global. Corrêa et al. (2021) verificaram que os JBNs que se formam próximo ao topo do dossel da floresta Amazônica permitem o transporte horizontal e vertical de metano, monóxido de carbono e dióxido de carbono nessa região. Por outro lado, observações indicam que a presença de JBNs nas Grandes Planícies dos EUA está relacionada com um incremento do transporte vertical turbulento de calor sensível e umidade, e com a ocorrência de atividade convectiva profunda (Stensrud, 1996; Markousky e Richardson, 2010). O cisalhamento vertical gerado pelo JBN pode aumentar o potencial para o desenvolvimento de tempestades convectivas severas, incluindo tornados (Markousky e Richardson, 2010). O cisalhamento direcional favorece o aumento da helicidade relativa à tormenta, o qual propicia o desenvolvimento de uma corrente ascendente em rotação e a formação de tornados (Nascimento, 2005). Outros estudos sugerem que os JBNs podem gerar um intenso transporte horizontal de umidade em baixos níveis, favorecendo a formação e a persistência da convecção e contribuindo com o desenvolvimento de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) (Maddox et al., 1983; Salio et al., 2007). Salio et al. (2007) mostrou que o JBN da América do Sul (JBNAS) tem um papel fundamental no desenvolvimento de SCM na região

sudeste da América do Sul. No período 2000-2003 eles mostraram que os SCM se desenvolveram em 41% dos dias com JBNAS, enquanto nos dias sem JBNAS, essa percentagem caiu para 12%.

Sobre regiões urbanas os JBNs podem modular a intensidade da ICU (Kallistratova e Kouznetsov, 2012; Hu et al., 2013a) e incrementar o transporte vertical de poluentes atmosféricos, principalmente ozônio e dióxido de carbono (Corsmeier et al., 1997; Banta et al., 1998; Hu et al., 2013b; Klein et al., 2014; Sullivan et al., 2017; Haikin e Castelli, 2022). Observações feitas por Sullivan et al. (2017) durante 11 e 12 de junho de 2015 na cidade de Baltimore, EUA, indicaram que os JBNs são responsáveis pelo transporte de ozônio para fora da região urbana, aumentando significativamente a concentração desse poluente nas áreas rurais adjacentes a Baltimore. Simulações numéricas feitas com o modelo WRF/Chem (“Weather Research and Forecasting/Chemistry”) por Hu et al. (2013b) na área de Beltsville, EUA, mostraram que durante a noite a mistura turbulenta gerada pelos JBNs reduz os níveis de ozônio na CR e na CLP do dia seguinte. Resultados semelhantes foram obtidos por Klein et al. (2014) na cidade de Oklahoma, EUA, usando o modelo WRF/Chem. As simulações indicaram que os JBNs mais fortes promovem o transporte vertical turbulento de ozônio da CR para a superfície. Karipot et al. (2006) mostraram que os JBNs podem modular as trocas turbulentas de dióxido de carbono acima das plantações agrícolas e da floresta na Flórida, EUA, permitindo um aumento do fluxo vertical de dióxido de carbono.

Alguns autores sugerem que o forte cisalhamento produzido pelos JBNs pode gerar turbulência entre o nível dos JBNs e a superfície (Baas et al., 2009; Van de Wiel et al., 2010; Hu et al., 2013b; Klein et al., 2014; Klein et al., 2016). Nesse caso, a camada de turbulência abaixo dos JBNs apresenta um máximo nos níveis superiores próximos ao JBN e um mínimo próximo à superfície, gerando assim uma CLP invertida (Banta et al., 2006; Beu, 2019). No caso da CLP invertida, a turbulência é produzida na região imediatamente abaixo do nariz do JBN e transferida para baixo, onde é atenuada pela estratificação térmica associada à CITS e dissipada localmente pela viscosidade molecular. Na CLP invertida a intensidade da turbulência depende da intensidade do JBN. Essa troca turbulenta permite o transporte de calor, umidade e momento entre a superfície e a atmosfera e a dispersão de poluentes que se acham perto da superfície (Verghese, 2003; Lundquist e Mirocha, 2008; Miao et al., 2018). Os JBNs também intensificam o transporte de polens, esporos, pragas agrícolas, fungos e sementes, componentes indispensáveis às atividades agrícolas (Shapiro et al., 2016), podendo influir no desenvolvimento e propagação de incêndios florestais (Barad, 1961).

Por outro lado, evidências observacionais indicam que os JBNs podem, através do mecanismo conhecido como Teoria do Bloqueio de Cisalhamento (“shear-sheltering”), inibir a formação dos grandes turbilhões e reduzir o transporte turbulento em direção à superfície (Smedman et al., 2004, Duarte et al., 2012, Martins et al., 2013). A partir de dados coletados em dois sítios no Mar Báltico, Smedman et al. (2004) observaram que na presença de JBNs próximos da superfície (<300 m), a ECT de baixa frequência na CLS era suprimida em relação aos casos sem JBNs. Explicado através da Teoria do Bloqueio de Cisalhamento, Smedman et al. (2004) verificaram que na presença de JBNs ocorre uma redução no fluxo de calor sensível na superfície de até 50% em relação ao valor observado na ausência de JBNs. De acordo com Smedman et al. (2004), o aumento da vorticidade nas camadas abaixo dos JBNs bloqueia a propagação de grandes turbilhões para a superfície.

Apesar de fisicamente razoável, o mecanismo de Bloqueio de Cisalhamento foi somente observado por Smedman et al. (2004) sobre o oceano. No experimento realizado em Oklahoma, EUA, mostraram um aumento da ECT e dos fluxos superficiais em condições de forte cisalhamento produzido pelo JBN (Duarte et al., 2012). Esse resultado, e os encontrados em áreas urbanas onde os JBNs estão associados ao aumento no transporte turbulento de ozônio e dióxido de carbono (Corsmeier et al., 1997; Banta et al., 1998; Hu et al., 2013b; Klein et al., 2014; Sullivan et al., 2017), sugerem que o Bloqueio de Cisalhamento tem mais chances de ocorrer sobre superfícies planas e homogêneas como a do Mar Báltico.

Como foi mostrado nessa introdução, além de permitir o entendimento da dinâmica da CLE, o conhecimento das propriedades dos JBNs tem importantes aplicações práticas, principalmente em áreas urbanas onde se concentra uma fração cada vez maior da população mundial (UNESCO, 2018). Comparativamente a regiões de latitudes médias e altas, as propriedades dos JBNs em latitudes subtropicais e tropicais tem recebido menos atenção. Em relação a regiões urbanas tropicais e subtropicais muito menos ainda se conhece sobre os JBNs em comparação com as regiões urbanas em latitudes médias e altas. Isso é crítico para o Brasil, pois se espera um crescimento da fração urbana de sua população de 86,6% para 92,4% em 2050 (UNESCO, 2018). Como será demonstrado nesse trabalho, os JBNs ocorrem na RMSP com uma frequência que varia entre 70 e 86%, indicando que seu estudo seja de extrema relevância científica.

### 1.3. Objetivos e estrutura da tese

O objetivo principal desta pesquisa é determinar as principais propriedades e mecanismos de geração dos JBNs na RMSP, Brasil, utilizando observações e modelagem numérica. Serão utilizados os dados de radiossondagens realizadas durante as campanhas de medidas do Projeto MCITY BRAZIL em fevereiro e agosto de 2013 e de radiossondagens lançadas duas vezes por dia no aeroporto de Campo de Marte (ACM) entre setembro de 2009 e agosto de 2013. Também serão usados os dados de temperatura do ar, umidade relativa, velocidade e direção do vento na superfície coletados na rede de plataformas micrometeorológicas localizadas na RMSP entre 2013-2019.

As propriedades dos JBNs serão determinadas utilizando os critérios objetivos de identificação de JBNs proposto por Sánchez et al. (2020). Para tanto se pretende desenvolver um algoritmo baseado em critérios objetivos que permita identificar a partir dos perfis verticais de velocidade do vento a presença de estruturas do tipo JBN e suas propriedades. O algoritmo vai ser validado e posteriormente será aplicado durante o período de radiossondagens regular (2009-2013) para estabelecer uma climatologia das propriedades dos JBNs em São Paulo.

A partir da análise observacional dos dados de superfície pretende-se identificar o papel da Brisa Marítima (BM) na formação dos JBNs e analisar a relação entre a intensidade do JBN, da ICU e da CITS na RMSP durante os experimentos do projeto MCITY BRAZIL em fevereiro e agosto de 2013.

Serão analisados os padrões sinóticos associados à ocorrência de JBNs na RMSP de modo a identificar as condições sinóticas que favorecem os diferentes mecanismos que influem na sua origem (oscilação inercial, efeito da BM e baroclinicidade associado à passagem de Frentes Frias (FF)).

Pretende-se também usar os dados gerados através de simulações numéricas com o modelo WRF (“Weather Research and Forecasting Model”) dos campos de vento na RMSP (Tito, 2022) para identificar a presença de JBNs e comparar as suas características com as obtidas por meio das observações.

A partir das simulações espera-se determinar a variação espacial dos JBNs e esclarecer quais são os mecanismos físicos que dão origem aos JBNs observados na RMSP.

Este trabalho está dividido da seguinte forma:

- Capítulo 2: Apresenta uma revisão dos principais trabalhos observacionais publicados nos últimos 20 anos, com o objetivo de identificar os mecanismos de geração de JBNs do tipo CLP.
- Capítulo 3: É feita uma descrição das técnicas de medição dos JBNs, a região de estudo e o clima. Também são discutidos os dados e métodos usados para estimar as propriedades dos JBNs e os resultados obtidos a partir da análise observacional.
- Capítulo 4: Apresenta uma revisão dos estudos de modelagem numérica dos JBNs e a configuração do modelo WRF usado nas simulações. Além disso, são discutidos os principais resultados obtidos das simulações.
- Capítulo 5: Encerra as conclusões gerais do trabalho e as sugestões para estudos futuros.

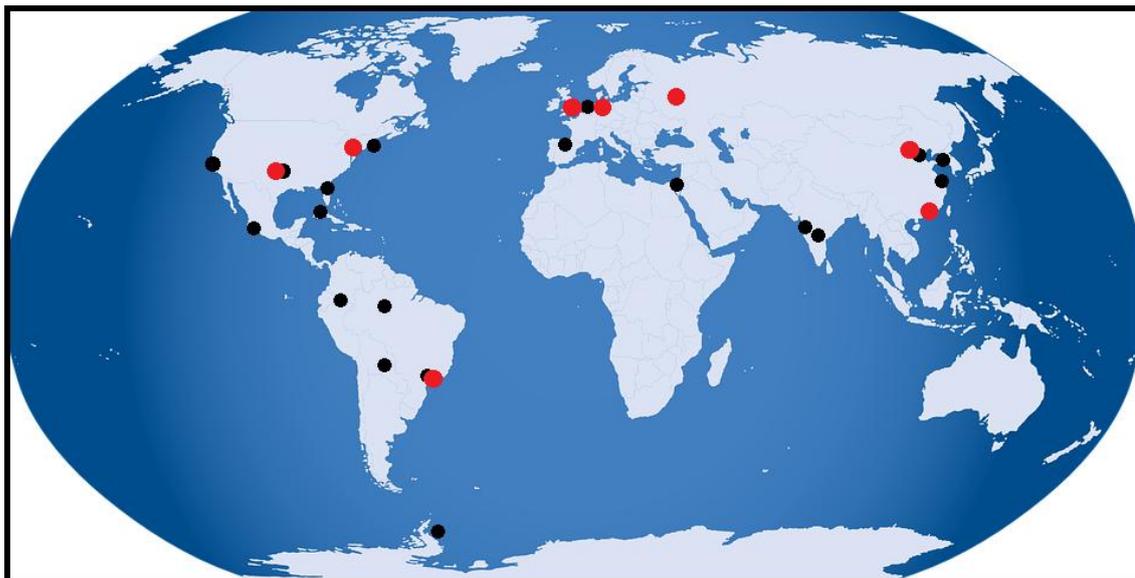
## 2. ESTUDOS OBSERVACIONAIS E MECANISMOS DE GERAÇÃO DE JBN

Os JBNs têm sido observados em diferentes partes do mundo, mais frequentemente em regiões localizadas ao leste de grandes cadeias montanhosas ou em lugares onde ocorre baroclinicidade (Stensrud, 1996). As regiões de maior frequência de JBNs são: as Grandes Planícies dos EUA, o leste da Cordilheira dos Andes e diferentes partes da RPC. Em menor frequência há estudos que mostram a ocorrência destes fenômenos na costa da Califórnia e na costa leste dos EUA, na Antártica, Mahbubnagar e Pune na Índia, na Bacia Duero na Espanha, na região centro oeste do México, Cabauw na Holanda, no deserto de Negev em Israel, na Floresta Amazônica, na região sudeste do Brasil e em Havana, Cuba.

Em menor número, os JBNs também têm sido observados em regiões urbanas, como Filadélfia e Oklahoma nos EUA, Moscou na Federação Russa (FR), Londres no RU, nas cidades de Pequim e Guangzhou na RPC, em Hannover, Alemanha, e na RMSP, Brasil.

A seguir será apresentada uma revisão dos principais trabalhos observacionais publicados entre 2000 e 2021 sobre JBNs. Tendo em vista a grande quantidade de trabalhos sobre esse assunto, iremos limitar essa revisão aos trabalhos que identificam os mecanismos de formação dos JBNs dentro do elenco de mecanismos mais abrangente possível, a partir da discussão de suas principais características nessas regiões.

A Figura. 2.1 mostra a distribuição geográfica desses estudos sobre JBNs.



**Figura 2.1.** Distribuição geográfica dos locais onde JBNs foram identificados. Os círculos pretos e vermelhos indicam a presença de JBNs em regiões rurais e urbanas, respectivamente. (Disponível em [www.imagemoldes.com.br](http://www.imagemoldes.com.br)).

## 2.1. América do Norte

### 2.1.1. Setor Oriental das Montanhas Rochosas

Por mais de meio século diferentes estudos teóricos (Blackadar, 1957; Holton, 1967), observacionais (Means, 1954; Pitchford e London, 1962; Bonner et al., 1968; Whiteman et al., 1997; Banta et al., 2002; Song et al., 2005; Wang et al., 2007) e numéricos (Parish e Oolman, 2010; Du e Rotunno, 2014; Shapiro et al., 2016; Parish, 2017) têm documentado a origem, evolução e propriedades dos JBNs nas Grandes Planícies dos EUA, localizados no setor Oriental das Montanhas Rochosas.

Esses JBNs de componente S são responsáveis pelo transporte de umidade do Golfo de México para a região central dos EUA e o posterior desenvolvimento de tempestades e chuvas intensas, modulando os eventos de precipitação nessa região (Stensrud, 1996; Higgins et al., 1997; Whiteman et al., 1997; Markousky e Richardson, 2010; Pu e Dickinson, 2014).

Diferentes estudos têm mostrado que os JBNs durante o verão se concentram na região ao sul das Grandes Planícies, entre o norte do Texas e Nebraska, com um máximo sobre o norte de Oklahoma e o sul de Kansas (Bonner, 1968; Whiteman et al., 1997; Parish e Oolman, 2010). Esses JBNs apresentam máxima intensidade entre 15 e 20 m s<sup>-1</sup>, altura entre 300 e 800 m e um giro noturno em sentido horário (Parish e Oolman, 2010; Vanderwende et al., 2015).

Frequentemente, a presença dos JBNs nessa região pode ser identificada a partir do deslocamento para o norte mais rápido das nuvens baixas nas primeiras horas da manhã (Stensrud, 1996).

Várias teorias têm sido elaboradas para explicar a formação dos JBNs nas Grandes Planícies, a maior parte delas atribui a origem à combinação da oscilação inercial do vento ageostrófico (Teoria de Blackadar (Blackadar, 1957)) e à baroclinicidade induzida pela inclinação do terreno na face oriental das Montanhas Rochosas (Teoria de Holton (Holton, 1967)). Soluções analíticas obtidas a partir das versões simplificadas das equações de movimento baseadas nessas duas teorias não conseguem reproduzir individualmente a amplitude e a fase dos JBNs observados nas Grandes Planícies Estadunidenses (Du e Rotunno, 2014). De acordo com a teoria de Blackadar, os JBNs ocorrem devido à aceleração gerada pelo desacoplamento do escoamento da superfície resultante do resfriamento radiativo da superfície após o pôr do sol. Durante a transição entre o período convectivo e estável, ocorre simultaneamente a intensificação da CITS e a atenuação da turbulência acima da CITS. A combinação desses dois processos altera progressivamente o balanço de forças na direção horizontal estabelecido durante o período convectivo entre as forças de atrito turbulento, gradiente horizontal de pressão e Coriolis. Por outro lado, vários autores sugerem que a oscilação diurna do vento geostrófico pode ocorrer também em resposta às diferenças nas taxas de aquecimento e resfriamento diurno da encosta da montanha, quando os gradientes de temperatura são produzidos com as altas elevações localizadas a oeste e baixas a leste. Esses gradientes horizontais de temperatura alteram os gradientes horizontais de pressão, e a baroclinicidade resultante provoca uma aceleração dos ventos sobre as planícies e os estados do centro-oeste estadunidense, dando lugar à formação de JBNs (Holton, 1967; Bonner e Paegle, 1970; Vanderwende et al., 2015).

#### **2.1.1.1. Modelos Analíticos dos JBNs**

Diversos modelos analíticos têm sido desenvolvidos para explicar o desenvolvimento do JBN nas Grandes Planícies combinando as teorias de Blackadar e Holton (Paegle e Rasch, 1973; Parish e Oolman, 2010; Du e Rotunno, 2014; Shapiro et al., 2016; Parish, 2017). Du e Rotunno (2014) desenvolveram um modelo analítico linear unidimensional simples, que inclui tanto a forçante térmica sobre terreno inclinado quanto o coeficiente de atrito variando no tempo, e concluíram que esses dois mecanismos são essenciais na formação de JBNs nas Grandes Planícies. Posteriormente, Shapiro et al. (2016) desenvolveram uma teoria que

unifica as teorias de Blackadar e Holton na geração de JBNs. Testes realizados com as soluções analíticas obtidas a partir das equações de movimento, que descrevem esses dois mecanismos de forma unificada, mostram que o mecanismo da teoria de Blackadar produz JBNs 50% mais fortes do que o mecanismo da teoria de Holton. Eles notaram que a combinação dos dois mecanismos gera JBNs com intensidades máximas que foram 25% maiores do que as observadas só com o mecanismo de Blackadar. Isso é consistente com o observado em estudos observacionais e climatológicos, evidenciando a importância dos dois mecanismos na geração de JBNs nas Grandes Planícies.

### **2.1.1.2. Climatologia dos JBNs nas Grandes Planícies**

Além desses estudos de modelagem com soluções analíticas, têm sido desenvolvidos vários estudos climatológicos que investigaram as propriedades dos JBNs e sua variação diurna e sazonal. A primeira climatologia sobre JBNs nas Grandes Planícies foi desenvolvida por Bonner (1968). Nesse estudo foram utilizados dados de radiossondagens coletados duas vezes por dia durante dois anos (1959-60) em 47 estações espalhadas pelos EUA.

Os resultados dessa climatologia indicaram que os JBNs são mais frequentes sobre as Grandes Planícies, com frequência máxima sobre Oklahoma e Kansas (~30% das radiossondagens). A grande maioria dos JBNs nesta região está embebida em um escoamento de S. Os JBNs são mais frequentes nas sondagens do início da manhã e nos meses de agosto e setembro e existe uma correlação de 0,53 entre a altura do JBN e o topo da CITS.

Whiteman et al. (1997) efetuaram uma climatologia dos JBNs nas Grandes Planícies usando dois anos (7 de abril de 1994 até 30 de março de 1996) de dados de radiossondagens com alta resolução vertical (15 m) e temporal (3 horas) em um sítio localizado no centro-norte de Oklahoma (36°36'4" N; 97°29'13" W; 315 m acima do nível médio do mar (anm)). Essa climatologia indicou que os JBNs estão presentes em 46% das sondagens, distribuídos de forma equivalente nas estações quente (47%) e fria (45%). Durante o período em questão, o JBN atingiu em média a intensidade de  $17,1 \text{ m s}^{-1}$  e a altura de 596 m. Apesar de ocorrerem durante o ano inteiro, os JBNs do S (70%) são mais frequentes do que os do N (30%). Os JBNs do S apresentam um giro no sentido horário com o tempo (oscilação inercial), enquanto os JBNs do N não apresentaram oscilação inercial. Os JBNs do N estão associados à baroclinicidade causada pela passagem de FF.

Os JBNs sobre o sudeste de Kansas (36°39'0" N; 96°45'0" W; 434 m anm) foram investigados por Banta et al. (2002) por meio dos dados coletados durante o experimento de campo CASES-99 (“Cooperative Atmosphere–Surface Exchange Study 1999”). Durante o CASES-99 foram coletados dados de vento por meio de perfiladores, sodar (“Sound Detection and Ranging”), lidar Doppler e torre micrometeorológica de 60 m, no mês de outubro de 1999. Os dados coletados neste experimento mostraram que os JBNs no sudeste de Kansas ocorrem com mais frequência em torno de 100 m de altura e com intensidade entre 7 e 10 m s<sup>-1</sup>. A altura dos JBNs reportada por Banta et al. (2002) foi mais baixa do que os valores observados em estudos anteriores. Essas diferenças foram atribuídas a dois fatores: os critérios usados para identificar os JBNs e o alcance e resolução vertical dos instrumentos utilizados. Por outro lado, a análise dos perfis verticais de vento durante duas noites com alta intensidade do vento evidenciou um incremento da ECT com a altura. Esse comportamento indica que a turbulência gerada pelo JBN sustenta o transporte turbulento de ECT em direção à superfície, gerando uma estrutura vertical típica de CLP invertida.

Perfis verticais de vento foram usados por Song et al. (2005) para realizar uma caracterização detalhada dos JBNs sobre a região sul das Grandes Planícies, especificamente no centro-sul de Kansas (37°57'48" N; 97°8'49" W; 418 m anm). Esses dados coletados com alta resolução foram obtidos através da combinação de sodares e perfiladores verticais de vento durante o experimento ABLE (“Atmospheric Boundary Layer Experiments”). A análise dos perfis verticais de vento durante 6 anos (1997-2002) indicou a ocorrência de JBNs em 63% dos períodos noturnos estudados. Predominaram JBNs de componente SW e NE.

Os JBNs de SW são mais fortes (~18-20 m s<sup>-1</sup>) e estão associados a quatro mecanismos: (1) presença de sistemas sinóticos de alta pressão no leste que favorece o escoamento de S, (2) baroclinicidade de terreno inclinado, (3) rotação do vento com a altura (30°-50° km<sup>-1</sup>) no sentido horário resultante da advecção quente do S e (4) oscilação inercial. Esses JBNs de SW ocorreram predominantemente entre 300 e 400 m de altura. Por outro lado, os JBNs de NE são mais fracos (~15-16 m s<sup>-1</sup>) e estão associados à passagem de FF. Esses JBNs ocorrem predominantemente entre 200 e 300 m de altura.

### 2.1.2. Setor Ocidental das Montanhas Rochosas

Evidências observacionais sobre a dinâmica do JBN ao largo da costa da Califórnia foram fornecidas por Parish (2000) a partir de dados coletados em missões aéreas realizadas nos dias 7 e 13 de junho de 1997. Os perfis verticais de velocidade do vento mostraram a

ocorrência de um JBN muito bem definido perto do topo da Camada Limite Marítima (CLM). No dia 7 de junho de 1997, observou-se que a 30 km da costa, a altura e intensidade máxima do JBN atingiu, respectivamente, 400 m e  $15 \text{ m s}^{-1}$ . Enquanto no dia 13 de junho de 1997, um JBN foi observado em torno de 150 m e com intensidade de até  $19 \text{ m s}^{-1}$ . Em ambos os casos a direção do JBN foi preferencialmente de N. A estrutura vertical da CLM e dos JBNs associados é consistente com o ajuste geostrófico da circulação térmica forçada pelo contraste horizontal de temperatura entre o continente e o oceano. Nesse estudo foi concluído que os JBNs que ocorrem perto da costa da Califórnia diferem em estrutura e origem daqueles que se formam nas Grandes Planícies como resultado, principalmente, do mecanismo de oscilação inercial.

### **2.1.3. Costa leste dos EUA**

#### **2.1.3.1. Ilha de Nantucket, Massachusetts**

Outro estudo de JBNs foi desenvolvido na costa leste dos EUA por Helmis et al. (2013), especificamente na ilha de Nantucket. Nesse estudo foram investigadas as características e mecanismos envolvidos na formação dos JBNs a partir de medições feitas com sodar, radiossondagens e sensores meteorológicos de superfície entre 31 de julho e 27 de agosto de 2003 como uma parte experimental do projeto CBLAST-Low (“Coupled Boundary Layers and Air-Sea Transfer Low”). Três eventos de JBNs foram analisados durante o período entre 2 e 6 de agosto, quando predominou sobre a ilha um escoamento de escala sinótica de S. Durante estes eventos os JBNs apresentaram intensidade média de  $15,4 \text{ m s}^{-1}$ ,  $12 \text{ m s}^{-1}$  e  $17 \text{ m s}^{-1}$  e duração de 10, 7 e 48 horas, respectivamente. Os três eventos ocorreram logo acima da CLM, em torno de 250-300 m, 150-200 m e 250-750 m, respectivamente. O terceiro evento, ocorrido entre 4 e 6 de agosto, foi estudado em detalhes. Esse JBN ocorreu em um ambiente de forte baroclinicidade de grande escala devido à interação de um ciclone extratropical movendo-se lentamente pelo nordeste dos EUA e um sistema de alta pressão semi-estacionário sobre o Atlântico. A análise desse evento indicou que o JBN ocorreu como resultado do desacoplamento gerado por uma forte CITS, dando lugar a uma oscilação inercial do vento ageostrófico.

### 2.1.3.2. Norte da Flórida

Uma completa descrição das características dos JBNs no norte da Flórida foi fornecida por Karipot et al. (2009) usando dados coletados com sodar, com resolução vertical alta de 20 m, durante 540 noites entre 2001 e 2005. Os JBNs foram classificados em quatro categorias de intensidade: fracos ( $<6 \text{ m s}^{-1}$ ), moderados ( $6\text{--}10 \text{ m s}^{-1}$ ), fortes ( $10\text{--}14 \text{ m s}^{-1}$ ) e muito fortes ( $>14 \text{ m s}^{-1}$ ). Durante os 5 anos, 12% dos JBNs foram classificados como fracos, o 44% como moderados, o 33% fortes e o 11% foram muito fortes. Os JBNs ocorreram em 446 das 540 noites estudadas (82%), com intensidades máximas entre 3 e  $21 \text{ m s}^{-1}$ , altura entre 80 e 700 m e provenientes, predominantemente, do S. A orientação do gradiente de pressão, induzido pelo posicionamento dos sistemas de alta e baixa pressão sobre a região, contribuiu para predominar os JBNs de S nesse caso. Em relação à variação diurna, o JBN foi mais frequente durante o período noturno, sobretudo na segunda metade da noite. Quanto à variação sazonal, os JBNs ocorrem com maior frequência nos meses mais frios de novembro-fevereiro e menor nos meses quentes de junho-agosto. A comparação entre as alturas do JBN e da CLP, obtidas do NARR (“North American Regional Reanalysis”), indica que a maioria dos JBNs ocorre dentro da CLP. Eles verificaram que, na presença de um forte gradiente horizontal de pressão, os JBNs estão relacionados com oscilações inerciais e a baroclinicidade causada pelo gradiente térmico entre a superfície do oceano e a terra. Foi verificado que aproximadamente 40% das noites com JBNs mostraram um claro padrão de oscilação inercial.

### 2.1.4. Vale Colima, Colima, México

Arfeuille et al. (2015) investigaram as propriedades dos JBNs no Vale Colima, Estado de Colima, localizado no Centro oeste de México, usando dados de sodar-RASS (“Radio-acoustic sounding systems”) coletados entre dezembro de 2011 e abril de 2013. Os resultados indicaram que o JBN foi observado em 88% das noites estudadas, sendo mais frequente (61% do total de casos) durante a estação seca (novembro-abril). A intensidade média do JBN foi  $11,7 \text{ m s}^{-1}$  e, na maior parte dos eventos, os JBNs apresentaram intensidade super geostrófica. Os JBNs mostraram uma distribuição bimodal de frequência de altura, com máximos em torno de 190 m e 480 m. As observações indicaram que a direção dos JBNs oscilou entre os setores NNW e NNE. Os JBNs tipicamente se desenvolvem à noite, em torno das 0300 Hora Local (HL), atingem sua intensidade máxima aproximadamente 20 minutos após o nascer do sol e desaparecem por volta das 1100 HL. Esses JBNs ocorrem devido à canalização do escoamento através das características topográficas.

## 2.2. América do Sul

### 2.2.1. Setor Oriental da Cordilheira dos Andes

O JBNAS é uma corrente de ar estreita próxima à superfície proveniente, predominantemente, da direção N. Ele resulta da canalização, pela face leste (Oriental) da Cordilheira dos Andes, do escoamento de baixo nível de Leste proveniente da Bacia Amazônica. Ocorre com mais frequência entre os trópicos e latitudes médias e atinge a maior intensidade sobre a Bolívia e a região norte de Paraguai (Marengo et al., 2004).

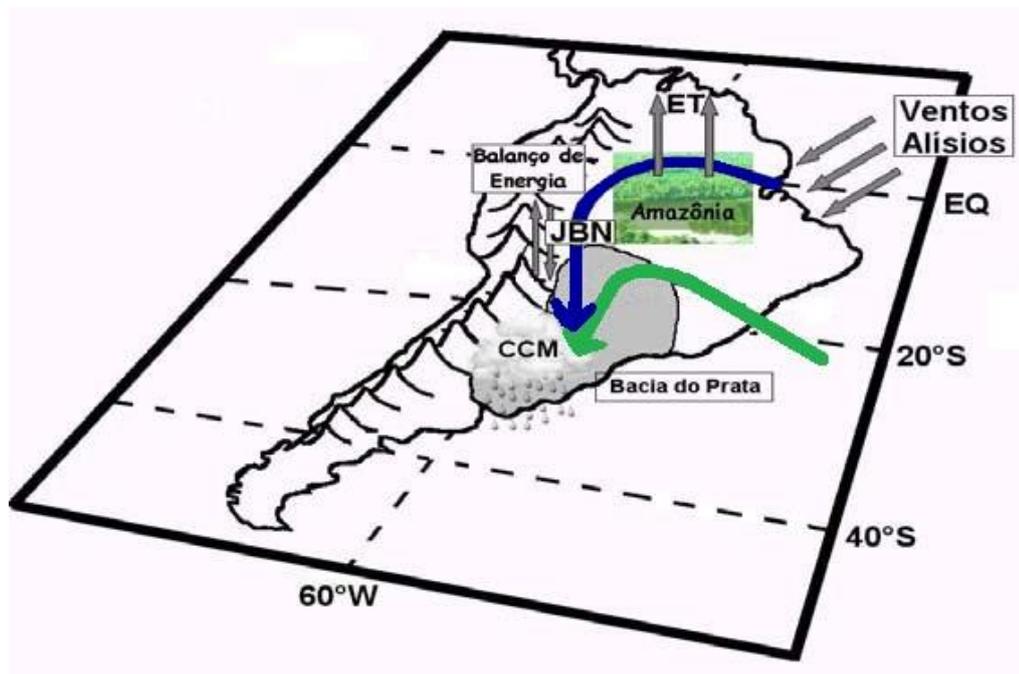
Marengo et al. (2004) realizaram uma climatologia do JBNAS entre 1950 e 2000 usando dados de reanálise do NCEP-NCAR (“National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research”) e observações de ar superior (balão piloto e radiossondagens) feitas na Bolívia e no Paraguai a partir de 1997. Tomando como referência a localidade de Santa Cruz na Bolívia, observou-se que o JBNAS é mais frequente e intenso entre 0200 e 0800 HL no período quente (novembro-fevereiro) e entre 2100 e 0200 HL no período frio (maio-agosto). Cerca de 75% dos episódios ocorrem entre novembro e fevereiro e os 25% restantes ocorrem durante a primavera e o outono. Marengo et al. (2004) observaram um incremento na frequência do JBNAS durante a presença do evento “El Niño” de 1998 (29 eventos de JBNAS) e uma diminuição durante o evento “La Niña” de 1999 (7 eventos de JBNAS).

Por outro lado, Montini et al. (2019) usando 38 anos (1979-2016) de dados de reanálise obtidos do ERA-I (“ERA-Interim”) mostraram que o evento ENOS (El Niño-Oscilação do Sul) modula a frequência e intensidade do JBNAS, principalmente durante a primavera. Nesse período, o JBNAS é mais intenso e frequente durante episódios “El Niño”, e mais fracos e menos frequentes durante os episódios “La Niña”. Observa-se também um aumento do transporte de umidade em direção ao sul do Brasil na primavera, quando o JBNAS está sob a influência de “El Niño”. De acordo com Montini et al. (2019), a combinação de JBNAS e “El Niño” tem contribuído para o aumento da precipitação e dos eventos de precipitação extrema na região sudeste da América do Sul durante os eventos de “El Niño” observados nas últimas décadas.

A climatologia desenvolvida por Montini et al. (2019) também revelou que as mudanças na intensidade e variabilidade espaço-temporal do JBNAS são maiores nas últimas

décadas. Isso é consistente com as projeções dos modelos climáticos sob cenários de aquecimento global no futuro. A intensidade média do JBNAS apresenta um aumento no verão, enquanto a frequência diminui no outono. Essas mudanças foram atribuídas a: (1) expansão da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) em direção SW, (2) deslocamentos do Jato Subtropical e (3) mudanças no gradiente térmico continente-oceano devido ao extensivo aquecimento das regiões tropicais. Montini et al. (2019) observou JBNAS em 23% dos dias em Santa Cruz, Bolívia, e em 25% dos dias em Mariscal Estigarribia, Paraguai.

O JBNAS ocorre durante o ano inteiro, transportando massas de ar tropical úmido da Amazônia para o sul do Brasil e norte da Argentina, com maior frequência durante o verão (Marengo et al., 2004; Montini et al., 2019). A Figura 2.2 mostra o modelo conceitual de formação do JBNAS ao leste dos Andes desenvolvido por Marengo et al. (2004) e validado por Montini et al. (2019). Durante o verão e a primavera os Alísios de NE penetram pelo norte e nordeste do Brasil transportando massas de ar úmido do Atlântico equatorial para a Amazônia. Ao chegar nessa região absorvem o vapor de água liberado pela Floresta Amazônica. Esse ar tropical ao encontrar-se com a Cordilheira dos Andes é canalizado e muda sua direção de NE para NW, dando lugar à formação do JBNAS. Ao atingir a região da Bacia do Rio Prata o JBNAS interage com as FF e as massas de ar provenientes do Atlântico Sul favorecendo o desenvolvimento de atividades convectivas e chuvas intensas na região de saída do JBNAS (Marengo et al., 2004; Montini et al., 2019). Durante o outono e o inverno, ocorre um enfraquecimento dos Alísios de NE e as massas de ar tropicais estão menos propensas a penetrar na região do JBNAS. Então, o transporte de umidade para a região da Bacia do Rio Prata é feito principalmente pelo ramo ocidental da ASAS, que está mais intensa e próxima do continente durante o outono e o inverno. Na Bacia do Rio Prata, cerca de 80% dos SCM ocorrem durante eventos de JBNAS fortes e cerca de 45% da precipitação de verão é devida à presença de JBNAS.



**Figura 2.2.** Modelo conceitual da formação do JBNAS. As setas azul e verde indicam o transporte de umidade da Amazônia e do Oceano Atlântico subtropical, respectivamente (Adaptado da Fig. 1 de Marengo et al., 2004).

Jones (2019) investigou o JBNAS que se forma na região norte dos Andes Oriental (Norte do Peru, Colômbia e Venezuela) usando dados de reanálise do ERA-I no período 1979-2017. Diferentemente dos trabalhos realizados por Marengo et al. (2004) e Montini et al. (2019), Jones mostrou que na região norte dos Andes o JBNAS é tão frequente quanto na região central, podendo ocorrer de forma tanto simultânea quanto individual nas duas regiões. Quando ocorrem só na parte norte dos Andes, o JBNAS pode atingir intensidades maiores do que  $10 \text{ m s}^{-1}$ . No entanto, entre a Bolívia e o sudeste da América do Sul, a intensidade do JBNAS é muito menor. Como consequência, a precipitação diminui consideravelmente nessa região. Verificou-se que esse JBNAS sofre influência direta da circulação de grande escala da Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN). A ASAN intensifica os ventos de NE sobre a região norte dos Andes, contribuindo para a formação do JBNAS. O JBNAS da região norte (e central) dos Andes apresenta uma intensidade da ordem de  $4\text{-}8 \text{ m s}^{-1}$  perto da Venezuela e da Colômbia, atingindo intensidade superior a  $10 \text{ m s}^{-1}$  na região central dos Andes. Observou-se também uma tendência positiva na frequência e intensidade do JBNAS durante o período 1979-2017 nas regiões norte e central dos Andes Oriental.

### 2.2.2. Floresta Amazônica

Oliveira e Fitzjarrald (1994) usaram um modelo de fechamento de segunda ordem unidimensional para verificar algumas hipóteses sobre a formação de JBNs na região da Floresta Amazônica, onde os rios Negro e Solimões se encontram para dar origem ao rio Amazonas. Foi verificado que os contrastes térmicos induzidos pelos rios Amazonas, Negro e Solimões (largura de ~20 km) na região de Manaus, são suficientes para produzir uma brisa fluvial que pode atingir mais de 20 km floresta adentro.

Os JBNs observados nessa região podem ser divididos em duas categorias. Na primeira categoria encontram-se os JBNs noturnos, com altura em torno de 200 m, caracterizados por cisalhamento direcional na vertical e com ventos de NE na superfície girando para E em 400 m de altura. Eles ocorrem como resultado da ação da brisa terrestre agindo quando a fricção superficial é fraca. Durante a noite o escoamento em direção ao rio associado à brisa terrestre fica confinado a uma camada de 400 m de espessura. Na segunda categoria estão incluídos os JBNs que apresentam pouco cisalhamento direcional. Esses JBNs se formam no topo da CLP e se propagam para cima a medida em que a CLP evolui verticalmente durante o dia. Os autores concluíram que esses JBNs podem ser induzidos pelo gradiente horizontal de pressão de grande escala.

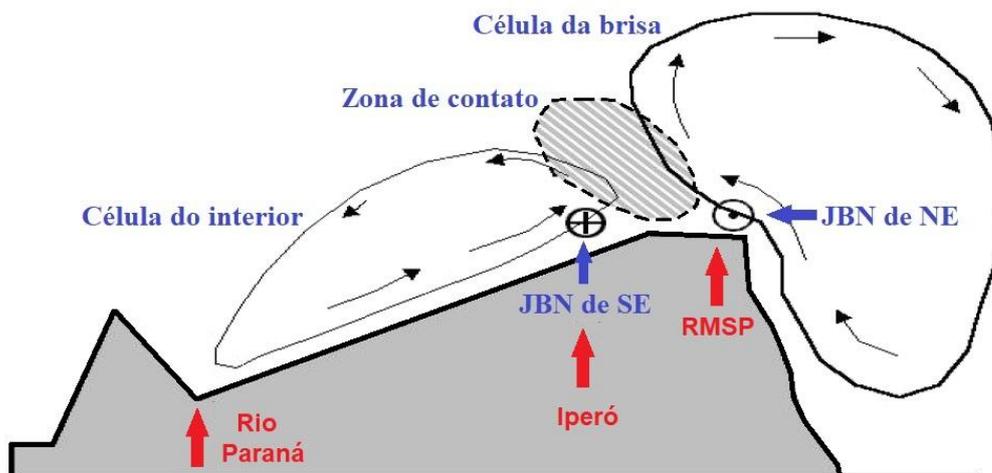
### 2.2.3. Região sudeste do Brasil

Karam (2002) fez uma análise observacional e numérica usando dados coletados com balão cativo, radiossondagens e um modelo de mesoescala não hidrostático TVM (“Three-dimensional Vorticity Model”) para simular a estrutura espacial tridimensional dos JBNs. A análise observacional foi feita a partir de dados coletados em quatro campanhas de observações intensivas em Iperó, São Paulo, com duração de duas semanas entre 1991 e 1993. De acordo com 286 sondagens com balão cativo e 22 com radiossondagens, verificou-se que os JBNs ocorrem em 71,4% das noites estudadas (20 das 28 noites de observação) e com mais frequência quando a região de Iperó está sob influência de sistemas de alta pressão na superfície. Nessas condições, a subsidência de escala sinótica restringe a formação de nuvens, tal que a pouca nebulosidade aliada à baixa intensidade dos ventos em superfície favorecem o desenvolvimento vertical da CLP convectiva durante o dia e a formação da CITS durante a noite. Essas duas condições combinados favorecem a formação de JBNs em Iperó.

Os JBNs em Iperó apresentam intensidades entre 8 e 10 m s<sup>-1</sup>, altura em torno de 350 m e direção do SE. Quando os ventos de escala sinótica em 850 hPa são mais intensos os JBNs são mais elevados e vice-versa. Durante o período noturno a intensidade dos JBNs aumenta no transcurso da noite, alcançando um máximo entre 0000 e 0900 HL. A altura dos JBNs aumenta proporcionalmente ao crescimento da CLE e a direção se mantém relativamente constante em torno de SE. O vetor vento horizontal apresenta um giro no sentido anti-horário indicando a ação do mecanismo de oscilação inercial na formação do JBN em Iperó.

As simulações com o modelo TVM foram feitas com quatro domínios horizontais com diferente resolução horizontal e vertical, permitindo quantificar os efeitos da topografia e da cobertura do solo sobre o escoamento em escala local e regional. Os resultados numéricos indicaram que os JBNs de Iperó são o resultado da combinação de quatro fatores: (1) circulação anabática no setor paulista do vale do Rio Paraná, (2) oscilação inercial, (3) circulação catabática noturna e (4) circulação da BM. A combinação desses quatro fatores sustentou a formação de um JBN durante a noite com intensidade entre 5 e 10 m s<sup>-1</sup>, em torno de 100 a 400 m de SE na região de Iperó.

A partir da análise observacional e numérica, Karam (2002) propôs um modelo conceitual para descrever os JBNs na região de Iperó (Fig. 2.3). O modelo é composto por duas células de circulação de mesoescala, originadas devido à interação entre a topografia, os diferentes tipos de superfície e a dinâmica da CLP. A primeira célula se estabelece durante o período convectivo e está associada à circulação da BM que, acoplada ao escoamento induzido pela escarpa da Serra do Mar, induz em baixos níveis um escoamento de SE sobre a cidade de São Paulo. A segunda célula se estabelece sobre o interior do Estado de São Paulo e se forma devido ao efeito térmico da topografia do interior que se inclina suavemente em direção ao vale do Rio Paraná, gerando um escoamento anabático de NW na superfície. Durante a noite, os ramos inferiores se desacoplam da superfície, resultando no JBN de SE na região de Iperó e no JBN de NE sobre a cidade de São Paulo. Na região de contato entre as duas circulações ocorre um cisalhamento horizontal do vento que pode contribuir para a formação de convecção profunda.



**Figura 2.3.** Modelo conceitual das células de circulação mais importantes que ocorrem no estado de São Paulo (Adaptado da Fig. 4.20 de Karam, 2002). Corte esquemático da topografia ao longo da direção noroeste-sudeste passando pela cidade de São Paulo.

Recentemente, Beu (2019) caracterizou observacionalmente os JBNs em Iperó, usando perfis verticais de vento com alta resolução espacial ( $\sim 20$  m) e temporal ( $\sim 1$  s) até 300 m com um lidar Doppler instalado no Centro Experimental de Aramar da Marinha Brasileira, entre agosto de 2017 e julho de 2018. Essa análise corroborou alguns dos resultados obtidos por Karam (2002), fazendo uma importante contribuição no entendimento dos JBNs na região de Iperó.

Beu (2019) indicou que os JBNs de Iperó apresentam características variáveis quanto à duração, altura e intensidade. Alguns eventos de JBNs se formam logo após o pôr do sol e persistiram até a manhã do dia seguinte, enquanto outros apresentam um ciclo de vida mais curto. Os JBNs ocorreram próximo à superfície, com uma altura média em torno de 140 a 160 m próximo ao pôr do sol, que aumenta no decorrer da noite. A intensidade máxima dos JBNs prevaleceu entre 5 e 11  $\text{m s}^{-1}$  e a direção predominante foi SSE e ESE. Deve ser ressaltado que essas características refletem o fato de que o lidar Doppler usado em Aramar está limitado a 300 m de altura. As observações realizadas entre 1990 e 1993 com balão cativo e radiossonda, e analisadas por Karam (2002) indicam que os JBNs em Iperó ocorrem em torno de 400 m, portanto acima do alcance do lidar empregado por Beu (2019).

Em relação à variação sazonal, os JBNs detectados por lidar Doppler ocorrem com maior frequência no inverno e início da primavera e menor frequência nas demais estações do ano. A maior quantidade de dias com JBNs (28 dias) ocorre em setembro e a menor (8 dias) em janeiro e fevereiro.

Essa variação sazonal de eventos de JBNs em Iperó está relacionada com a variação sazonal da precipitação, que por sua vez apresenta um máximo no verão e um mínimo no inverno. Nesse caso, maior precipitação implica uma maior nebulosidade, que por sua vez inibe o resfriamento da superfície e a intensidade da CITS e, conseqüentemente, a formação de JBNs durante a noite em Iperó no verão. Por outro lado, considerando o mecanismo de oscilação inercial verifica-se que a intensidade dos JBNs aumenta proporcionalmente à intensidade da componente ageostrófica do vento no final do período convectivo, quando a altura da CLC atinge o máximo diurno. Assim, com o aumento da nebulosidade durante o verão ocorre simultaneamente uma redução da incidência da radiação solar na superfície, do aquecimento da superfície e da geração de turbulência devido à produção térmica de ECT. A redução na intensidade da turbulência reduz a força de atrito turbulento e a intensidade da componente ageostrófica, podendo assim reduzir significativamente a intensidade do JBN. Nas estações mais secas estes mecanismos atuam no sentido de intensificar os JBNs em Iperó. A direção preferencial do JBN de SE está relacionada à direção da circulação secundária do escoamento anabático sobre a encosta oriental do vale do Rio Paraná (Fig 2.3).

### 2.3. América Central e Caribe

Roque (2005) apresentou evidências da ocorrência de JBNs na estação costeira de Casa Blanca, Havana a partir de radiossondagens lançadas às 0700 HL durante o período 1993-2001. A análise, considerando o comportamento dos JBNs nos períodos chuvoso (maio-outubro) e pouco chuvoso (novembro-abril), mostrou que estruturas de tipo JBN foram identificadas em 18% das sondagens, sendo mais frequentes durante o período chuvoso. Em minha opinião esse valor pode ser contraditório, pois na identificação dos JBNs foi usado um limite inferior de intensidade de  $10 \text{ m s}^{-1}$ . Como resultado vários casos de JBNs com máximos de intensidade inferior a  $10 \text{ m s}^{-1}$  podem ter sido excluídos. A análise estatística mostrou que os JBNs ocorreram mais frequentemente entre 200 e 600 m de altura. Nos dois períodos estudados prevaleceram intensidades dos JBNs no intervalo entre 10 e  $12 \text{ m s}^{-1}$  e a maior parte deles foram de componente E. Por outro lado, os JBNs ocorreram geralmente em presença de anticiclones, devido à influência da ASAN durante o período chuvoso e do anticiclone migratório durante o período pouco chuvoso.

## 2.4. Asia

### 2.4.1. Costa Leste da RPC

#### 2.4.1.1. Shangai e Tianjin

As características dos JBNs e sua relação com eventos de chuva foram investigados por Du et al. (2012) em Shangai, na costa leste da RPC durante os chamados períodos Meiyu (pre-Meiyu, Meiyu e post-Meiyu) de 2008 e 2009. O período Meiyu compreende a estação chuvosa do início do verão na RPC subtropical. Foram usados dados coletados através de perfiladores de vento com uma resolução temporal de 30 minutos e vertical de 100 m. Seguindo com a classificação de Chen et al. (1994) e levando em conta que a distribuição de altura dos JBNs em Shangai mostrou dois máximos bem definidos entre 500 e 800 m e entre 2100 e 2200 m, os autores dividiram os JBNs em duas categorias. A primeira categoria inclui os JBNs que ocorrem abaixo de 1000 m de altura e estão associados às variações diurnas da CLP e a segunda categoria compreende os JBNs que se desenvolvem entre 1000 e 3000 m de altura e usualmente estão associados com sistemas de escala sinótica. No caso da primeira categoria, os JBNs mostraram um ciclo diurno bem definido, com a maior ocorrência durante a noite e o início da manhã. Eles tiveram uma componente geralmente do S e sua formação foi atribuída ao mecanismo de oscilação inercial e ao gradiente de pressão gerado pelo contraste térmico entre o oceano e o continente. No caso da segunda categoria, os JBNs frequentemente foram de componente SW e W e estiveram associados com a circulação da monção do leste asiático.

Wei et al. (2014) compararam as características dos JBNs em Tianjin e Shangai usando dados coletados através de dois perfiladores de vento. As medições foram realizadas durante o verão de 2009 em Shangai e o verão de 2011 em Tianjin, com uma resolução vertical de 50 m abaixo de 900 m e uma resolução de 100 m entre 900 e 3000 m de altura. Os resultados mostraram que nos dois sítios prevaleceram JBNs com intensidades inferiores a  $14 \text{ m s}^{-1}$ . Em Shangai dominaram JBNs do SW e E e ocorreram preferentemente abaixo de 600 m de altura, no entanto em Tianjin a maioria dos JBNs foi de componente NE e S e a distribuição de altura foi mais variada, com o pico de ocorrência abaixo de 400 m. Essas variações em altura e direção foram explicadas pelas diferenças da topografia local e as forçantes sinóticas que influem em Shangai e Tianjin. Foi observado que nos dois sítios os JBNs ocorreram mais frequentemente durante o período noturno, no entanto em Shangai

atingiram a máxima intensidade aproximadamente três horas depois do que em Tianjin, o qual foi atribuído às variações do período da oscilação inercial a causa das diferentes latitudes em que se acham os dois sítios. Os autores concluíram que a oscilação inercial desempenha um importante papel na formação e evolução dos JBNs em ambos os sítios.

#### **2.4.1.2. Delta do rio Yangtze**

Também na costa Leste da RPC, nesse caso no delta do rio Yangtze, as principais propriedades dos JBNs e sua evolução temporal foram investigadas por Wei et al. (2013) usando dados coletados por perfiladores de vento entre janeiro e dezembro de 2009. Dados entre a superfície e 3000 m, com uma resolução temporal de 1 hora e uma resolução vertical de 50 m, foram usados para investigar a frequência de ocorrência e a variação diurna e sazonal dos JBNs. Um total de 1407 JBNs foram detectados, dos quais o 77% apresentaram velocidades inferiores a  $14 \text{ m s}^{-1}$  e 76% ocorreram em alturas abaixo de 600 m. Em relação à direção do vento, na primavera e no verão prevaleceram JBNs de componente SSW e no outono e no inverno a direção predominante foi NE. A análise revelou também que os JBNs mais fortes tendem a ocorrer a alturas maiores do que os mais fracos. De acordo com a variação sazonal, a maior frequência de ocorrência ocorreu nos meses frios de novembro (15%) e dezembro (13%) e a menor frequência foi observada no mês de julho (4%). Eles concluíram que os JBNs no delta do rio Yangtze se formam, principalmente, pelo mecanismo de oscilação inercial e a baroclinicidade causada pelo contraste térmico continente-oceano. Também verificaram que o sistema de alta pressão localizado sobre o mar de Huanghai durante o inverno influencia na direção dominante dos JBNs de NE.

#### **2.4.1.3. Mar de Bohai e Mar Amarelo**

Uma climatologia dos JBNs sobre as regiões do Mar de Bohai e o Mar Amarelo, RPC, foi fornecida por Li et al. (2018) a partir de simulações a longo prazo (1979-2013) produzidas pelo modelo climático regional não hidrostático COSMO-CLM (versão 4.14). As condições restritivas do modelo foram obtidas do sítio de reanálise ERA-I. O modelo usa um sistema de coordenadas geográficas rotativo com a estrutura da grade C de Arakawa, uma resolução horizontal de 7 km e 40 níveis verticais. De acordo com os autores essa resolução é razoável para simular as propriedades dos JBNs sobre essa região. Para identificar os JBNs foram usados dados de vento nos primeiros 18 níveis de altura, que vão desde 10 até 3007,5 m. O

modelo foi validado a partir de dados de radiossondagens obtidos do sítio da Universidade de Wyoming às 0000 e 1200 UTC (“Universal Time Coordinated”) em quatro pontos da área de estudo. Os resultados mostraram que os JBNs foram mais frequentes em abril, maio e junho (>21%) e menos frequentes durante o inverno (<12%) sobre o Mar de Bohai e a parte oeste do Mar Amarelo. Essa variabilidade foi atribuída às variações da circulação de grande escala sobre o continente asiático e o noroeste do Oceano Pacífico, o contraste térmico entre o oceano e o continente e os efeitos da fricção. Em relação à altura, intensidade e direção, prevaleceram JBNs entre 200-400 m, com velocidades do vento máximo entre 10 e 16 m s<sup>-1</sup> e componente do S e SW. A direção do vento predominante foi paralela à costa, o qual ocorre como resultado do ajuste geostrófico entre a força do gradiente de pressão e a força de Coriolis. Em relação à variação diurna, os JBNs foram mais frequentes durante o período noturno e o máximo de ocorrência foi observado às 2300 HL.

#### 2.4.2. Mahbubnagar e Pune, Índia

Apesar de ter sido pouco estudados, os JBNs ocorrem frequentemente sob a Índia durante a monção do verão. A seguir serão apresentados dois trabalhos que corroboram essa afirmação e discutem as características e evolução diurna dos JBNs em duas regiões: Mahbubnagar e Pune.

Ruchith et al. (2014) investigaram a evolução diurna dos JBNs na região semiárida de Mahbubnagar durante a estação de monção do SW, usando medições de vento horizontal com alta resolução temporal (5 min) e vertical (50 m) feitas com lidar Doppler no período entre o 25 de julho e o 23 de agosto de 2011. A análise indicou a formação de um JBN durante o período noturno em quase todos os dias estudados, em torno de 400-500 m. Com o nascer do sol, o núcleo do JBN foi deslocado para cima lentamente devido à convecção diurna e o crescimento da CLP. Durante a tarde atingiu alturas de 2000-2500 m. A intensidade dos JBNs mais frequente foi entre 7 e 14 m s<sup>-1</sup> durante o período diurno e entre 7 e 17 m s<sup>-1</sup> durante o período noturno. As variações diárias na altura do JBN foram atribuídas às condições atmosféricas locais e de grande escala.

Ruchith e Raj (2015) fizeram uma completa caracterização dos JBNs que se formam em Pune, Índia, durante o período noturno e discutiram os fatores meteorológicos que favorecem a formação e evolução dos JBNs e sua variabilidade sazonal. Foram usados dados coletados com lidar Doppler entre 100 e 3000 m de altura, com uma alta resolução vertical (50 m) e temporal (5 min) durante dois anos (abril 2012-março 2014). A análise mostrou que

os JBNs ocorrem mais frequentemente entre 300 e 900 m de altura e na faixa de intensidade de 7 a 11 m s<sup>-1</sup>. Em relação à variação sazonal, foram discutidas as propriedades dos JBNs considerando os seguintes quatro períodos: pré-moção (março-maio), monção (junho-setembro), pós-moção (outubro-novembro) e inverno (dezembro-fevereiro). Os JBNs foram observados em aproximadamente 66%, 52% e 49% das noites estudadas durante as estações pré-moção, inverno e pós-moção, respectivamente. No entanto, durante a estação de monção os JBNs ocorreram só em 14% das noites. A altura média dos JBNs durante os meses de pré-moção (687 m) e monção (691 m) foram maiores do que durante o pós-moção (593 m) e o inverno (586 m). Por outro lado, os JBNs mais intensos ocorreram durante o período de monção (9,9 m s<sup>-1</sup>) e pré-moção (9,6 m s<sup>-1</sup>) e os mais fracos durante a pós-moção (7,9 m s<sup>-1</sup>) e o inverno (7,3 m s<sup>-1</sup>). Em relação à direção do vento, predominaram JBNs de componente NW nos meses do pré-moção, W durante a monção e E e SE nos meses de pós-moção e inverno. Os autores identificaram vários fatores que influíram na formação e sustentação dos JBNs nas diferentes estações do ano: (1) gradientes horizontais de temperatura na direção leste-oeste, (2) oscilação inercial e (3) estabilidade da atmosfera baixa.

### 2.4.3. Deserto de Negev, Israel

Um evento de JBN foi reportado por Kutsher et al. (2012) a partir de radiossondagens de alta resolução lançadas no dia 5 de setembro de 2005 num sítio semiárido plano no deserto de Negev. A baroclinicidade gerada pela passagem da BM possibilitou a formação do JBN nas primeiras horas da noite. Esse JBN atingiu uma intensidade máxima de 12 m s<sup>-1</sup> numa altura de 150 m entre as 2000 e 2200 HL. Eles concluíram que o JBN foi advectado pela região e o forte cisalhamento associado gerou fluxos de calor em direção à superfície que limitaram a formação da CITS.

## 2.5. Europa

### 2.5.1. Bacia Duero, Espanha

Cuxart (2008) reportou as características dos JBNs observados na Bacia Duero, Espanha, no norte da Península Ibérica. Nessa região os JBNs apresentam máxima intensidade após as 0100 UTC e ocorrem com maior frequência na presença de sistemas de alta pressão que favorecem o resfriamento radiativo da superfície durante a noite. Os JBNs atingem uma intensidade máxima de 9 m s<sup>-1</sup> em torno de 65-71 m e direção do quadrante E.

A estrutura vertical do vento e da temperatura associada do JBN pode ser explicada em termos de três camadas, onde o máximo local do perfil do vento horizontal associado ao JBN está totalmente contido na camada do meio. Adjacente à superfície, a camada inferior apresenta uma estratificação térmica estável. A camada superior apresenta uma estratificação térmica neutra. Enquanto a camada intermediária, onde o JBN está contido, apresenta uma estratificação térmica muito estável. Simulações feitas com um modelo de simulação dos grandes turbilhões (“Large Eddy Simulation, LES”) confirmaram a ocorrência de trocas turbulentas intermitentes entre as camadas localizadas abaixo e acima dos JBNs. Apesar de não estar totalmente clara a origem desses JBNs, há evidências que mostram sua relação com: (a) o mecanismo de oscilação inercial do vento ageostrófico e (b) o escoamento catabático induzido pelo aquecimento diferencial do terreno inclinado.

### 2.5.2. Cabauw, Holanda

Baas et al. (2009) utilizaram sete anos de dados coletados por uma torre micrometeorológica de 200 m e um perfilador de vento para elaborar uma climatologia dos JBNs sobre uma região rural e com topografia plana de Cabauw, Holanda. Foi observado que as condições mais favoráveis para o desenvolvimento dos JBNs em Cabauw são a combinação de uma forçante geostrófica moderada e um forte resfriamento radiativo da superfície. Esses JBNs ocorrem em 20% das noites, em torno de 140-260 m e com intensidade entre 6-10 m s<sup>-1</sup>. A alta correlação entre as alturas dos JBNs e do topo da CITS, aliada ao sentido horário de rotação das hodógrafas de vento demonstram que o mecanismo responsável pelos JBNs é a oscilação inercial. Em Cabauw, os JBNs são mais frequentes no verão do que no inverno. Essa variação sazonal é devido a duas razões: (1) no verão a forte convecção gera uma turbulência mais intensa e, portanto, uma componente ageostrófica do vento maior e (2) no inverno a frequência de noites nubladas com forte forçante geostrófica é maior do que no verão.

### 2.6. Mar de Weddell, Antártica

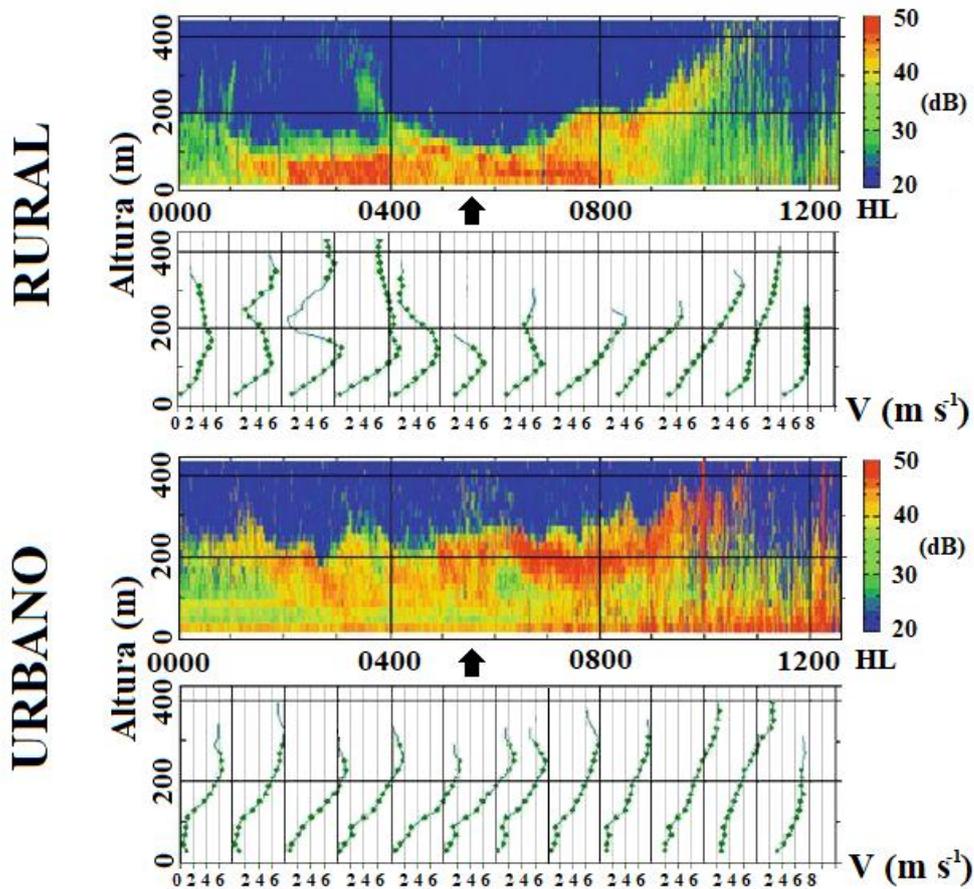
Andreas et al. (2000) reportaram um estudo detalhado de observações da estrutura da CLP sobre o gelo antártico. O estudo esteve baseado em 164 radiossondagens lançadas no mar de Weddell duas vezes por dia às 0000 e 1200 UTC entre o 21 de fevereiro e o 4 de junho de 1992. Em 158 radiossondagens foi observada a presença de uma CITS com seu topo abaixo de 600 m de altura, o 44% dessas inversões tiveram sua base na superfície e o resto

abaixo de 100 m. A estratificação estável frequentemente gerou a formação de JBNs, usualmente embebidos na CITS. 80% das radiossondagens mostraram a presença de um JBN abaixo de 425 m e 2/3 dos JBNs ocorreram entre 25 e 175 m. A intensidade dos JBNs oscilou entre 3 e 13,6 m s<sup>-1</sup> e a direção foi variável, sendo mais frequentes os JBNs de componente N, NE, S e SW. A ampla distribuição na direção dos JBNs permitiu concluir que, em sua maioria, eles não foram originados pelo efeito das montanhas, nem pelo contraste térmico oceânico. Os JBNs de barreira que se formam paralelo e a leste das montanhas da Península Antártica têm direção estritamente para o N. Além disso, o sítio de estudo localiza-se a uma distância aproximada de 300 km da base das montanhas, ou seja, é pouco provável que os JBNs observados sejam o resultado do efeito das montanhas. Por outro lado, se a baroclinicidade resultante do contraste térmico da superfície entre o mar de Weddell coberto de gelo e o mar aberto ao norte e leste causasse os JBNs, sua direção preferencial seria do SE. Assim, eles concluíram que a maioria dos JBNs observados no mar de Weddell são causados pelo mecanismo de oscilação inercial.

## 2.7. JBNs em regiões urbanas

Apesar do incremento dos estudos sobre JBNs nas últimas décadas, devido principalmente ao desenvolvimento das técnicas de sensoriamento remoto, são poucos os estudos observacionais feitos em regiões urbanas. Na literatura foram encontrados 12 trabalhos que descrevem as principais propriedades dos JBNs em diferentes cidades do mundo a partir de observações (vide círculos vermelhos na Fig. 2.1).

Em geral, estes estudos concluíram que os JBNs urbanos são mais altos, mais fracos e menos frequentes do que os JBNs rurais. Eles atribuíram estas diferenças ao contraste de rugosidade e das propriedades térmicas da superfície entre as áreas urbanas e rurais. Por outro lado, há evidências que mostram que a mistura turbulenta induzida pelos JBNs em regiões urbanas modula a intensidade da ICU (Hu et al., 2013a). Essas diferenças entre a estrutura vertical e as propriedades dos JBNs rurais e urbanos foram verificadas por Kallistratova e Kouznetsov (2012) na cidade de Moscou, FR (Fig. 2.4).



**Figura 2.4.** Ecograma e perfis verticais médios de intensidade do vento obtidos num sítio rural (painel superior) e urbano (painel inferior) em Moscou, FR, durante 31 de julho de 2005 (Adaptado da Fig. 6 de Kallistratova e Kouznetsov, 2012).

A seguir são discutidos os estudos encontrados na literatura que abordam a formação, desenvolvimento e propriedades dos JBNs em regiões urbanas.

### 2.7.1. Filadélfia, EUA

Verghese et al. (2003) investigaram a relação entre os JBNs noturnos e os episódios de poluição atmosférica, produzidos por concentração elevada de ozônio na superfície, usando dados coletados por Radar/RASS e Raman lidar durante as campanhas NEOPS (“North East Oxidant and Particle Study”) realizadas nos verões de 1999, 2001 e 2002. Os JBNs ocorrem em torno de 300-1000 m de altura, com intensidade entre 10-20  $\text{m s}^{-1}$  e direção de SW. A altura do nariz do JBN estava acima da altura da CITS em 41% dos casos, abaixo em 15%, e aproximadamente na mesma altura em 44% dos casos. O principal mecanismo de origem dos JBNs na Filadélfia é a oscilação inercial. Os resultados também evidenciaram a presença de JBNs durante as noites anteriores aos dias com altas concentrações de ozônio na superfície. Isso indica que os JBNs desempenham um papel importante nos processos de controle dos

episódios de poluição atmosférica causados por ozônio, devido a sua capacidade de transportar poluentes e precursores por longas distâncias durante a noite e produzir altas concentrações no dia seguinte.

### **2.7.2. Oklahoma, EUA**

Wang et al. (2007) utilizaram um lidar Doppler, dois perfiladores de vento e anemômetros sônicos durante o experimento de campo JU2003 (“Join Urban 2003”), realizado entre 28 de junho e 31 de julho de 2003, para caracterizar observacionalmente a estrutura do vento dentro da CLE e os JBNs sobre a cidade de Oklahoma. Os resultados mostraram que os JBNs urbanos ocorrem em níveis mais altos (~25-100 m maior) com respeito às áreas suburbanas. Por outro lado, a intensidade média do JBN urbano foi 10-15% menor do que sobre as áreas suburbanas. Eles atribuíram essas diferenças ao desenvolvimento de uma CLI urbana e ao efeito da ICU. A ICU se intensifica porque sobre a área urbana o escoamento é mais lento e a superfície é mais quente do que nas áreas rurais adjacentes. No entanto uma CLI se desenvolve na medida que o escoamento turbulento em equilíbrio com a superfície rural encontra, ao entrar na região urbana, variações abruptas de rugosidade e das propriedades térmicas da superfície. O transporte turbulento de momento ao longo da CLI reduz o escoamento ao longo de uma camada mais profunda sobre a região urbana, resultando no deslocamento do JBN para cima.

Partindo também do experimento JU2003, Hu et al. (2013a) centraram sua investigação na identificação de fenômenos meteorológicos que contribuíram para a variabilidade da intensidade da ICU na cidade de Oklahoma e sua relação com o desenvolvimento de JBNs.

Eles concluíram que as variações da intensidade dos JBNs desempenham um papel importante na modulação da intensidade da ICU e que a intensidade da CITS na área rural adjacente à cidade de Oklahoma pode ser usada como um indicador na previsão da intensidade da ICU. Outro fator importante na modulação da intensidade da ICU é a nebulosidade, pois quanto maior a nebulosidade mais fraca é a ICU, e viceversa. Hu et al. (2013a) também mostraram que a estrutura da CLE é um fator importante na avaliação da ICU, pois durante episódios de ICU fraca, a altura da CLE é 3-4 vezes maior do que a observada durante episódios de ICU forte.

### 2.7.3. Moscou, FR

Kallistratova et al. (2009) e Kallistratova e Kouznetsov (2012) investigaram as propriedades dos JBNs na cidade de Moscou comparando perfis verticais horários do vento obtidos com sodar Doppler nas áreas urbanas e rurais adjacentes durante quatro meses entre 2005 e 2011.

No primeiro estudo os autores compararam as características dos JBNs noturnos sobre uma área urbana (centro) e rural (50 km ao oeste) da cidade de Moscou usando medidas contínuas obtidas até 400 m de altura com sodar Doppler durante 27 dias em julho de 2005. Os resultados mostraram que em ambos os locais de observação os JBNs aparecem principalmente sob condições de céu limpo. Sobre a área urbana os JBNs foram menos frequentes e intensos e ocorreram a uma altura maior (100-150 m maior) do que na área rural. Eles atribuíram essas diferenças ao efeito da ICU e à maior rugosidade da superfície urbana. Esses resultados são semelhantes aos obtidos anteriormente por Wang et al. (2007) na cidade de Oklahoma, EUA.

Eles também observaram que sobre a cidade os JBNs são mais frequentes durante o final da noite e têm uma menor duração (média de 4 horas) com respeito à área rural (média de 8 horas). Nesse estudo foi encontrada uma boa correlação ( $r = 0,87$ ) entre a altura do nariz do JBN e a altura da CITS e concluíram que o principal mecanismo de origem dos JBNs é a oscilação inercial. Além disso, eles notaram que existem outros fatores (baroclinicidade sinótica e inomogeneidades topográficas) que desempenham um papel menor na formação de JBNs sobre Moscou e causam apenas pequenas variações na forma do perfil dos JBNs.

No segundo estudo, Kallistratova e Kouznetsov (2012) compararam as propriedades dos JBNs durante o verão (julho de 2005) e o inverno (janeiro e dezembro de 2009 e janeiro de 2011) na cidade de Moscou usando observações de sodar Doppler. Além de confirmarem as características dos JBNs observadas no verão de 2005 (Kallistratova et al. (2009), eles descobriram que no inverno os JBNs sobre o sítio rural podem durar vários dias. Em contraste, sobre a cidade os JBNs durante o inverno foram raramente observados, pois as inversões térmicas praticamente não se formam sobre a cidade durante o inverno. As hodógrafas de vento na altura do JBN mostraram uma clara rotação do vento em sentido horário, evidenciando que a oscilação inercial é um dos principais mecanismos de formação desses JBNs.

#### **2.7.4. Londres, RU**

Barlow et al. (2015) avaliaram as características e a evolução dos JBNs sobre a área urbana de Londres usando observações do perfil de vento feitas com lidar Doppler durante o período noturno entre o 28 de setembro e 2 de outubro de 2011.

Eles concluíram que o JBN se forma primeiro sobre a superfície rural, a medida em que a camada adjacente à superfície fica estável e depois é advectado sobre a superfície urbana durante a presença da chamada Ilha de Convecção Urbana. Segundo Barlow et al. (2015), a Ilha de Convecção Urbana corresponde à região urbana onde o fluxo turbulento de calor sensível na superfície permanece positivo e sustenta uma CLU convectiva, enquanto na área rural circundante já se encontra negativo. Em Londres, o período de decaimento da CLU convectiva é de 4 horas. Durante esse período, a convecção térmica da CLU convectiva causa uma mistura do momento na vertical retardando a formação do JBN sobre a cidade. Então, a verdadeira estrutura do JBN devido à oscilação inercial não se observa na cidade de Londres até a camada próxima a superfície urbana se tornar estável.

De acordo com o estudo de Barlow et al. (2015), em áreas urbanas a oscilação inercial é mais claramente observada no nível do JBN. O aquecimento da superfície urbana e a rugosidade podem perturbar a estrutura vertical do vento abaixo do JBN, sobretudo no início da noite.

#### **2.7.5. Pequim e Guangzhou, RPC**

Miao et al. (2018) usaram perfis de vento obtidos através do perfilador CFL-16 e simulações numéricas com o modelo WRF (versão 3.9) para investigar as características dos JBNs e suas relações com forçantes de escala sinótica e local nas megacidades de Pequim (~21 milhões) e Guangzhou (~13,5 milhões). As observações com perfilador compreenderam o período de setembro 2015 até dezembro 2016 em Pequim e de janeiro 2013 até dezembro 2014 em Guangzhou.

Os resultados mostraram algumas diferenças com respeito à frequência de ocorrência e à altura dos JBNs entre as duas cidades. Em Pequim a frequência de ocorrência foi de 13% e ocorreram em alturas entre 1200 e 2100 m, no entanto em Guangzhou os JBNs foram menos frequentes (4,9%) e relativamente mais baixos, localizados principalmente entre 600 e 1500 m.

Os JBNs em Pequim ocorrem mais frequentemente durante o inverno e a primavera. Os JBNs em Guangzhou apresentam um padrão bimodal de frequência com a maior frequência entre outubro e dezembro e de fevereiro a abril. Eles concluíram que essas variações sazonais podem estar associadas com determinados padrões sinóticos que favorecem a formação de JBNs que ocorrem mais frequentemente nessas estações. Como será discutido na seção 4.1, os resultados numéricos corroboram a maior parte das observações descritas.

### **2.7.6. Hannover, Alemanha**

As principais propriedades dos JBN em uma área industrial da cidade de Hannover, na região norte da Alemanha, foram descritas por Emeis (2014b). As medições foram feitas durante aproximadamente dois anos (maio 2001-abril 2003) através de um sodar, com uma resolução temporal de 30 minutos e uma resolução vertical de 25 m. Os resultados mostraram que os JBNs foram observados em 21% das noites estudadas, sendo mais frequentes em fevereiro e outubro. A ocorrência dos JBNs esteve diretamente relacionada com diferentes padrões sinóticos típicos da região, sendo mais frequentes durante a presença de anticiclones. A altura e intensidade máxima dos JBNs oscilaram entre 150-650 m e 7-23 m s<sup>-1</sup>, foram positivamente correlacionadas e ambas se incrementaram com o vento. Em 90% dos casos, a intensidade máxima do JBN foi super geostrófica. Eles observaram que a maior parte dos JBNs se formou quando a velocidade do vento em 850 hPa foi inferior a 14 m s<sup>-1</sup>. Por outro lado, a intensidade do JBN decresceu ligeiramente com o incremento da umidade relativa em 850 hPa. Nesse estudo, a umidade relativa foi utilizada como um substituto para a cobertura de nuvens, de modo que valores altos foram assumidos como uma indicação da atividade das nuvens, que causam um aumento da emissão de radiação de onda longa da atmosfera em direção à superfície, inibindo o resfriamento noturno por radiação e, como consequência, a intensidade dos JBNs.

### **2.7.7. RMSP, Brasil**

Foram encontrados quatro estudos observacionais disponíveis na literatura sobre JBNs na RMSP (Nair et al., 2004; Sánchez, 2017; Sánchez et al., 2020; Oliveira et al., 2020).

Evidências de um evento de JBN na cidade de São Paulo durante o dia 27 de julho de 1999 foram apresentadas por Nair et al. (2004) usando dados coletados por meio de um sodar Doppler, instrumentos meteorológicos de superfície, imagens de satélite e de modelagem

numérica com modelo de mesoescala RAMS (“Regional Atmospheric Modelling System”). O JBN foi identificado às 1030 HL na altura de 1300 m, e com intensidade de  $21 \text{ m s}^{-1}$  e direção NE. Esse JBN esteve associado com o gradiente térmico horizontal gerado pelas montanhas do norte de São Paulo.

Algumas características sobre os JBNs na cidade de São Paulo foram apontadas por Sánchez (2017) e Sánchez et al. (2020) usando dados de radiossondagens lançadas no ACM durante um total de 20 dias (10 dias no verão e 10 no inverno). A análise mostrou a presença de JBNs em 80% dos dias estudados, entre 95 e 962 m de altura, com intensidade entre  $2,7$  e  $14 \text{ m s}^{-1}$  e soprando predominantemente do quadrante NE. Embora o trabalho de Sánchez et al. (2020) seja a descrição mais detalhada dos JBNs na RMSP disponível até agora, infelizmente essa descrição não pode ser considerada como representativa da RMSP porque foi limitada a um curto período.

Por outro lado, Oliveira et al. (2020) analisou a evolução diurna da CLU durante um dia não perturbado típico do verão (20 de fevereiro) e o inverno (8 de agosto) de 2013 na RMSP. Eles mostraram a existência de JBNs que atingiram a intensidade máxima (altura) durante o início da manhã nos dois dias, variando de  $4,7 \text{ m s}^{-1}$  (357 m) no dia 20 de fevereiro até  $12,8 \text{ m s}^{-1}$  (515 m) no dia 8 de agosto. Nos dois casos a direção predominante do vento foi NE. Esses quatro estudos constituem o ponto de partida do presente trabalho.

## 2.8. Mecanismos de formação

Diversos estudos têm mostrado que os JBNs podem se formar por diferentes mecanismos, que variam em função da localização geográfica e das características do terreno (Karipot et al., 2009; Du et al., 2012). Apesar da oscilação inercial ser considerado o principal mecanismo na formação de JBNs, alguns estudos têm mostrado que os JBNs ocorrem durante o período diurno ou em regiões onde eles não se formariam devido à oscilação inercial, indicando que existem outros mecanismos que também intervêm na sua formação (Wei et al., 2013). Stensrud (1996) em seu artigo de revisão descreveu os principais mecanismos de geração de JBNs. Posteriormente, Du et al. (2012) classificaram todos esses mecanismos de formação de JBNs em dois grandes grupos. No primeiro grupo encontram-se os JBNs associados às oscilações locais produzidas pelo ciclo diurno da CLP, tais como: oscilações inerciais, baroclinicidade rasa (induzida pela inclinação do terreno ou pelo contraste térmico terra-mar em regiões costeiras) e bloqueios orográficos. No segundo grupo encontram-se os

JBNs associados às forçantes meteorológicas de escala sinótica, tais como: forçantes isalobáricas e baroclinicidade profunda (induzida por ciclones extratropicais em desenvolvimento). Os JBNs podem se formar apenas devido a um destes mecanismos ou à combinação deles (Stull, 1988). Esses mecanismos serão discutidos a seguir.

### **2.8.1. Oscilação inercial**

A teoria da oscilação inercial foi proposta por Blackadar (1957) e constitui uma das teorias pioneiras na formação de JBNs em latitudes médias.

Durante o dia, os efeitos do atrito superficial estão distribuídos ao longo da CM, de modo que a CLP tende a acoplar-se fortemente com a camada superficial e os ventos na CM tornam-se sub geostrófico. Desse jeito, um quase equilíbrio é alcançado entre as forças do gradiente de pressão, Coriolis e de atrito (Blackadar, 1957; Stull, 1988; Stensrud, 1996; Markowski e Richardson, 2010).

Durante o pôr do sol, com o rápido decaimento da turbulência e o progressivo resfriamento da superfície, a estabilidade estática da atmosfera próxima à superfície aumenta. Os efeitos do atrito são reduzidos significativamente e as porções média e superior da CLP se desacoplam da superfície na medida em que a turbulência é completamente dissipada. Este desacoplamento resulta em uma ruptura do equilíbrio observado durante o dia entre as forças do gradiente de pressão, Coriolis e de atrito entre 500-1500 m (Markowski e Richardson, 2010). O desequilíbrio dessas forças provoca uma oscilação inercial do vetor do vento para reestabelecer um novo equilíbrio entre as forças do gradiente de pressão e Coriolis. Na verdade, é a componente ageostrófica do vento no momento do desacoplamento que gira em torno do vento geostrófico (Blackadar, 1957; Stull, 1988; Stensrud, 1996; Baas et al., 2009; Markowski e Richardson, 2010; Ruchith e Raj, 2015). Essa oscilação, denominada inercial, é o mecanismo de formação do JBN, que ocorre quando o vento horizontal se torna super geostrófico durante a noite acima da CLE. De acordo com o modelo de Blackadar, quando o vento geostrófico varia com a altura (condição baroclínica) as oscilações inerciais ocorrem com diferentes amplitudes em diferentes níveis ao longo da CR (Lundquist, 2003).

Durante o nascer do sol, com o progressivo aquecimento da superfície a convecção térmica se intensifica e a mistura turbulenta associada aumenta a intensidade da força de atrito, alterando o equilíbrio entre as forças do gradiente de pressão e Coriolis. Na medida em que a

força de atrito passa a atuar ao longo da CLP, o vento deixa de oscilar e torna-se sub geostrófico em toda a CM (Markowski e Richardson, 2010).

A grande vantagem da teoria de oscilação inercial proposta por Blackadar é que permite uma descrição analítica dos JBNs, em termos da oscilação da componente ageostrófica em torno do vento geostrófico conforme esquematizada na Figura 2.5 (Markowski e Richardson, 2010). O ponto de partida no desenvolvimento dessa teoria são as equações de momento horizontal para a CLP, considerando o balanço de forças no plano horizontal entre a força do gradiente de pressão e a força de Coriolis. A solução desse sistema de equações (vide Apêndice A) assume a seguinte forma:

$$u_a(t) = |V_{a0}| \cos(\psi_0 - ft) \quad (2.1a)$$

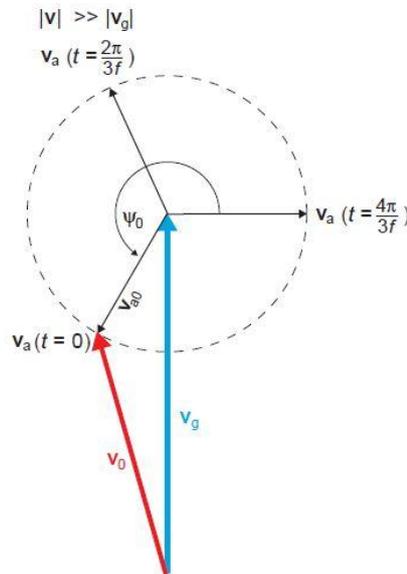
$$v_a(t) = |V_{a0}| \sin(\psi_0 - ft) \quad (2.1b)$$

Onde  $V_{a0} = (u_{a0}, v_{a0})$ ,  $|V_{a0}| = \sqrt{u_{a0}^2 + v_{a0}^2}$  e  $\psi_0$  representam o vento ageostrófico e sua orientação no início do processo de ajuste,  $f$  é o parâmetro de Coriolis e  $t$  indica o tempo. O momento em que a oscilação inicia ( $t=0$ ) corresponde ao horário em que a transição entre dia e noite finaliza, ou seja, entre 1800 e 1900 HL quando cessa a mistura turbulenta de origem convectiva.

As expressões analíticas (Eqs. 2.1a-b) revelam que o vento ageostrófico gira no sentido horário no Hemisfério Norte (anti-horário no Hemisfério Sul), definindo um círculo inercial. O período da oscilação, chamado período inercial, é  $t = 2\pi/f$ , pelo que um ciclo se completa quando  $t = 12h/\sin\phi$ , onde  $\phi$  é a latitude (Stull, 1988; Markowski e Richardson, 2010; Kallistratova e Kouznetsov, 2012). O vetor do vento ageostrófico apontará para o norte após uma rotação de aproximadamente  $150^\circ$  (ou  $5\pi/6$ ), sendo o vento horizontal super geostrófico nesse momento (Markowski e Richardson, 2010).

Para a latitude de São Paulo ( $\sim 23.5^\circ$  S), o período inercial é de aproximadamente 30 h, assim o JBN gerado apenas pelo mecanismo da oscilação inercial atinge sua máxima intensidade na ordem de 15 h após o início do processo de ajuste. Levando em conta que o vento ageostrófico é proporcional ao módulo do vento ageostrófico no início do processo de ajuste ( $t = 0$  s), quanto mais sub geostrófico for o vento no final da tarde, mais intenso será o

JBN. Ventos fracos durante a tarde ocorrem frequentemente nos dias com abundante insolação, intensa mistura e profundas CLP (Markowski e Richardson, 2010).



**Figura 2.5.** Representação esquemática da oscilação inercial descrita pelo vento ageostrófico ( $V_a$ ) em torno do vento geostrófico ( $V_g$ ) para o Hemisfério Norte (Adaptado da Fig. 4.34 de Markowski e Richardson, 2010). Detalhes no apêndice A.

Apesar de ter sido amplamente verificada em estudos observacionais e numéricos, a teoria de oscilação inercial de Blackadar não consegue explicar os seguintes comportamentos dos JBNs:

- Não se ajusta bem às características observadas dos JBNs em alguns casos (Lundquist, 2003; Shapiro e Fedorovich, 2010; Fedorovich et al., 2017);
- A maior frequência de JBNs mais fortes ocorre sobre o terreno ligeiramente inclinado das Grandes Planícies dos EUA (Fedorovich et al., 2017);
- O período da oscilação observada não coincide com o previsto pela teoria de Blackadar e o círculo inercial é modificado pela presença de determinados fenômenos de mesoescala, tais como ondas de gravidade (Baas et al., 2009);
- A advecção de momento horizontal também pode perturbar o perfil vertical do vento e, portanto, o desenvolvimento da oscilação inercial (Van de Wiel et al., 2010);
- Durante a noite ocorrem contínuas trocas verticais de momento devido à geração de turbulência, dando lugar às CLP invertidas e podendo afetar a forma das hodógrafas (Van de Wiel et al., 2010).

Algumas modificações têm sido feitas à teoria da oscilação inercial de Blackadar para produzir perfis de vento de forma mais realistas, mas o conceito original da teoria tem sobrevivido até o presente (Vanderwende et al., 2015; Fedorovich et al., 2017). Van de Wiel et al. (2010) em seu modelo de JBNs incluiu os efeitos do atrito dentro da CLE, não considerados na análise de Blackadar. Os efeitos do atrito dentro da CLE foram parametrizados assumindo que o atrito é igual ao atrito numa solução de equilíbrio noturna. Como resultado, o perfil de velocidade do vento descreve uma oscilação inercial ao redor do vetor de vento de equilíbrio e não ao redor do vetor de vento geostrófico como na teoria de Blackadar. Uma comparação com dados observacionais obtidos em Cabauw, Holanda, permitiu concluir que o modelo de Van de Wiel et al. (2010) capturou muito bem o comportamento do vento, prevendo a altura e intensidade do JBN em função do tempo, quando um simples modelo de Ekman foi usado para representar o estado de equilíbrio.

### 2.8.2. Baroclinicidade rasa

Os JBNs também podem ocorrer devido aos efeitos da baroclinicidade induzida pela inclinação do terreno. Devido ao aquecimento diurno da superfície ocorre a transferência de calor da superfície para a atmosfera, gerando um gradiente horizontal de temperatura no ar próxima à superfície, orientado na direção da inclinação do terreno e no sentido da elevação mais baixa para a mais alta. Durante a noite, com o resfriamento da superfície a transferência de calor ocorre da atmosfera para a superfície, e o gradiente horizontal de temperatura continua orientado na direção da inclinação do terreno, mas com sentido invertido da elevação mais alta para a mais baixa. Esses gradientes horizontais de temperatura se estendem verticalmente através da CLP, ocupando durante o dia uma extensão vertical maior do que durante a noite. Quando a extensão horizontal do terreno inclinado é grande o suficiente, a baroclinicidade induzida pelo terreno inclinado pode gerar oscilações periódicas do vento na CLP que não estão associadas à oscilação inercial (Holton, 1967; Stensrud, 1996; Wei et al., 2014). Este ciclo diurno no gradiente horizontal de temperatura leva a um ciclo diurno no vento geostrófico, que pode ser explicado através da relação do vento térmico (Stull, 1988):

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (2.2a)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (2.2b)$$

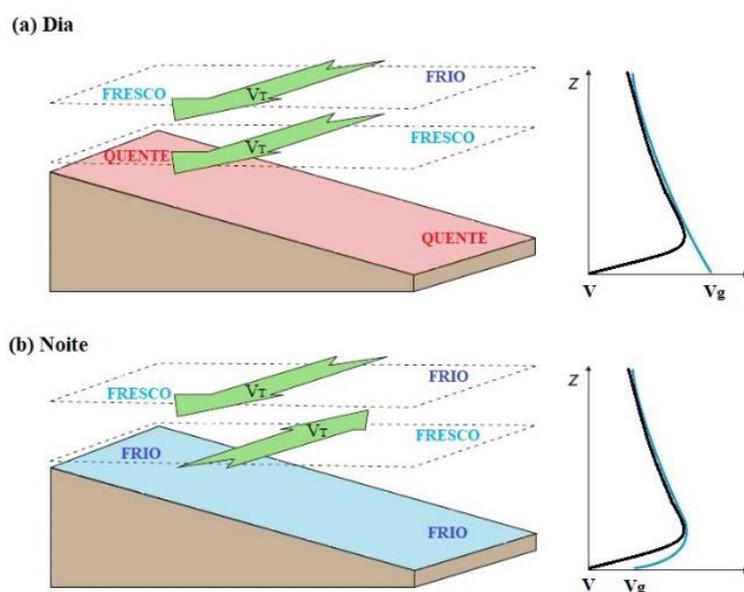
onde  $T$  é a temperatura e  $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$  é a aceleração da gravidade.

Dado um vento geostrófico do S na superfície (positivo), o vento geostrófico diminuirá com a altura se o ar estiver mais quente a oeste no Hemisfério Norte (Stull, 1988). Considerando um terreno que se inclina de leste a oeste, como acontece nas Grandes Planícies dos EUA e assumindo que a temperatura da superfície ao longo do terreno inclinado é a mesma em todos os lugares e aquece no mesmo ritmo, então ao meio-dia são produzidos gradientes horizontais de temperatura devido aos efeitos do aquecimento diurno (Stull, 1988; Stensrud, 1996). Dentro da CLP, em qualquer plano a uma altura constante acima do nível do mar, o ar perto da superfície sobre o terreno mais alto (no oeste) é mais quente do que o ar bem acima da superfície sobre o terreno baixo (no leste). Isso gera um gradiente horizontal de temperatura orientado de leste para oeste, gradientes do vento geostrófico negativos em todas as alturas dentro da CM e um vento térmico em direção ao S (Fig. 2.6a). Se o vento real for geostrófico em todas as alturas, exceto perto do solo (onde o atrito o reduz abaixo do geostrófico), um JBN poderia se formar. Mas, isso é pouco provável que ocorra, pois a mistura turbulenta na CM durante o dia tende a misturar rapidamente o ar do JBN com o ar mais lento em níveis adjacentes, deixando um perfil de vento bem misturado. Esta situação persiste até que a superfície comece a esfriar na medida em que o sol se põe (Stull, 1988; Markowski e Richardson, 2010).

Com o progressivo resfriamento radiativo da superfície durante a noite, o solo resfria o ar adjacente, mais não o ar mais para cima dentro da CR. Como consequência, o ar próximo à superfície sobre o terreno mais alto torna-se mais frio do que o ar bem acima da superfície sobre o terreno mais baixo, levando a um aumento do vento geostrófico do S com a altura. Isso inverte o vento térmico nos níveis mais baixos na CLE, mas o vento térmico na porção superior da CR não é muito afetado (Fig. 2.6b). Como resultado, ocorre um máximo no perfil do vento geostrófico acima da superfície, levando a um máximo relativo no perfil do vento real ainda maior que o que resultaria apenas pelo efeito do atrito superficial (Stull, 1988; Markowski e Richardson, 2010).

Essas mudanças diurnas do vento geostrófico, quando sobrepostas à oscilação inercial do vento ageostrófico, podem aumentar a magnitude do JBN (Markowski e Richardson, 2010). Por outro lado, alguns estudos têm mostrado que pequenos ângulos de inclinação do terreno

(da ordem de  $0,1^\circ$  a  $0,2^\circ$ ) podem suportar a geração de JBNs (Shapiro e Fedorovich, 2010; Shapiro et al., 2016). Apesar desta teoria ter sido verificada em estudos observacionais e numéricos, ela não consegue reproduzir corretamente os perfis verticais dos JBNs e sua intensidade máxima (Shapiro e Fedorovich, 2010).



**Figura 2.6.** Variação diurna do vento térmico e desenvolvimento de JBNs devido à presença de terrenos inclinados no Hemisfério Norte durante os períodos (a) diurno e (b) noturno (Adaptado da Fig. 12.17 de Stull, 1988).

O aquecimento diferencial da encosta inclinada também pode levar à formação de gradientes horizontais de pressão responsáveis pela formação de escoamentos anabáticos durante o dia e catabáticos durante a noite (Stull, 1988; Stensrud, 1996). Com a ação da força de Coriolis ocorre um desvio do escoamento para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul, dando lugar à formação de um JBN. Esse é um dos mecanismos responsáveis pela formação do JBN de Iperó, Brasil.

Forte baroclinicidade em níveis baixos também pode acontecer em regiões onde ocorrem mudanças significativas nas características da superfície, por exemplo, em regiões costeiras ou perto das margens de zonas de gelo (Stensrud, 1996; Baas et al., 2009). Em regiões costeiras as propriedades térmicas do continente e do oceano produzem gradientes horizontais de temperatura e, portanto, uma forte zona baroclínica em níveis baixos. Essa região de baroclinicidade pode produzir, através da dinâmica do vento térmico, um forte cisalhamento vertical no vento geostrófico que pode dar lugar ao desenvolvimento de JBNs

(Zemba e Friehe, 1987; Burk e Thompson, 1996; Stensrud, 1996; Parish, 2000; Ranjha et al., 2013). Nesse caso, os JBNs se orientam na direção paralela à costa (Stensrud, 1996).

Além do gradiente térmico entre a continente e o oceano, os JBNs costeiros são frequentemente ligados à circulação atmosférica de grande escala, a topografia da zona costeira e a orientação da costa (Parish, 2000).

A presença do sistema semipermanente ASAS induz uma circulação de N-NE ao longo da costa do Brasil, favorecendo a formação de JBNs orientados na direção paralela à linha da costa. Muitas vezes esse escoamento de grande escala recebe reforço de sistemas de baixa pressão semi-estacionário no interior do continente (por exemplo, a baixa do Chaco, nas fronteiras do Brasil, Paraguai, Bolívia e Argentina). Esse padrão de vento em grande escala dá origem a ventos paralelos à costa nas latitudes subtropicais nos dois hemisférios (Parish, 2000; Ranjha et al., 2013).

A interação com a topografia pode intensificar os JBNs costeiros ou fazê-los mudar de direção quando existem altas cadeias de montanhas ao longo da costa (Burk e Thompson, 1996; Li et al., 2018). Beardsley et al. (1987) mostraram através de observações que a presença de pontos costeiros e cabos ao longo da costa da Califórnia, EUA, levam a uma aceleração significativa do escoamento nos níveis inferiores da atmosfera.

Ribeiro et al. (2016) fizeram simulações numéricas com o modelo TVM-NH (“Topographic vorticity-mode mesoscale non-hydrostatic”) em Cabo Frio, uma região de topografia complexa na costa leste do Brasil. As simulações do campo de vento mostraram a formação de um JBN costeiro de NE em horas da tarde, que se intensificou durante a noite e atingiu uma intensidade de  $12 \text{ m s}^{-1}$  às 2100 HL. A intensificação do JBN durante a noite ocorreu devido ao desacoplamento associado à intensificação da CITS. O desenvolvimento do JBN costeiro foi atribuído à combinação de três fatores: (1) circulação secundária associada com a BM, (2) convergência horizontal induzida pela barreira topográfica e (3) o contraste entre o atrito continental e oceânico. Acima de 2500 m, o campo de velocidade do vento tendeu ao seu valor geostrófico de  $6 \text{ m s}^{-1}$ .

Os JBNs costeiros geralmente apresentam um ciclo diurno e, diferentemente dos JBNs noturnos, eles atingem a velocidade máxima no meio da tarde, após a ocorrência do máximo de aquecimento do interior (Ranjha et al., 2013). Os máximos de vento estão geralmente em baixas altitudes (Rijo et al., 2017). Ranjha et al. (2013) elaboraram um mapa de distribuição global de JBNs costeiros com base em dados de reanálise do ERA-I no período 1980-2011

para as estações de verão e inverno e descobriram que eles são essencialmente um fenômeno de verão, época na qual os gradientes de temperatura e, conseqüentemente, os gradientes de pressão são mais fortes.

O JBN costeiro mais estudado é ao longo da costa da Califórnia (Ranjha et al., 2013). Apresenta uma intensidade máxima entre 9 e 15 m s<sup>-1</sup>, em torno de 400-900 m, e seu núcleo se encontra no topo da CLM, onde se sabe que existe uma inversão de temperatura. O escoamento de grande escala paralelo à costa, as montanhas da costa orientadas na direção norte-sul e a presença de uma inversão são algumas das características principais do JBN costeiro da Califórnia (Ranjha et al., 2013).

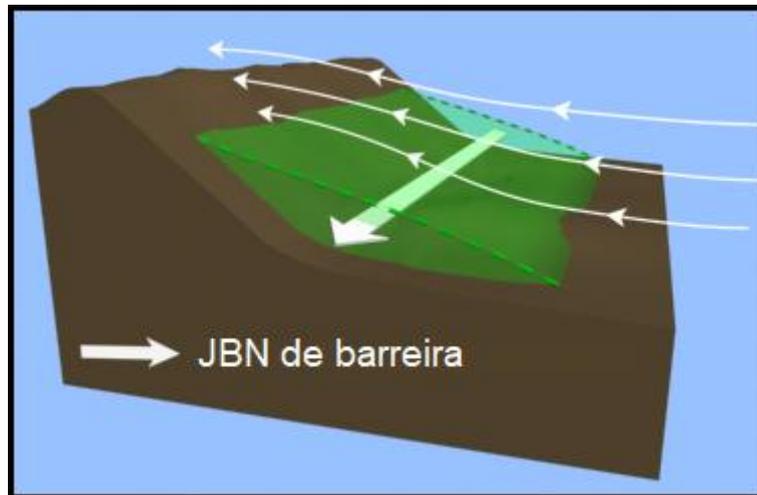
### 2.8.3. Bloqueios orográficos

Os JBNs também podem se formar como consequência do bloqueio causado por uma barreira montanhosa. Conhecido como JBN de barreira (Fig. 2.7), é definido como um máximo de vento paralelo à montanha que se forma como resultado do ajuste geostrófico, uma vez que o ar estável é advectado contra uma crista topográfica alongada (Parish, 1982; Li e Chen, 1998; Parish, 2000).

Considerando uma parcela de ar movendo-se para W em direção a uma cordilheira orientada no sentido norte-sul, bem longe das montanhas o escoamento não experimenta nenhuma aceleração devido a um equilíbrio entre as forças do gradiente de pressão, Coriolis e de atrito. Quando a parcela encontra uma cadeia montanhosa é forçado a se elevar sobre a barreira. Devido à estabilidade do ar ocorre uma desaceleração da parcela na medida em que sobe a montanha, levando a um represamento do ar contra a montanha, processo chamado de represamento de ar frio (“cold-air damming”) (Stauffer e Warner, 1987). Se a força do gradiente de pressão for a mesma perto da cordilheira das montanhas do que longe da montanha, o equilíbrio entre a força do gradiente de pressão, Coriolis, e de atrito não pode ser mantido. Então, a parcela experimenta uma aceleração na direção da força do gradiente de pressão (em direção ao S), dando lugar à formação de um JBN de barreira (Markowski e Richardson, 2010).

Os JBNs de barreira podem atingir velocidades entre 15 e 30 m s<sup>-1</sup> e estão confinados principalmente a uma altitude de aproximadamente a metade da altura da crista da montanha (Markowski e Richardson, 2010). Eles se distanciam um pouco da montanha, dependendo do

campo de pressão proporcionado pelo represamento (Parish, 1982). As características do JBN de barreira dependem da intensidade e da estabilidade do escoamento ascendente e das características da cadeia de montanhas, principalmente da altura, largura e comprimento (Overland e Bond, 1995).



**Figura 2.7.** Representação esquemática do JBN de barreira (Fonte: [www.meted.ucar.edu](http://www.meted.ucar.edu)).

Esses JBNs de barreira têm sido observados nos EUA e na Antártica, por exemplo, no leste dos EUA ao longo das Montanhas Apalaches (Stensrud, 1996). Evidências observacionais de aeronaves, radar Doppler e radiossondas sugerem que os JBNs de N observados durante o inverno ao longo da encosta oeste da Serra Nevada se estendem até o Vale da Califórnia e são uma característica comum da circulação em baixos níveis dessa região da costa oeste dos EUA (Parish, 1982).

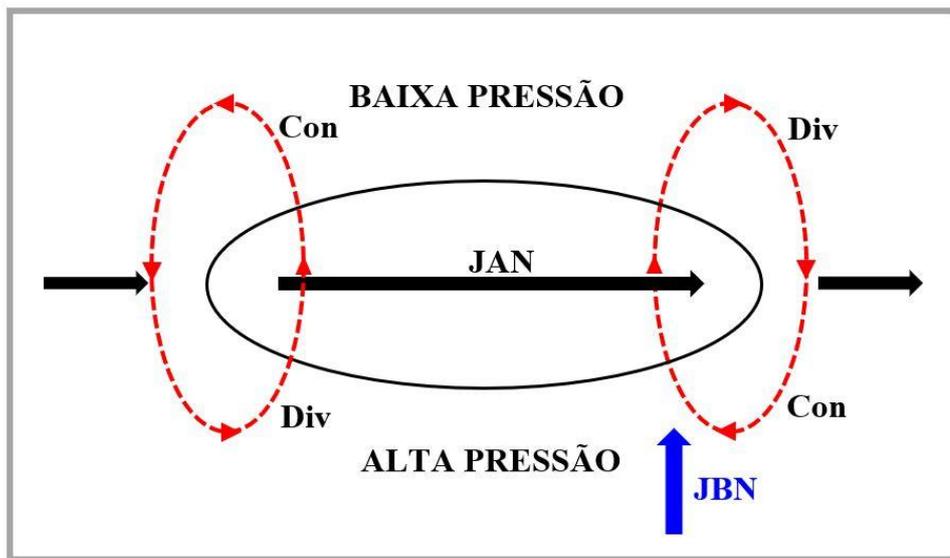
JBNs de barreira também foram reportados em Taiwan, RPC, por Li e Chen et al. (1998). Nesse estudo, foram examinadas as características gerais desses JBNs durante o experimento TAMEX (“Taiwan Area Mesoscale Experiment”) realizado entre 10 de maio e 15 de junho de 1987. A ilha de Taiwan tem cadeias montanhosas que sobrepõem os 3000 m de altura. Eles concluíram que os JBNs de barreira ocorrem quando o escoamento estavelmente estratificado de SW das monções passa pela ilha de Taiwan. O escoamento de SW desacelera ao largo da costa SW e se divide ao mover-se ao redor da ilha. Ao longo da costa ocidental, o escoamento desviado acelera para o N resultando num JBN de barreira ao longo da costa noroeste de Taiwan. Atinge intensidade máxima de  $14 \text{ m s}^{-1}$  e altura de  $\sim 1 \text{ km}$ , onde o bloqueio orográfico das cadeias de montanhas é mais significativo.

#### 2.8.4. Forçantes isalobáricas

Os JBNs podem se desenvolver, independentemente do ciclo diurno da CLP como resultado de uma forçante de escala sinótica ou maior. As circulações ageostróficas associadas com as acelerações do vento que acompanham um Jato de Altos Níveis (JAN) ocorrem em planos perpendiculares ao eixo do jato e podem se estender até a troposfera inferior, gerando um JBN (Markowski e Richardson, 2010). Esses JBNs se desenvolvem como resultado do ajuste de massa associado a uma circulação secundária dentro do ramo inferior de uma circulação transversa e ageostrófica na região de saída de um JAN. Em níveis superiores, o ar é desviado para a direita e forçado a descer na região de saída do JAN. Como resultado uma convergência de massa e movimento descendente ocorre no lado anticiclônico do JAN. A divergência de massa em níveis baixos induz um movimento vertical ascendente compensatório no lado ciclônico do JAN, formando uma circulação perpendicular ao eixo do JAN (Uccellini e Johnson, 1979; Brill et al., 1985). Na região de entrada do JAN ocorre o oposto (Fig. 2.8).

Uccellini (1980) apresentou evidências de que o mecanismo de acoplamento entre a alta e baixa troposfera pode desempenhar um importante papel no desenvolvimento dos JBNs nas Grandes Planícies dos EUA.

Brill et al. (1985) investigaram o acoplamento entre o JAN e o JBN durante o dia 10 de maio de 1973 em Ohio, EUA. Eles observaram, usando simulações numéricas, a presença de uma circulação transversa indireta na região de saída do JAN. A significativa contribuição ageostrófica e a ausência de outras características às quais o movimento descendente possa estar associado sugerem a existência de um ramo descendente de uma circulação indireta no lado anticiclônico da região de saída do JAN. Eles concluíram que o forte cisalhamento vertical direcional entre o JAN e o JBN gerou o ambiente propício para o desenvolvimento de fortes tempestades nessa região durante esse dia.



**Figura 2.8.** Representação esquemática do acoplamento entre um JBN e um JBN nas regiões de entrada e saída de um JBN no Hemisfério Norte (Adaptado da Fig. 3 de Uccellini e Jhonson, 1979).

### 2.8.5. Ciclones extratropicais

O desenvolvimento e evolução dos ciclones extratropicais produzem regiões de significativa baroclinicidade em baixos níveis, que podem dar lugar à formação de JBNs (Kotroni and Lagouvardos, 1993; Stensrud, 1996; Baas et al., 2009). Nestas circunstâncias, quando a velocidade do vento geostrófico diminui fortemente com a altura, é provável que ocorra um máximo de vento em níveis baixos, já que perto do solo o vento é retardado pelo atrito superficial. Kotroni e Lagouvardos (1993) reportaram sete casos de JBNs associados à passagem de FF em Brittany, França a partir de sondagens coletadas durante o experimento FRONTS87. Estes JBNs são identificados como fortes correntes de ar relativamente quentes e úmidas, confinadas nas camadas inferiores da atmosfera na frente da descontinuidade frontal. Seu comprimento pode ser de vários milhares de quilômetros, enquanto sua largura é de pelo menos uma ordem de magnitude menor. A intensidade dos JBNs oscilou entre  $19\text{-}34\text{ m s}^{-1}$  em torno de  $600\text{-}1800\text{ m}$  de altura.

## 2.9. Sumário da revisão dos estudos observacionais

A origem de cada JBN em específico e sua dinâmica ainda é controversa e não está clara. Na atualidade, continuam se desenvolvendo estudos (por exemplo: Van de Wiel et al., 2010) para ampliar estas teorias e compreender melhor o desenvolvimento destes fenômenos. Os efeitos dos diferentes mecanismos físicos no desenvolvimento de JBNs têm sido estudados

através de modelos numéricos, os quais permitem reproduzir as características dos JBNs e estudar a sensibilidade aos parâmetros do modelo (Wei et al., 2013).

Na revisão feita acima foram apresentados 36 trabalhos observacionais realizados em vários continentes e publicados nos últimos 20 anos. Fora desse período, também foram incluídos outros trabalhos relevantes. Essa revisão teve como objetivo identificar os principais mecanismos de geração de JBNs do tipo CLP. A distribuição espacial e temporal dos eventos de JBNs comprovam que se trata de um fenômeno atmosférico típico da CLP que ocorre com frequência durante o período noturno.

Com base nessa revisão verifica-se que os JBNs podem ser gerados por mecanismos que dependem da aceleração de Coriolis em latitudes médias e subtropicais (1-4) e não dependem da força de Coriolis (5):

1. Oscilação inercial;
2. Baroclinicidade gerada pelo aquecimento diferencial da topografia inclinada;
3. Efeitos mecânicos da topografia (aceleração por bloqueio e canalização);
4. Baroclinicidade causada pelo contraste térmico continente-oceano;
5. Brisa terrestre induzida pelo rio Amazonas (Floresta Amazônica).

### 3. DESCRIÇÃO OBSERVACIONAL DOS JBNs NA RMSP

#### 3.1. Técnicas de medição de JBNs

Por mais de meio século estruturas de tipo JBNs vêm sendo identificadas no perfil vertical de velocidade do vento através de observações feitas com sondagens da atmosfera com balões (radiosondagens, cativos). Além disso, anemômetros sônicos situados em torres micrometeorológicas altas, como a torre de 213 m de altura de Cabauw na Holanda, têm a capacidade de realizar medidas com alta frequência que permite estimar a turbulência e os fluxos dentro da CLP. Essas técnicas convencionais oferecem algumas limitações devido ao custo das radiosondagens, a dificuldade de operação do balão cativo e a inviabilidade de construção e manutenção de torres meteorológicas com uma altura suficiente para atingir toda a CLP.

Com o surgimento das técnicas de sensoriamento remoto na década dos anos 80 começou uma nova etapa nos estudos observacionais de JBNs (Kallistratova et al., 2009). Os JBNs têm sido identificados e estudados usando dados coletados com diferentes equipamentos de sensoriamento remoto, tais como: sodar (Song et al., 2005; Karipot et al., 2009; Kallistratova et al., 2009; Kallistratova e Kouznetsov, 2012; Helmis et al., 2013; Emeis, 2014b), lidar (Banta et al., 2002; Wang et al., 2007; Ruchith et al., 2014; Barlow et al., 2015; Vanderwende et al., 2015; Lampert et al., 2016; Beu, 2019), RASS (Baas et al., 2009), sodar-RASS (Arfeuille et al., 2015) e perfiladores de vento (Song et al., 2005; Du et al., 2012; Wei et al., 2013; Klein et al., 2016).

Essas técnicas de sensoriamento remoto permitem superar algumas das limitações impostas pelas técnicas convencionais e na atualidade é uma tendência crescente o uso de equipamentos de sensoriamento remoto para investigar as propriedades da CLP e os JBNs. Esses equipamentos permitem realizar medidas contínuas e obter extensos conjuntos de dados que são necessários para estudar o ciclo diurno e sazonal dos JBNs. A frequência de amostragem dos equipamentos de sensoriamento remoto é menor em comparação com os anemômetros sônicos e maior do que as radiosondagens (Beu, 2019).

Embora os sistemas de sensoriamento remoto permitam uma descrição contínua e com maior resolução vertical das propriedades da atmosfera, comparativamente às

radiossondagens, eles são numericamente bem inferiores e estão, portanto, limitados a uma cobertura geográfica muito mais restrita. Por conseguinte, será necessário tempo e recursos consideráveis para atingir uma cobertura mundial semelhante ao das redes de radiossondagens, principalmente em países em desenvolvimento como o Brasil. Outra desvantagens dos sistemas de sensoriamento remoto consiste em lacunas de dados causadas por condições desfavoráveis como chuva, nuvens baixas ou nevoeiro (Lampert et al., 2016). Esses fenômenos ocorrem frequentemente no Brasil durante o verão, o qual pode causar dificuldades nas medições com sensoriamento remoto.

Os sodares foram os primeiros equipamentos de sensoriamento remoto usados nas observações de JBNs e até a atualidade têm demonstrado uma boa capacidade para medir perfis de vento na CLP com uma alta resolução espacial e temporal, especialmente dentro da CLP noturna (Kallistratova et al., 2009). Os sodares funcionam a partir da emissão de pulsos acústicos para a atmosfera e permitem obter medidas do campo de vento na vertical (Helmis et al., 2013). Uma das vantagens dos sodares é sua eficiência econômica, pois são equipamentos relativamente baratos. A aquisição e processamento de dados estão baseados em rotinas simples e permitem a realização de operações contínuas durante um longo prazo. Além disso, os gráficos de intensidade de um sinal de retorno permitem a visualização da estrutura vertical e evolução da turbulência térmica dentro da CLP e determinar também alguns parâmetros da turbulência dinâmica (Kallistratova et al., 2009; Kallistratova e Kouznetsov, 2012). Uma desvantagem dos sodares é sua baixa cobertura em altura, que muitas vezes é limitada pela altura da inversão. Por outro lado, o ruído de fundo, principalmente em áreas urbanas, limita a aplicação de sodares nessas áreas. Além disso, a onda de som com que os sodares operam é audível para os seres humanos, causando um grande desconforto durante os períodos longos de operação e principalmente na noite.

Outro equipamento de sensoriamento remoto amplamente usado nos estudos de JBNs são os lidars. Tanto os lidars de onda contínua quanto os lidars Doppler pulsados permitem obter medições de vento (Ruchith et al., 2014). O lidar pulsado permite estimar a velocidade do vento em várias alturas simultaneamente, no entanto o lidar contínuo somente estima a velocidade de uma altura por vez (Beu, 2019). A técnica do lidar Doppler utiliza basicamente aerossóis na atmosfera como traçadores naturais para medir os movimentos atmosféricos, assumindo que os aerossóis se movimentam com o vento. Desse jeito, os aerossóis em movimento induzem uma mudança de frequência Doppler que é usada para calcular a

velocidade radial do vento (Ruchith et al., 2014; Ruchith e Raj, 2015). A autonomia do lidar Doppler permite realizar longas campanhas experimentais e as medições possuem um amplo alcance vertical e boa resolução temporal (Beu, 2019).

Outras técnicas de sensoriamento remoto que permitem fazer medições dos perfis de vento e têm sido usadas em estudos de JBNs são os perfiladores de vento e o RASS. Os perfiladores de vento são radares Doppler desenhados para medir perfis de vento na atmosfera (WMO, 2018). Na medida em que os vórtices turbulentos se movimentam com o vento médio, sua velocidade de translação fornece uma medida direta do vetor de vento médio. Esses instrumentos utilizam um comprimento de onda maior do que os radares meteorológicos. As vantagens de seu uso incluem seu baixo custo observacional e sua capacidade de operar sem intervenção em quase todas as situações meteorológicas (WMO, 2018). Eles são suscetíveis à contaminação do sinal devido à presença das aves. Porém, têm sido desenvolvidos vários algoritmos de detecção de valores atípicos para eliminar a possível contaminação das aves (Lundquist, 2003).

Por outro lado, o RASS permite fazer medições dos perfis verticais de vento com alta resolução temporal na troposfera baixa a partir da emissão de ondas sonoras na vertical. Essa técnica muitas vezes é usada em conjunto com perfiladores de vento (Görsdorf e Lehmann, 2000; Chandrasekhar et al., 2008). A desvantagem de um RASS é que em presença de JBNs com determinadas alturas e intensidades, os pulsos sonoros são afastados do foco da antena do radar (Emeis et al., 2014b). A combinação de sodar-RASS de longo alcance permite fornecer perfis de vento e temperatura simultaneamente com boa precisão em casos de nevoeiro (Emeis et al., 2014b).

Em áreas urbanas as observações através de balões cativos e radiossondas tendem a não ser usadas devido a restrições práticas impostas pela presença de edifícios altos e outras estruturas, assim como o tráfego aéreo. Desse jeito, o sensoriamento remoto está se tornando uma ferramenta útil para estudar a estrutura complexa da CLU e levar a uma maior compreensão dos fluxos urbanos (Barlow et al., 2011; Barlow et al., 2015). Por exemplo, os lidars Doppler fazem observações diretas da velocidade do vento e da turbulência através da CLU, o qual pode contribuir a uma maior precisão dos modelos numéricos, entre eles os de dispersão (Barlow et al., 2015). A combinação de medições feitas com sensoriamento remoto e através de torres micrometeorológicas situadas em domínios urbanos e suburbanos pode ser uma estratégia confiável nos estudos de JBNs, especificamente na análise do cisalhamento e

estrutura da turbulência gerados pelo JBN e sua influência na produção e transporte turbulento em áreas urbanas e suburbanas (Wang et al., 2007).

### 3.2. Região de estudo e clima

A RMSP está situada na região sudeste do Brasil próximo ao Trópico de Capricórnio, no planalto Paulista a 722 m anm e a 65 km do Oceano Atlântico. É uma conurbação de 39 municípios (Fig. 3.1a), com uma população de 21,7 milhões de habitantes e 13,2 milhões de veículos. A cidade de São Paulo ocupa a região central da RMSP e, com uma população de 12,2 milhões de habitantes, é a maior cidade do Brasil. São Paulo atingiu a população de 10 milhões no início dos anos 90, tornando-se uma megacidade (IBGE, 2019).

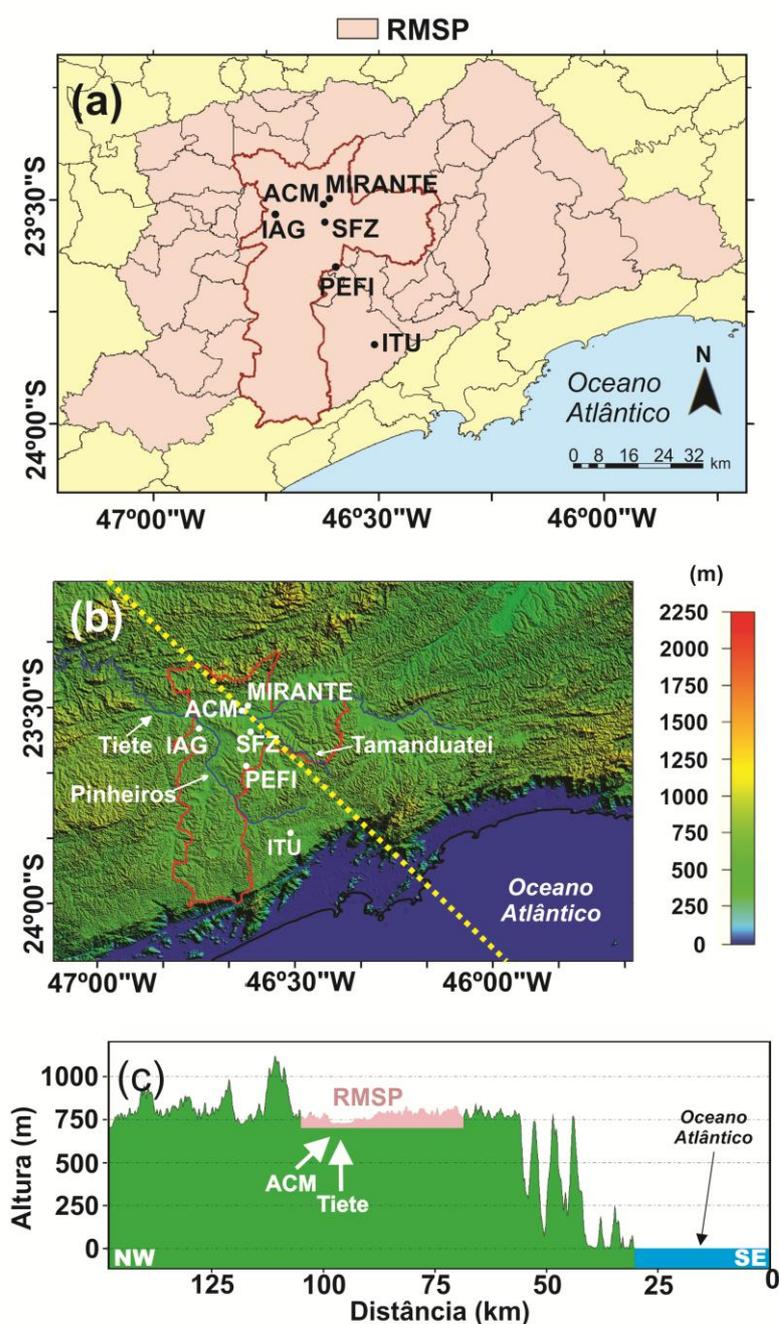
A topografia da RMSP é complexa (Fig. 3.1b, c), o que torna muito difícil isolar seus efeitos dos induzidos pelo uso do solo sobre a circulação superficial. Toda a porção urbana da RMSP está localizada no planalto Paulista, limitada por uma cadeia de montanhas com altura variando entre 300 e 700 m ao norte e noroeste, e pelas encostas da Serra do Mar ao sudeste. A porção urbana da RMSP é caracterizada por três vales fluviais: Vale do rio Tiete (orientado na direção leste-oeste), e Vales dos rios Tamanduatei e Pinheiros (orientados na direção noroeste-sudeste). Ao sul da porção urbana da RMSP estão localizados grandes corpos de água (582,8 km<sup>2</sup>) que compõem o sistema de barragem Billings.

A caracterização climática da RMSP é baseada em valores médios mensais obtidos entre 1960-1990 nas estações meteorológicas de superfície localizadas no sul (PEFI: 23°39'04" S; 46°37'20" W; 799 m anm) e norte (MIRANTE: 23°29'47" S; 46°37'11" W; 792 m anm) da cidade de São Paulo (Fig. 3.1). Alvares et al. (2014) analisou todos os dados disponíveis na área da RMSP, incluindo os dados das estações PEFI (Parque Estadual das Fontes do Ipiranga) e MIRANTE, e concluiu que, de acordo com a classificação de Köppen, o clima da RMSP pode ser classificado como subtropical úmido de altitude (Cwb). Considerando o conjunto de dados das estações PEFI e MIRANTE (Fig. 3.2), o clima de São Paulo é caracterizado por invernos secos e ligeiramente frios (junho-agosto) com temperaturas médias mensais mínimas de 15,3 °C (PEFI) e 15,8 °C (MIRANTE) em julho, e verões úmidos e quentes (dezembro-março) com temperaturas médias mensais máximas de 22 °C (PEFI) e 22,4 °C (MIRANTE) em fevereiro (Fig. 3.2a). Durante o inverno a umidade específica mínima é 9,1 g kg<sup>-1</sup> e ocorre em julho; durante o verão a máxima é 14,6 g kg<sup>-1</sup> e ocorre em fevereiro tanto no PEFI quanto no MIRANTE (Fig. 3.2b). Durante o inverno a precipitação

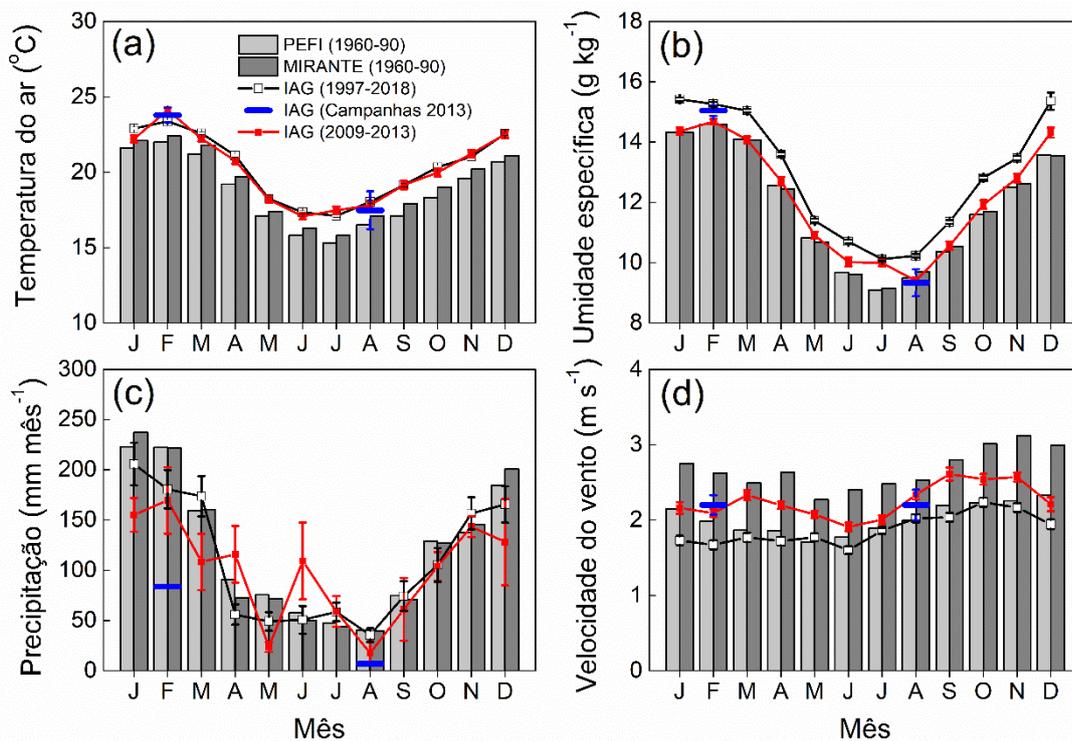
mínima ocorre em agosto e varia de 40,5 mm (PEFI) a 39,6 mm (MIRANTE). Durante o verão a precipitação máxima ocorre em janeiro e varia de 223 mm (PEFI) a 237 mm (MIRANTE) (Fig. 3.2c).

A RMSP é caracterizada por ventos fracos na superfície durante todo o ano, com velocidades que variam de 1,7 m s<sup>-1</sup> (PEFI) e 2,3 m s<sup>-1</sup> (MIRANTE) em maio a 2,3 m s<sup>-1</sup> (PEFI) em dezembro e 3,1 m s<sup>-1</sup> (MIRANTE) em novembro (Fig. 3.2d). Estas variações sazonais são controladas pela posição da ASAS semipermanente e pelo sistema de baixa pressão continental. As variações sazonais nas posições e intensidades desses sistemas de grande escala induzem ventos do N ao NE durante o verão e do NE ao E no inverno em São Paulo. Estes padrões são frequentemente perturbados pela passagem de FF durante todo o ano, que induzem ventos pré-frontais de NW e pós-frontais de SE (Oliveira et al., 2003).

Considerando as medidas no IAG de temperatura do ar e umidade específica entre 1997 e 2018, a precipitação entre 1999 e 2018 e a velocidade do vento entre 2010 e 2018 (Fig. 3.2), é possível inferir que as características climáticas locais do IAG não diferem muito da caracterização climática baseada nas estações PEFI e MIRANTE.



**Figura 3.1.** Características geográficas da RMSP. Em (a) a cidade de São Paulo (23°33'1" S; 46°38'2" W; 760 m anm) é indicada pela borda vermelha e as 38 cidades restantes pelas bordas pretas. O sítio de lançamento das radiossondagens é indicado por ACM e os sítios meteorológicos por SFZ, ITU, IAG, PEFI e MIRANTE. A linha amarela pontilhada em (b) indica uma seção transversal de 150 km perpendicular ao litoral, orientada na direção noroeste a sudeste e passando pelo ACM. A topografia e os limites da RMSP ao longo desta seção transversal são mostrados em (c). A topografia está baseada nos dados topográficos de mais alta resolução (“3-arc-second Resolution-90 m”) gerados pela “NASA’s Shuttle Radar Topography Mission” (SRTM), disponível em <https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>.



**Figura 3.2.** Variações sazonais de (a) temperatura do ar, (b) umidade específica, (c) precipitação e (d) velocidade do vento, observadas nas estações meteorológicas de superfície PEFI, MIRANTE e IAG. Em (a, b, d) a barra horizontal azul corresponde à média durante os 10 dias dos experimentos de fevereiro e agosto de 2013 no IAG. Em (c) a barra horizontal azul corresponde ao acumulado durante os experimentos de 2013 no PEFI. Os valores médios entre 2009-2013 (linhas contínuas vermelhas) correspondem às observações no IAG durante o período das radiossondagens regular lançadas no ACM. Os períodos de observação no IAG começaram em 1999 para a precipitação (c), e em 2010 para a velocidade do vento (d) (Adaptado da Fig. 2 de Sánchez et al., 2020).

Além dos sistemas de grande escala e sinóticos, a RMSP é influenciada pelas seguintes circulações de mesoescala e de escala local: BM, circulações centrípetas montanha-vale e da ICU (Ribeiro et al., 2018). Estas circulações termicamente induzidas surgem a partir de contrastes térmicos horizontais gerados pelas diferenças de capacidade térmica oceânica, a topografia e a configuração de uso do solo da RMSP (Fig. 3.1c). A BM penetra no planalto no início da tarde em mais de 50% dos dias do ano, com maior frequência durante o verão e a transição de inverno para verão (agosto-novembro). A passagem da frente de BM é precedida por ventos de NW que mudam para o SE (Oliveira et al., 2003). Sánchez (2017) mostrou que o incremento da nebulosidade e a ocorrência de precipitação associado com a passagem da frente de BM pela RMSP causa uma diminuição do fluxo turbulento de calor sensível e perturba a estrutura dinâmica e termodinâmica da CLU. De acordo com Ribeiro et al. (2018), a advecção de ar marítimo frio e úmido do Oceano Atlântico associado à circulação da BM interrompe o crescimento da CLU e induz a formação de uma CLI termicamente estável. Há também evidências de que a interação da circulação da ICU e a BM sob determinadas

condições sinóticas pode produzir condições de tempo severo sobre a RMSP (Vemado e Pereira Filho, 2016).

Oliveira et al. (2020) estimaram a intensidade da ICU a partir de observações realizadas entre 1 de julho de 2013 e 1 de dezembro de 2014 em três sítios da RMSP característicos da área urbana (SFZ), suburbana (IAG) e rural (ITU). A análise mostrou um padrão bem definido com o valor mínimo ( $\sim 0,5\text{-}2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) ocorrendo entre 0900 e 1300 HL e o máximo ( $\sim 3,5\text{-}5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) entre 1400 e 1700 HL. No entanto, em janeiro e agosto foi observado um máximo secundário ( $\sim 4,5\text{-}6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) durante a noite, mostrando que a ICU em São Paulo pode se comportar de forma similar às cidades localizadas em latitudes mais altas. Eles concluíram que o efeito da BM e a troca de calor urbano modulam a evolução diurna da intensidade da ICU em São Paulo.

Baseado em quatro anos de radiossondagens realizadas diariamente às 2100 HL de setembro de 2009 até agosto de 2013 no ACM, Sánchez et al. (2020) concluíram que a altura máxima da CLU ocorre em maio ( $1632 \pm 96\text{ m}$ ) e a mínima em setembro ( $1061 \pm 77\text{ m}$ ). Este padrão responde à variação sazonal do padrão de nebulosidade associada a distúrbios causados por sistemas sinóticos e de mesoescala na RMSP.

### 3.3. Medições e dados

O presente trabalho está baseado em dados de radiossondagens lançadas no ACM durante as campanhas de campo de 2013 e regularmente duas vezes por dia entre 2009 e 2013, dados de superfície coletados na estação meteorológica PEFI e nas três plataformas micrometeorológicas situadas na RMSP, assim como dados de reanálise ERA5.

#### 3.3.1. Radiossondagens

Foram usados dois conjuntos de perfis verticais de temperatura, umidade, velocidade e direção do vento obtidos a partir de:

- a) 160 radiossondagens realizadas com uma frequência temporal de três horas durante dois períodos de 10 dias consecutivos como parte dos experimentos de verão (19 a 28 de fevereiro) e inverno (6 a 15 de agosto) de 2013 do Projeto MCITY BRAZIL (Oliveira et al., 2020).

- b) 2611 radiossondagens realizadas regularmente duas vezes ao dia às 0900 HL (1200 GMT) e 2100 HL (0000 GMT) entre 1 de setembro de 2009 e 16 de agosto de 2013 (quatro anos).

Todas as sondagens descritas acima foram realizadas no ACM (23°30'32" S; 46°38'04" W; 722 m anm) (Fig. 3.1), usando um sistema de aquisição de dados DIGORA III e radiossondagens modelo RS92-GSP, ambos fabricados pela Vaisala, Inc., Finlândia. Esses sistemas foram criados para realizar sondagens com uma frequência de amostragem de 0,1 Hz (um dado a cada 10 segundos) durante as campanhas de campo de 2013. Antes de 2012, todas as sondagens realizadas diariamente usavam um sistema de aquisição de dados DIGORA II e o modelo de radiossondagens RS92. De acordo com o fabricante, a precisão das radiossondagens da família RS92 é de 0,5 °C para a temperatura do ar, 5% para a umidade relativa e 1 hPa para a pressão atmosférica. A incerteza na velocidade do vento é de 0,15 m s<sup>-1</sup> e na direção do vento é 2°. Um procedimento de verificação do solo ("ground-check") foi realizado utilizando como referência uma estação meteorológica de superfície no ACM. Todas as sondagens usaram um balão de 30 g que foi inflado para compensar a carga de 150 g (radiossonda e paraquedas) e manter uma velocidade inicial de subida de 5,5 m s<sup>-1</sup>. As variações na força de arrasto causada por movimentos turbulentos na CLP e a expansão do balão altera a velocidade de subida (Johansson e Bergström, 2005). Levando em consideração estes efeitos, o erro real da velocidade e direção do vento passa a ser de 1 m s<sup>-1</sup> e 5°, respectivamente (WMO, 2006).

A resolução vertical das radiossondagens realizadas no ACM, estimada como a distância vertical entre dois pontos de medição consecutivos da superfície até 4000 m, é mostrada nas Figuras 3.3a e 3.3b. É notável que a resolução das sondagens lançadas durante as campanhas de campo de 2013 (Fig. 3.3a) foi mais fina do que as sondagens lançadas regularmente entre 2009 e 2013 (Fig. 3.3b). Durante as campanhas de campo, o intervalo de resolução mais frequente foi 61-70 m para as sondagens diurnas e noturnas (correspondendo a 51% e 59%, respectivamente). Para as sondagens regular, o intervalo de resolução mais frequente foi 301-350 m às 0900 (correspondendo a 43% dos casos) e 250-300 m às 2100 HL (correspondendo a 53% dos casos). A resolução vertical média foi 62 e 302 m durante as campanhas de 2013 e no período de sondagens regular, respectivamente.

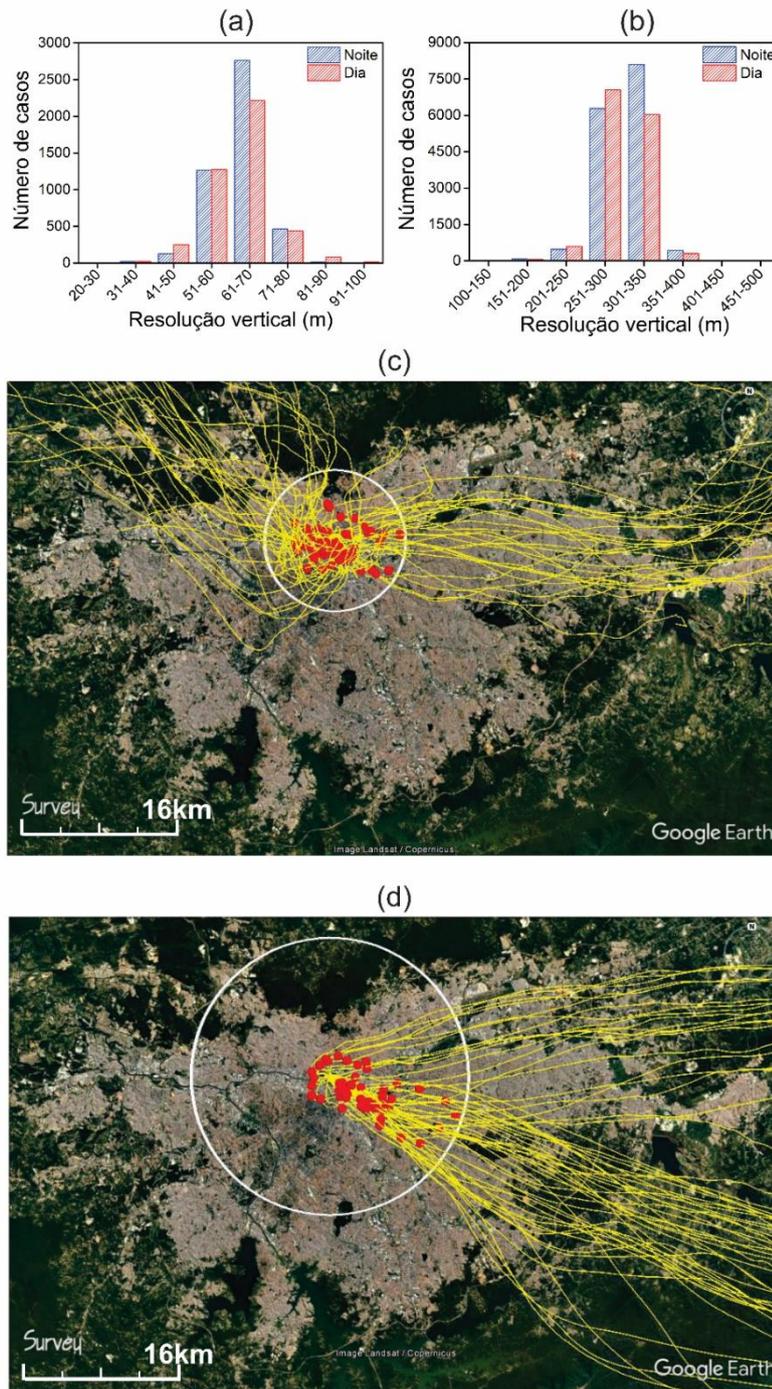
A representatividade espacial das sondagens pode ser acessada a partir das trajetórias dos balões nos primeiros 4000 m após o lançamento. As trajetórias de todas as radiossondagens nas duas campanhas de campo de 2013 são indicadas nas Figuras 3.3c e 3.3d.

A posição dos balões na altura de 4000 m, indicada por bolas vermelhas, mostrou que todas as sondagens estavam localizadas dentro dos limites urbanos. Isso indica que as propriedades dos JBNs descritas no presente trabalho a partir destas radiossondagens são representativas da área urbana da RMSP, desde que as trajetórias dos balões e das massas de ar coincidem. Esta hipótese não é totalmente satisfeita perto da superfície, onde a topografia e o uso do solo podem causar mudanças significativas no campo de vento. Este efeito pode ser mais pronunciado próximo aos limites urbanos. Porém, no caso de uma área urbana muito grande como é a cidade de São Paulo, parece plausível assumir que a maioria das radiossondagens são amostras do ar urbano, uma vez que o ponto de lançamento (ACM) está localizado na área urbana a uma distância aproximada de 7 km do limite urbano (estimado como o raio do círculo branco na Figura 3.3c). Além disso, todas as trajetórias dos balões estão localizadas bem longe da fronteira urbana, como é indicado pelo círculo branco nas Figuras 3.3c e 3.3d.

### **3.3.2. Medidas de superfície**

#### **3.3.2.1. Plataformas micrometeorológicas**

Foram utilizados os dados de velocidade e direção do vento, temperatura e umidade relativa coletados na rede de três plataformas micrometeorológicas em operação na RMSP (PM IAG, “Plataforma Micrometeorológica Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas”; PM SFZ, “Plataforma Micrometeorológica Secretaria da Fazenda”; e PM ITU “Plataforma Micrometeorológica ITUtinga”). Além disso, foram usados os dados de radiação líquida coletados na PM IAG (Tab. 3.1).



**Figura 3.3.** Distribuição de frequência da resolução vertical nos primeiros 4000 m para (a) 160 radiosondagens realizadas em fevereiro e agosto de 2013 e (b) 2611 radiosondagens realizadas entre setembro de 2009 e agosto de 2013. Trajetórias (linhas amarelas) que descrevem as radiosondagens durante as campanhas de campo de (c) 19 a 28 de fevereiro de 2013 e (d) 6-15 de agosto de 2013, no ACM. Os círculos brancos indicam as posições mais distantes no plano X-Y do balão ao atingir 4000 m (pontos vermelhos) (Google Earth). Em (c) e (d) os círculos brancos têm raios de 7 e 14 km.

A PM IAG ( $23^{\circ}33'34''$  S;  $46^{\circ}44'01''$  W; 744 m anm) está situada na porção oeste da cidade de São Paulo, especificamente no campus da Universidade de São Paulo, em uma área

relativamente plana com características suburbanas. Está composta por uma torre de 10 m localizada no centro de uma plataforma de concreto no topo de um prédio de quatro andares, 17 m acima da superfície (Sánchez et al., 2020; Oliveira et al., 2020).

A PM SFZ ( $23^{\circ}33'01''$  S;  $46^{\circ}37'49''$  W; 741 m anm) está situada na Secretaria da Fazenda do Estado de São Paulo, no centro da cidade, em uma área com características estritamente urbanas (Fig. 3.1a). Está composta de uma torre de 10 m montada no centro de uma plataforma metálica no topo de um prédio de 18 andares, 77 m acima da superfície (Oliveira et al., 2020).

A PM ITU ( $23^{\circ}49'32''$  S;  $46^{\circ}30'32''$  W; 760 m anm) está situada em uma área de reflorestamento da Mata Atlântica, no Parque Estadual Itutinga Pilões, localizado ao sul da RMSP (Fig. 3.1a). Consiste em uma torre de 10 m montada no nível da superfície (Oliveira et al., 2020).

A velocidade e direção do vento horizontal foram medidas usando um anemômetro de copa e palhetas modelo 034B, fabricado pela “MetOne Instruments Inc” e configurado a 25,4 m (PM IAG), 85,0 m (PM SFZ) e 9,7 m (PM ITU) acima da superfície. As medições de temperatura do ar e umidade relativa foram realizadas por sensores de temperatura e umidade relativa modelo CS215, fabricados pela “Campbell Sci Inc”, EUA e instalados a 18,7 m (PM IAG), 78,6 m (PM SFZ) e 1,6 m (PM ITU) acima da superfície. As medições de radiação líquida foram realizadas na PM IAG a 7 m acima da plataforma e 24 m acima da superfície, usando um radiômetro líquido modelo CNR4, fabricado pela “Kipp-Zonen” (Tab. 3.1). Essas variáveis foram medidas continuamente com uma frequência de amostragem de 0,5 Hz e armazenadas como média de 5 minutos, após um procedimento de controle de qualidade que remove valores espúrios por mau funcionamento do instrumento e ocorrência de chuva. Uma descrição completa dos procedimentos de controle de qualidade aplicados às medições nos três sítios é descrita em Oliveira et al. (2020).

<b>Tabela 3.1.</b> Características das medidas realizadas nas plataformas micrometeorológicas.			
<b>Parâmetros</b>	<b>PM IAG</b>	<b>PM SFZ</b>	<b>PM ITU</b>
Localização	Universidade de São Paulo	Centro da cidade de São Paulo	Parque Itutinga Pilões
Ocupação do solo	Suburbano	Urbano	Rural
Altura	4 andares (17 m)	18 andares (77 m)	Superfície
Variáveis meteorológicas	<i>VV, DV</i> (25,4 m)	<i>VV, DV</i> (85 m)	<i>VV, DV</i> (9,7 m)
	<i>T, UR</i> (18,7 m)	<i>T, UR</i> (78,6 m)	<i>T, UR</i> 1,6 m
	<i>Rn</i> (24 m)	-	-

As observações de temperatura do ar, umidade relativa, velocidade e direção do vento coletados nas três plataformas micrometeorológicas durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 foram usadas para caracterizar a passagem da BM pela RMSP. É importante destacar que no experimento de fevereiro só estiveram disponíveis as medições na PM IAG. Os dados de radiação líquida coletados na PM IAG foram usados na descrição das condições meteorológicas que prevaleceram durante os dois experimentos e para avaliar a representatividade dos dados de cobertura do céu coletados na estação meteorológica PEFI.

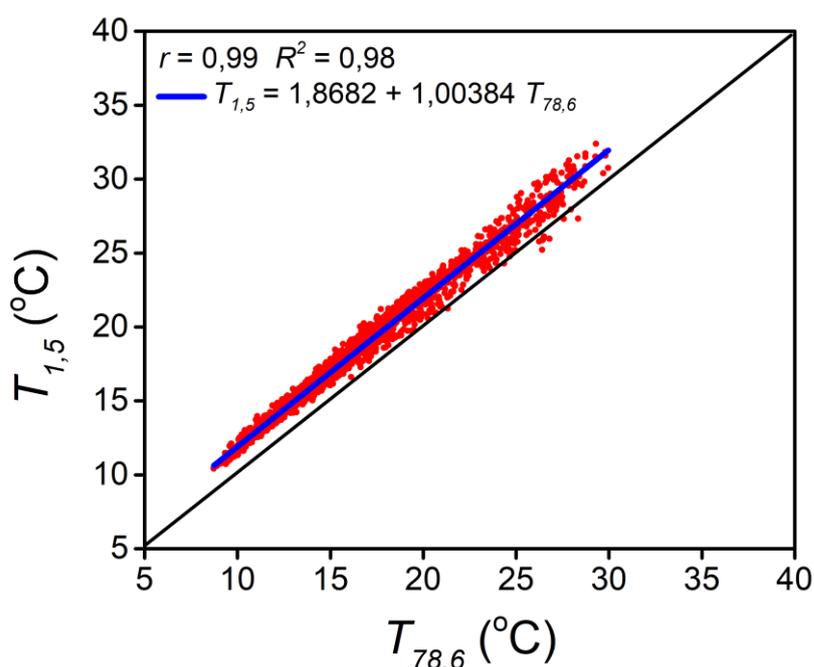
A intensidade da ICU ( $\Delta T$ ) foi estimada na RMSP a partir da diferença da temperatura do ar próximo à superfície entre os sítios urbano ( $T_{urbano}$ ) e rural ( $T_{rural}$ ), respectivamente, PM SFZ e PM ITU, como:

$$\Delta T = T_{urbano} - T_{rural} \quad (3.1)$$

Nesses dois sítios, observações contínuas e simultâneas da temperatura do ar com uma frequência de amostragem de 0,5 Hz e armazenadas como média de 5 minutos foram realizadas desde 4 de julho de 2013. Portanto, a intensidade da ICU só pode ser estimada usando as observações nos locais PM SFZ e PM ITU durante a campanha de campo realizada no inverno de 2013 (6-15 de agosto). Além disso, as medições da temperatura da superfície na PM SFZ começaram apenas em dezembro de 2016. Para estimar a temperatura da superfície na PM SFZ durante o experimento de agosto de 2013, os valores horários de temperatura do ar medidos no topo do prédio (78,6 m) foram extrapolados para a superfície (1,5 m). A extrapolação está baseada na expressão empírica:

$$T_{urbano} = T_{1,5} = 1,868 + 1,004 * T_{78,6} \quad (3.2)$$

Essa expressão foi obtida através de um ajuste de um polinômio de primeira ordem através do diagrama de dispersão da temperatura medida na superfície a 1,5 m ( $T_{1,5}$ ) versus a temperatura medida no topo do prédio a 78,6 m ( $T_{78,6}$ ), simultaneamente durante todos os meses de agosto de 2017 a 2019. Este diagrama de dispersão (Fig. 3.4) mostrou que os valores horários de  $T_{78,6}$  e  $T_{1,5}$  têm uma distribuição linear com um coeficiente de correlação de Pearson  $r = 0,99$  e um coeficiente de determinação  $R^2 = 0,98$ .



**Figura 3.4.** Diagrama de dispersão da temperatura do ar observada no topo ( $T_{78,6}$ ) e na superfície ( $T_{1,5}$ ) no sítio PM SFZ nos meses de agosto de 2017-2019. A linha azul corresponde ao ajuste linear utilizando o método de regressão Theil-Sen.

### 3.3.2.2. Estação meteorológica PEFI

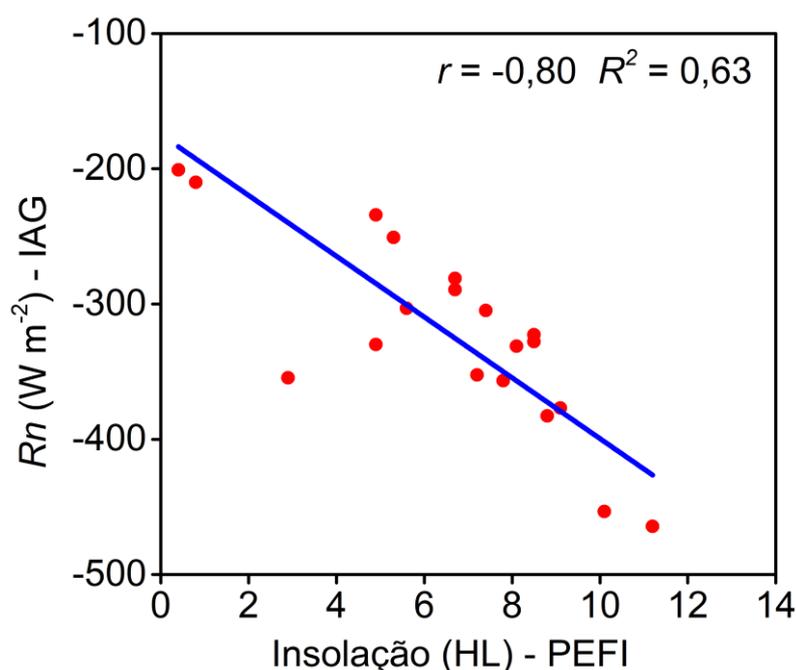
Foram usados os dados de cobertura do céu, temperatura do ar, umidade relativa, velocidade e direção do vento coletados com uma frequência temporal de uma hora e os dados de precipitação acumulada em 24 horas e insolação medidos na estação meteorológica PEFI. Os dados de cobertura do céu estiveram disponíveis entre 0700 e 2400 HL.

A estação PEFI ( $23^{\circ}39'04''$  S;  $46^{\circ}37'20''$  W; 799 m anm) está situada na porção sul da cidade de São Paulo e pertence à Universidade de São Paulo. Nessa estação as observações começaram no ano 1933 (Oliveira et al., 2020).

Os dados coletados na estação PEFI, junto com as imagens de satélite e as cartas sinóticas das 0900 e 2100 HL obtidas dos sites da Marinha do Brasil e do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) foram utilizadas na identificação dos sistemas sinóticos e de mesoescala e na descrição das condições meteorológicas e seu impacto na formação dos JBNs na RMSP durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013.

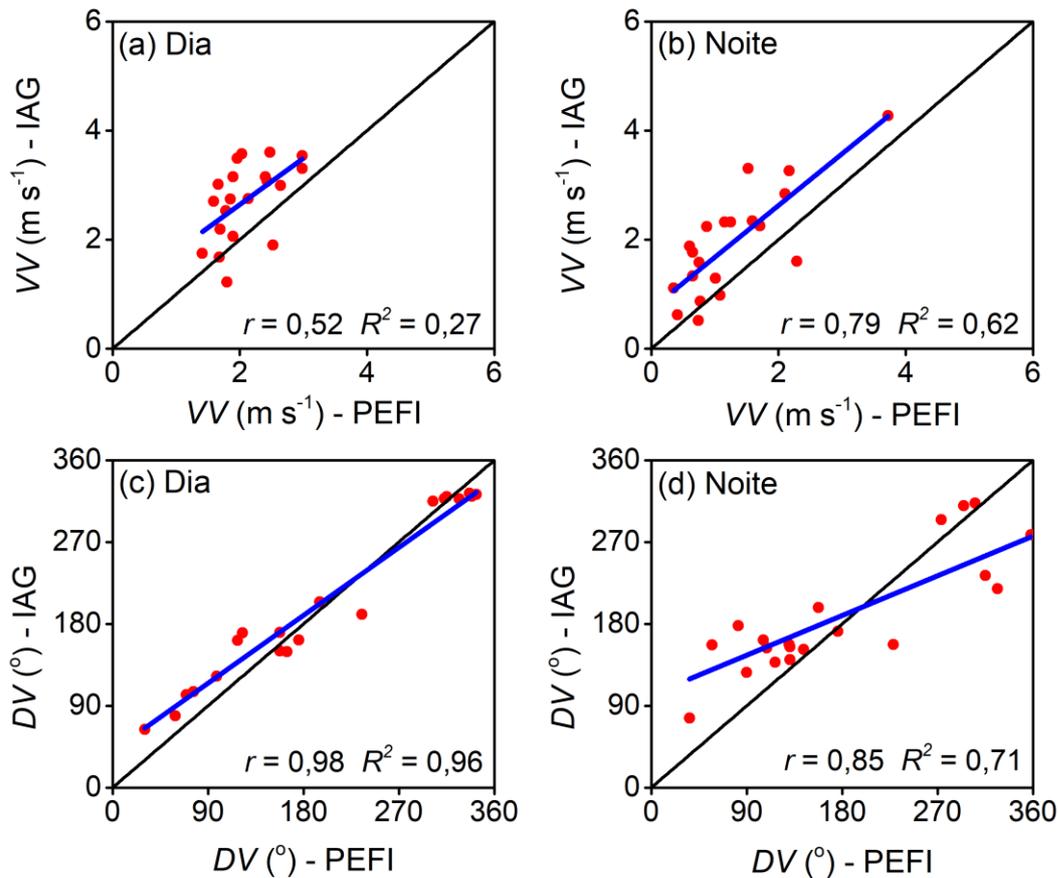
Levando em conta que não existe um critério objetivo definido, a entrada da BM foi determinada quando ocorre simultaneamente: (a) uma diminuição da temperatura do ar; (b) um aumento da umidade relativa e da velocidade do vento; e (c) uma mudança na direção do vento de NE-NW para SE (Oliveira et al., 2003; Ribeiro et al., 2018).

Foi avaliada a representatividade das observações de cobertura do céu realizadas na estação PEFI durante os dois experimentos de 2013 a partir da comparação entre os dados de insolação medidos na estação PEFI e os valores médios de radiação líquida (assumida por convenção negativa para baixo e positiva para cima) medidos na PM IAG durante o período diurno. O coeficiente de determinação entre essas variáveis ( $R^2 = 0,63$ ) mostra que o 63% da variabilidade da radiação líquida pode ser explicada a partir da variabilidade da insolação. A alta correlação ( $r = -0,80$ ) observada indica que as observações de cobertura do céu na estação PEFI podem ser assumidas como representativas da RMSP nas variações de escala diurna (Fig. 3.5). Portanto, os dados de cobertura do céu entre 0700 e 2400 HL na estação PEFI são utilizados para caracterizar a nebulosidade na RMSP (Tabs. 3.3, 3.4).



**Figura 3.5.** Diagrama de dispersão da insolação medida na estação meteorológica PEFI e os valores médios de radiação líquida ( $R_n$ ) medidos na PM IAG no período diurno durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013. O período diurno corresponde a 14 horas durante o verão e 12 horas durante o inverno. A linha azul corresponde ao ajuste linear utilizando o método de regressão Theil-Sen.

Os valores médios de velocidade e direção do vento coletados na estação PEFI também foram comparados com os valores medidos na PM IAG. Os coeficientes de determinação da velocidade do vento ( $R^2 = 0,27; 0,62$ ) mostram que o 27 e 62% da variabilidade observada na PM IAG durante os períodos diurno e noturno, respectivamente, pode ser explicada a partir da variabilidade observada na estação PEFI. Com respeito à direção do vento, o 96 e 71% da variabilidade na PM IAG durante os períodos diurno e noturno, respectivamente, pode ser descrito pela variabilidade na estação PEFI. A correlação entre essas variáveis medidas na estação PEFI e na PM IAG durante os períodos diurno ( $r = 0,54; 0,98$ ) e noturno ( $r = 0,80; 0,72$ ) foi relativamente alta (Fig. 3.6), mostrando que nas variações da escala diurna não existe uma diferença significativa entre as duas estações. Isso pode ser constatado durante a entrada da BM, pois quando ela é detectada na estação PEFI, também é detectada nas três plataformas micrometeorológicas (Figs. 3.12-3.17, C1-C8).



**Figura 3.6.** Diagramas de dispersão da (a-b) velocidade do vento medida na estação PEFI e na PM IAG durante os períodos diurno e noturno; e (c-d) direção do vento medida na estação PEFI e na PM IAG durante os períodos diurno e noturno. Os erros estadísticos são indicados pelas barras horizontais e verticais. Período diurno = Período noturno = 12 horas. A linha azul corresponde ao ajuste linear utilizando o método de regressão Theil-Sen.

### 3.3.3. Vento geostrófico

O vento geostrófico foi avaliado a partir dos dados de altura geopotencial obtidos a cada três horas nos níveis de pressão 925, 900, 875, 850, 825 e 800 hPa do conjunto de dados de reanálise ERA5 (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels?tab= form>) produzidos pelo “European Centre for Medium-Range Weather Forecasts” (ECMWF). A componente zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ ) do vento também foram obtidas do site de reanálise ERA5, com a mesma resolução espacial e temporal. Em ambos os casos o domínio horizontal corresponde a 18-28° S e 41-51° W, com uma resolução horizontal de 0,25° por 0,25°. Na seção 3.6 os ventos geostrófico e real obtidos do reanálise são usados como referência para identificar quando os JBNs observados na RMSP são sub ou super geostrófico e para esclarecer o mecanismo de oscilação inercial.

### 3.4. Metodologia de identificação dos JBNs

Uma variedade de critérios de identificação de JBNs baseados em perfis verticais de vento horizontal foi encontrada na literatura. Na atualidade não existe um critério comumente aceito para identificar JBNs (Kallistratova e Kouznetsov, 2012). Alguns autores consideram um JBN quando um máximo local excede a velocidade do vento acima e abaixo dele por um limiar (“threshold”) de  $1 \text{ m s}^{-1}$  (Kallistratova et al., 2009; Kallistratova e Kouznetsov, 2012; Ruchith e Raj, 2015). Outros autores utilizam um limiar de  $2 \text{ m s}^{-1}$  (Andreas et al., 2000; Karipot et al., 2009). Banta et al. (2002) testaram diferentes valores limiares e encontraram um valor crítico de  $0,5 \text{ m s}^{-1}$ . Alguns autores categorizam os JBNs em termos de intensidade considerando faixas de velocidade máxima do vento entre  $5$  e  $20 \text{ m s}^{-1}$  e limiares entre  $2$  e  $10 \text{ m s}^{-1}$  (Bonner, 1968; Whiteman et al., 1997; Song et al., 2005; Wei et al., 2013, 2014; Arfeuille et al., 2015; Miao et al., 2018). De acordo com Kallistratova e Kouznetsov (2012) os valores limiares, e como consequência a identificação dos JBNs, são sensíveis à resolução vertical das medições de velocidade do vento. Na Tabela 3.2 mostra-se um resumo dos diferentes critérios de identificação de JBNs encontrados na literatura.

Tabela 3.2. Critérios de identificação de JBNs.				
REFERÊNCIA	CRITÉRIO	DEFINIÇÃO		
Banta et al., (2002)	Valor limiar.	Máximo local que é $0,5 \text{ m s}^{-1}$ maior do que a velocidade do vento acima e abaixo dele.		
Kallistratova et al., (2009) Kallistratova e Kouznetsov, (2012)		Máximo local que é $1 \text{ m s}^{-1}$ maior do que a velocidade do vento acima e abaixo dele.		
Ruchith e Raj, (2015)		Máximo local que é $1 \text{ m s}^{-1}$ maior do que a velocidade do vento acima e abaixo dele numa faixa de 200 m de altura.		
Andreas et al., (2000) Karipot et al., (2009)		Máximo local que é $2 \text{ m s}^{-1}$ maior do que a velocidade do vento acima e abaixo dele.		
Bonner, (1968)* Whiteman et al., (1997) Miao et al., (2018)	Quatro classes inclusivas de diferentes tipos de JBNs definindo valores limiares tanto para a velocidade máxima ( $V_{m\acute{a}x}$ ) quanto para a diferença entre $V_{m\acute{a}x}$ e a velocidade mínima acima da altura do JBN ( $\Delta V$ ) até 3000 m de altura.	0	$V_{m\acute{a}x} \geq 10$	$\Delta V \geq 5$
		1	$V_{m\acute{a}x} \geq 12$	$\Delta V \geq 6$
		2	$V_{m\acute{a}x} \geq 16$	$\Delta V \geq 8$
		3	$V_{m\acute{a}x} \geq 20$	$\Delta V \geq 10$
Wei et al., (2013)	Quatro classes inclusivas de diferentes tipos de JBNs definindo valores limiares tanto para $V_{m\acute{a}x}$ quanto para $\Delta V$ até 2000 m de altura.	1	$V_{m\acute{a}x} \geq 6$	$\Delta V \geq 3$
		2	$V_{m\acute{a}x} \geq 10$	$\Delta V \geq 5$
		3	$V_{m\acute{a}x} \geq 14$	$\Delta V \geq 7$
		4	$V_{m\acute{a}x} \geq 20$	$\Delta V \geq 10$
Song et al., (2005)** Arfeuille et al., (2015)	Cinco classes exclusivas de diferentes tipos de JBNs definindo valores limiares tanto para $V_{m\acute{a}x}$ quanto para $\Delta V$ até 2000 m de altura.	Sub-0	$5 \leq V_{m\acute{a}x} < 10$	$2 \leq \Delta V < 5$
		0	$10 \leq V_{m\acute{a}x} < 12$	$5 \leq \Delta V < 6$
		1	$12 \leq V_{m\acute{a}x} < 16$	$6 \leq \Delta V < 8$
		2	$16 \leq V_{m\acute{a}x} < 20$	$8 \leq \Delta V < 10$
		3	$V_{m\acute{a}x} \geq 20$	$\Delta V \geq 10$
Baas et al., (2009)	Valor limiar. Critério de persistência.	Máximo local nos primeiros 500 m de altura que é $2 \text{ m s}^{-1}$ e 25% maior do que o mínimo seguinte. Os dois registros de meia hora vizinhos têm que satisfazer o critério anterior.		

(\*). Não considerou a categoria 0. (\*\*). Não considerou a categoria Sub-0.

### 3.4.1. Critério de identificação de JBNs

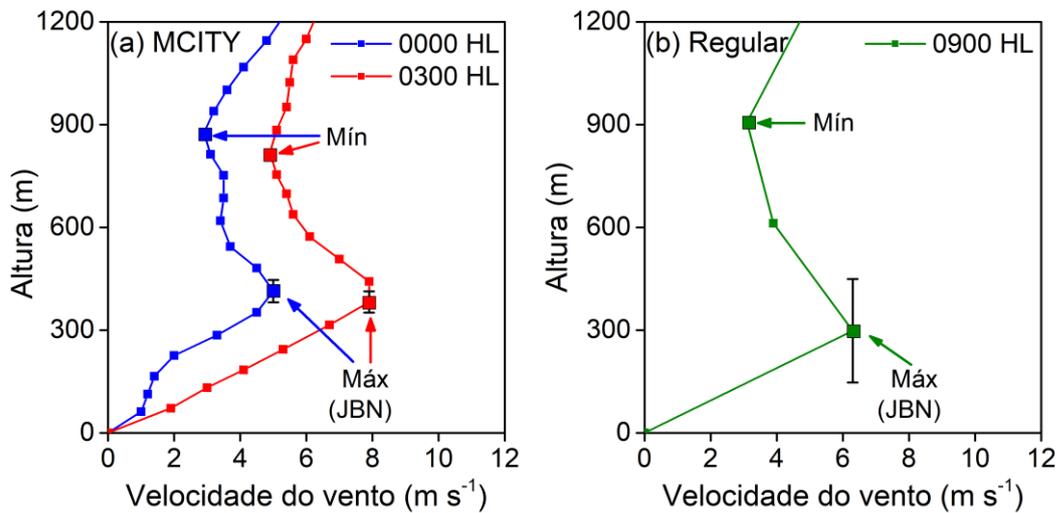
Como indicado acima, todos os critérios para identificar JBNs são adaptados às condições climáticas de cada região e à resolução das medições. De acordo com a análise preliminar feita por Sánchez et al. (2020), no caso da RMSP é mais conveniente usar o critério aplicado por Baas et al. (2009) para identificar JBNs em Cabauw, Holanda (Tab. 3.2). Esta escolha foi baseada no fato de que os JBNs em Cabauw e na RMSP têm altura e intensidade similares. Levando em conta que os JBNs nas regiões urbanas são mais altos e mais fracos do que nas regiões rurais (Kallistratova et al., 2009; Kallistratova e Kouznetsov, 2012), o critério de JBNs rurais aplicado por Baas et al. (2009) foi adaptado para a área urbana da RMSP considerando as seguintes mudanças:

- a) Velocidade do vento máxima do nariz do JBN nos primeiros 1000 m acima da superfície que é maior ou igual a  $2 \text{ m s}^{-1}$ , e 25% mais rápido que o mínimo seguinte.
- b) Só é considerado um evento de JBN quando esse máximo local é observado em pelo menos duas sondagens consecutivas (critério de persistência).

Assim, a definição de JBN proposta por Baas et al. (2009) foi estendida para 1000 m e a diferença entre o máximo e o mínimo de  $2 \text{ m s}^{-1}$  foi substituída por um único limite inferior de  $2 \text{ m s}^{-1}$ , para evitar que pequenas oscilações no perfil vertical de velocidade do vento fossem consideradas como JBNs. Exemplos de JBNs que satisfazem todos os critérios descritos acima são indicados na Figura 3.7a para duas sondagens consecutivas realizadas durante as campanhas de campo de 2013 (MCITY) e na Figura 3.7b para uma sondagem regular (Regular). O critério de persistência é válido apenas para as sondagens do MCITY, uma vez que são realizadas a cada três horas (Fig. 3.7a). Neste caso, um evento de JBN é definido como uma sequência de sondagens nas quais JBNs são detectados em pelo menos duas sondagens consecutivas. No caso das sondagens regular, onde o intervalo entre elas é de pelo menos 12 horas, um evento de JBN foi definido quando:

- a) É detectado simultaneamente às 2100 HL e às 0900 HL do dia seguinte.
- b) É detectado às 2100 HL e não é detectado às 0900 HL do dia seguinte.
- c) É detectado às 0900 HL e não é detectado às 2100 HL da noite anterior.

De acordo com esta classificação é possível ter dois eventos de JBNs durante um único dia.



**Figura 3.7.** Exemplos de estruturas de tipo JBN que satisfazem os critérios objetivos para as sondagens realizadas durante (a) 10 de agosto de 2013 às 0000 HL e 0300 HL (MCITY) e (b) 24 de julho de 2012 às 0900 HL (Regular). As barras verticais indicam a incerteza devido à resolução de 62 m (MCITY) e 302 m (Regular).

Levando em conta que não é possível aplicar estes critérios na inspeção visual de cada perfil vertical de velocidade e direção do vento num conjunto grande de dados, como no caso das 2611 sondagens regular, foi desenvolvido um algoritmo automático para identificar estruturas de tipo JBN e estimar suas propriedades. O algoritmo está baseado nos critérios objetivos explicados anteriormente.

Considerando a variabilidade inerente apresentada pela estrutura vertical do vento na atmosfera inferior, que frequentemente exibe múltiplos máximos, é plausível assumir que a inspeção visual permite identificar os JBNs com maior precisão em comparação com o algoritmo automático (Banta et al., 2002; Kallistratova et al., 2009). No entanto, o algoritmo desenvolvido no presente estudo foi capaz de capturar 89 e 96% dos JBNs, usando, respectivamente, sondagens com resolução vertical fina e grossa. Essas porcentagens surpreendentemente altas estão intrinsecamente relacionadas com os critérios objetivos usados na identificação dos JBNs e com a resolução das sondagens.

De acordo com os critérios adotados aqui, um evento de JBN ocorre quando a diferença entre a velocidade do vento máxima (abaixo de 1000 m) e a mínima seguinte é maior do que 25%. Este critério difere de outros disponíveis na literatura. Por exemplo, Banta et al. (2002) definiram um evento de JBN quando a velocidade máxima do vento em níveis

baixos exibe uma diminuição de pelo menos  $2 \text{ m s}^{-1}$  no próximo nível acima e abaixo do nível do valor pico. Kallistratova et al. (2009) definiram um evento de JBN quando o máximo local excede em  $1 \text{ m s}^{-1}$  a velocidade do vento acima e abaixo. Em comparação com o critério utilizado no presente trabalho, estes critérios são muito restritivos porque utilizam pontos imediatamente adjacentes ao ponto de velocidade máxima do vento. Em nosso caso, o mínimo pode ocorrer em pontos distantes do ponto máximo da velocidade do vento. Por essa razão nosso algoritmo tem uma taxa de sucesso muito maior (89 e 96%) em comparação com o 20% de Kallistratova et al. (2009). A resolução vertical dos perfis de velocidade do vento também contribui para o sucesso do algoritmo de detecção. Qualquer limiar de variação vertical do vento é mais difícil de satisfazer quando a distância vertical entre dois pontos consecutivos é pequena. Banta et al. (2002) usaram dados coletados por lidar Doppler com resolução vertical de 30 m, enquanto Kallistratova et al. (2009) usaram dados coletados por sodar Doppler com resolução vertical de 20 m. Em nosso caso, a resolução vertical das sondagens de resolução fina é 62 m e a resolução grossa é 302 m. A chance de satisfazer nossos critérios é muito maior do que os outros critérios. Nas sondagens com resolução grossa pequenas oscilações são filtradas, reduzindo consideravelmente a principal causa de identificação errada. Portanto, o desempenho do algoritmo para as sondagens de alta resolução é bom (89%), mas, não é tão bom comparado com as sondagens com resolução grossa (96%). O desempenho do algoritmo é analisado em mais detalhes na seção seguinte.

No presente estudo foi aplicado o algoritmo de detecção nos perfis verticais de velocidade e direção do vento obtidos das radiossondagens realizadas a cada três horas durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 e regularmente duas vezes por dia do 1 de setembro de 2009 até o 16 de agosto de 2013. Posteriormente foram estimadas as principais propriedades dos JBNs: altura ( $Z_{JBN}$ ), intensidade ( $V_{JBN}$ ) e direção ( $D_{JBN}$ ). A altura do JBN corresponde ao nível, acima da superfície, onde ocorre o primeiro máximo no perfil vertical de velocidade horizontal. A intensidade e direção do JBN correspondem, respectivamente, aos valores da velocidade e direção do vento horizontal na altura do JBN.

### 3.4.2. Validação do algoritmo de detecção

O algoritmo de detecção foi validado comparando sua capacidade de identificar as propriedades dos JBNs ( $Z_{JBN}$ ,  $V_{JBN}$  e  $D_{JBN}$ ) com a inspeção visual através da análise de dois conjuntos de dados com resolução diferente: 80 sondagens com resolução fina (~62 m)

realizadas durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 (Figs. 3.8a, c, e) e 85 sondagens com resolução grossa (~302 m) realizadas durante junho-agosto de 2012 (Figs. 3.8b, d, f).

A comparação é feita usando três parâmetros estatísticos: Erro Médio (“Mean Bias Error”, indicado por “*MBE*”), Raiz Quadrada do Erro Quadrático Médio (“Root Mean Square Error”, indicado por “*RMSE*”) e Índice de concordância (“Index of Agreement of Willmott”, indicado por “*d*”). Estes parâmetros são estimados da seguinte forma:

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - E_i) \quad (3.3)$$

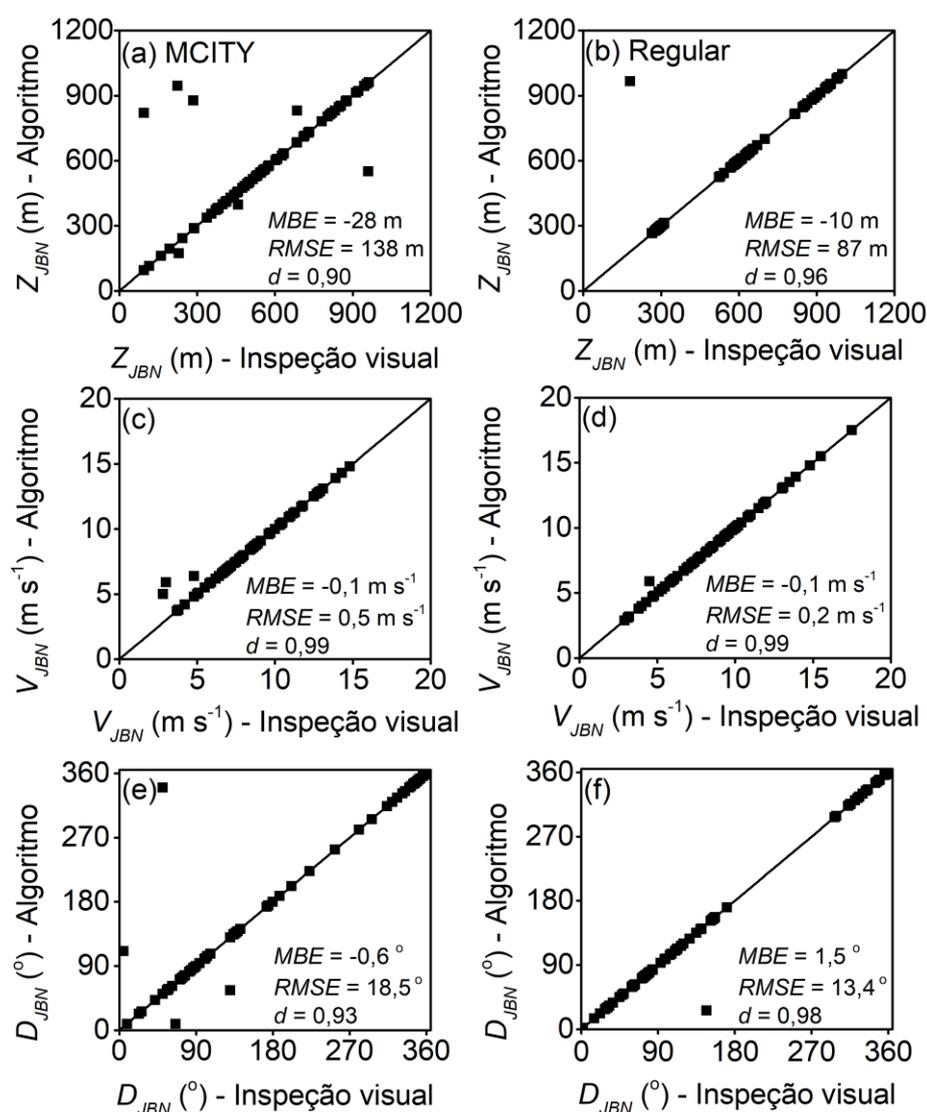
$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - E_i)^2} \quad (3.4)$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (3.5)$$

Onde  $O_i$  e  $E_i$  representam os valores observados (inspeção visual) e estimados (algoritmo de detecção) das propriedades dos JBNs respectivamente,  $\bar{O}$  representa a média dos valores observados e  $N$  o número total de valores.

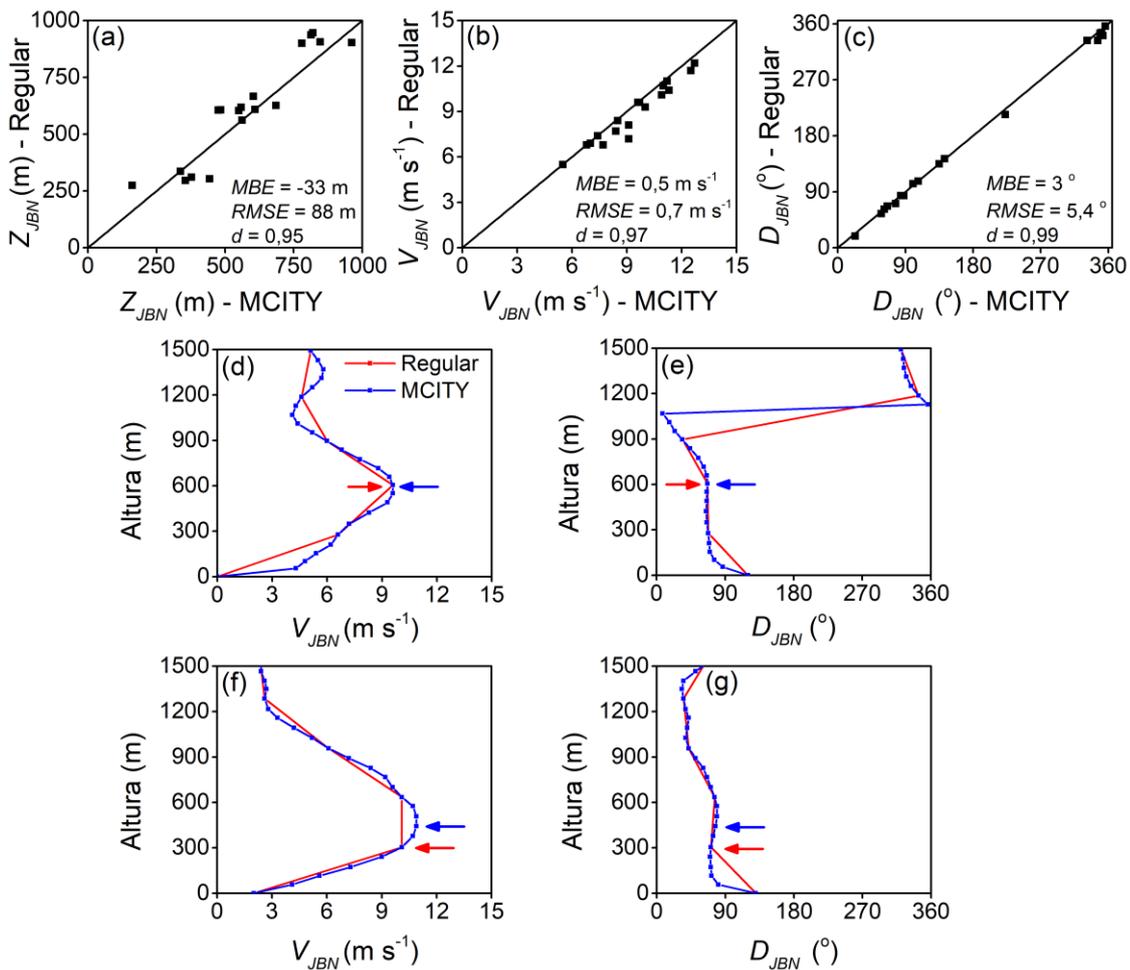
A melhor combinação destas métricas é pequenos valores absolutos de *MBE* e *RMSE*, e valores de *d* próximos a 1. Neste caso, *MBE* negativo indica que as propriedades dos JBNs detectadas pelo algoritmo superestimam as propriedades estimadas através da inspeção visual.

Em geral, o algoritmo tem um excelente desempenho para todas as propriedades dos JBNs (Fig. 3.8). Foi observada uma melhor concordância entre a inspeção visual e o algoritmo de detecção usando sondagens com uma resolução grossa para estimar  $Z_{JBN}$  e  $D_{JBN}$ . Para  $Z_{JBN}$ , o *MBE*, *RMSE* e *d* são, respectivamente, -28 m (-10 m), 138 m (87 m) e 0,90 (0,96) para as sondagens MCITY (regular). Para  $D_{JBN}$ , o *MBE*, *RMSE* e *d* são -0,6° (1,5°), 18,5° (13,4°) e 0,93 (0,98) para as sondagens MCITY (regular). Por outro lado, para  $V_{JBN}$  a concordância foi igualmente excelente para as sondagens MCITY e regular. Estes resultados indicam que o algoritmo proposto pode ser usado com boa precisão para identificar as propriedades dos JBNs, independentemente da resolução vertical das sondagens.



**Figura 3.8.** Diagramas de dispersão de altura, intensidade e direção dos JBNs estimados pela inspeção visual e o algoritmo a partir das radiossondagens realizadas durante (a), (c), (e) as duas campanhas de campo de 2013 (MCITY) e (b), (d), (f) regularmente de junho a agosto de 2012 (Regular).

Para ilustrar o impacto da resolução vertical das sondagens,  $Z_{JBN}$ ,  $V_{JBN}$  e  $D_{JBN}$  são estimados através da aplicação do algoritmo de detecção simultaneamente em sondagens com resolução vertical fina (MCITY) e grossa (Regular) realizadas durante os experimentos de 2013 (Fig. 3.9). Essa comparação foi possível porque as sondagens com resolução grossa também estavam disponíveis durante as campanhas de campo. Foi observada uma excelente concordância entre o desempenho do algoritmo usando resolução grossa e fina (Fig. 3.9a-c).



**Figura 3.9.** Diagramas de dispersão de (a) altura, (b) intensidade e (c) direção dos JBNs estimados pelo algoritmo. Perfis verticais de (d) velocidade, e (e) direção do vento no dia 28 de fevereiro de 2013 às 0900 HL. Perfis verticais de (f) velocidade, e (g) direção do vento no dia 7 de agosto de 2013 às 0900 HL. As sondagens com resolução fina e grossa são indicadas por azul e vermelho, respectivamente. As setas em (d)-(g) indicam a altura do JBN.

Usando as sondagens MCITY como referência, o algoritmo estimou  $Z_{JBN}$ ,  $V_{JBN}$  e  $D_{JBN}$ , com  $MBE$  igual a  $-33\text{m}$ ,  $0,5\text{ m s}^{-1}$  e  $3^\circ$ ,  $RMSE$  igual a  $88\text{ m}$ ,  $0,7\text{ m s}^{-1}$  e  $5,4^\circ$ , e  $d$  igual a  $0,95$ ,  $0,97$  e  $0,99$ , respectivamente (Fig. 3.9). Estes resultados mostram que as propriedades dos JBNs são ligeiramente sensíveis à resolução das radiossondagens. Em geral, a aplicação do algoritmo às sondagens com resolução grossa superestima  $Z_{JBN}$  ( $MBE < 0$ ) e subestima  $V_{JBN}$  e  $D_{JBN}$  ( $MBE > 0$ ) com relação às sondagens com resolução fina. A excelente concordância entre as propriedades dos JBNs usando resolução vertical fina e grossa pode ser verificada nas sondagens do dia 28 de fevereiro de 2013 às 0900 HL (Fig. 3.9d, e) e do dia 7 de agosto de 2013 às 0900 HL (Fig. 3.9f, g). No primeiro caso,  $Z_{JBN}$ ,  $V_{JBN}$  e  $D_{JBN}$  obtidas com resolução vertical fina e grossa coincidem (Fig. 3.9d, e). No segundo caso,  $Z_{JBN}$  e  $V_{JBN}$  estimadas com resolução grossa são  $139\text{ m}$  e  $0,8\text{ m s}^{-1}$  inferiores à resolução fina, enquanto as  $D_{JBN}$  são semelhantes.

### 3.4.3. Impacto da resolução vertical nas propriedades dos JBNs

Embora as análises realizadas nas subseções anteriores indiquem que o algoritmo de detecção de JBNs desenvolvido neste estudo tem um desempenho bastante satisfatório para estimar as propriedades dos JBNs, usando resolução fina ou grossa, eles também indicaram que a resolução das sondagens afeta a precisão das propriedades dos JBNs.

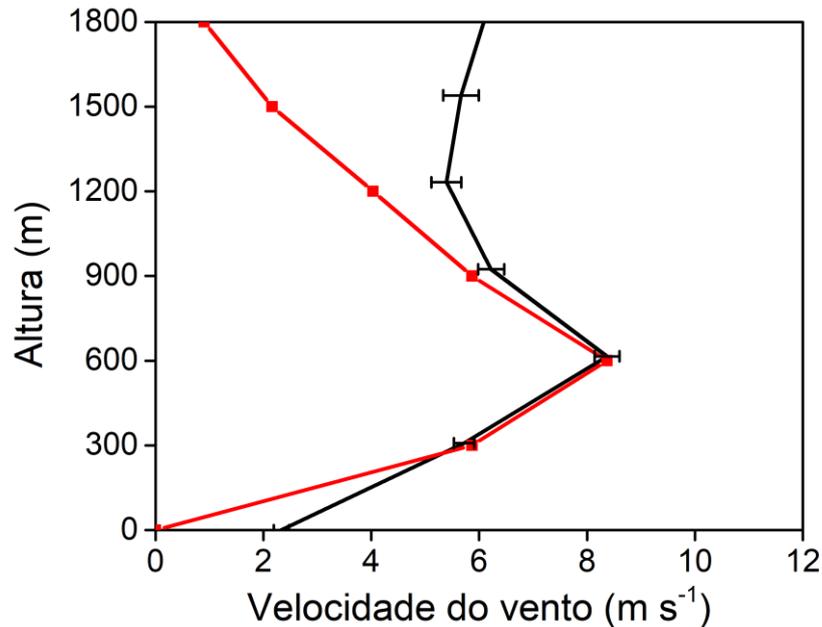
O maior impacto está na precisão de  $Z_{JBN}$ . No caso das sondagens de resolução fina MCITY, a incerteza de  $Z_{JBN}$  é igual a 62 m, que é a resolução média das sondagens. Da mesma forma, no caso das sondagens regular, a incerteza de  $Z_{JBN}$  é igual a 302 m. Portanto, a precisão de  $Z_{JBN}$  é igual a  $\pm 151$  m para as sondagens regular (resolução grossa) e  $\pm 31$  m para as sondagens MCITY (resolução fina) (Fig. 3.7).

Por outro lado, o impacto da resolução das sondagens na precisão das outras propriedades, como são  $V_{JBN}$  e  $D_{JBN}$ , depende das características específicas de cada JBN. Intuitivamente, se o JBN tem uma extensão vertical maior do que a faixa de resolução das sondagens, o algoritmo produz valores bastante precisos de  $V_{JBN}$ . De fato, os JBNs observados durante as campanhas de campo em 2013 têm uma largura média de  $816,9 \pm 36$  m, consideravelmente maior do que a faixa de resolução das sondagens de 302 m. Portanto, neste caso específico será assumido que a resolução das sondagens tem um impacto mínimo sobre  $V_{JBN}$ , e a incerteza é igual ao erro de medição da velocidade do vento de  $1 \text{ m s}^{-1}$  (Sánchez et al., 2020).

Do mesmo jeito, o impacto da resolução das sondagens na precisão de  $D_{JBN}$  depende da intensidade do cisalhamento direcional dos JBNs. Observações durante as campanhas de campo de 2013 indicam que os JBNs com largura média de  $816,9 \pm 36$  m exibem um cisalhamento direcional médio de  $40 \pm 3^\circ$ . Portanto, parece plausível assumir que o impacto da resolução vertical resulta em uma precisão de  $\pm 20^\circ$  na  $D_{JBN}$ .

Essas inferências sobre o impacto da resolução das sondagens nas propriedades dos JBNs são baseadas em uma análise estatística das diferenças entre os valores teóricos e aqueles produzidos pelo algoritmo (Apêndice B). Foram feitos três testes variando a largura (400, 600, 800 m) de um JBN simétrico Gaussiano em uma grade espacial de tamanho constante e com uma resolução vertical de 300 m, que é similar à resolução das sondagens regular (Figura B1-B3). A Figura 3.10 mostra os perfis verticais do JBN Gaussiano usado na análise e do JBN médio do mês de agosto entre 2009-2013. O JBN Gaussiano foi desenhado

de tal forma que sua intensidade máxima seja igual à intensidade máxima do JBN médio observado. Observa-se que o JBN Gaussiano é uma boa representação do JBN médio observado. A partir dos testes foi verificado que a diferença entre a velocidade do JBN estimado pelo algoritmo e do JBN teórico é inferior a  $1 \text{ m s}^{-1}$  em todos os casos, podendo concluir que a resolução das sondagens tem pouco impacto na intensidade dos JBNs (Figura B4).



**Figura 3.10.** Perfis verticais do JBN Gaussiano idealizado (linha vermelha) e o JBN médio durante agosto de 2009-2013 (linha preta). As barras horizontais indicam o erro estatístico da velocidade do vento.

### 3.5. Efeitos sinóticos e de mesoescala

Estudos observacionais mostraram que sistemas sinóticos e de mesoescala podem modular os JBNs (Andreas et al., 2000; Karipot et al., 2009; Wei et al., 2013; Emeis, 2014b).

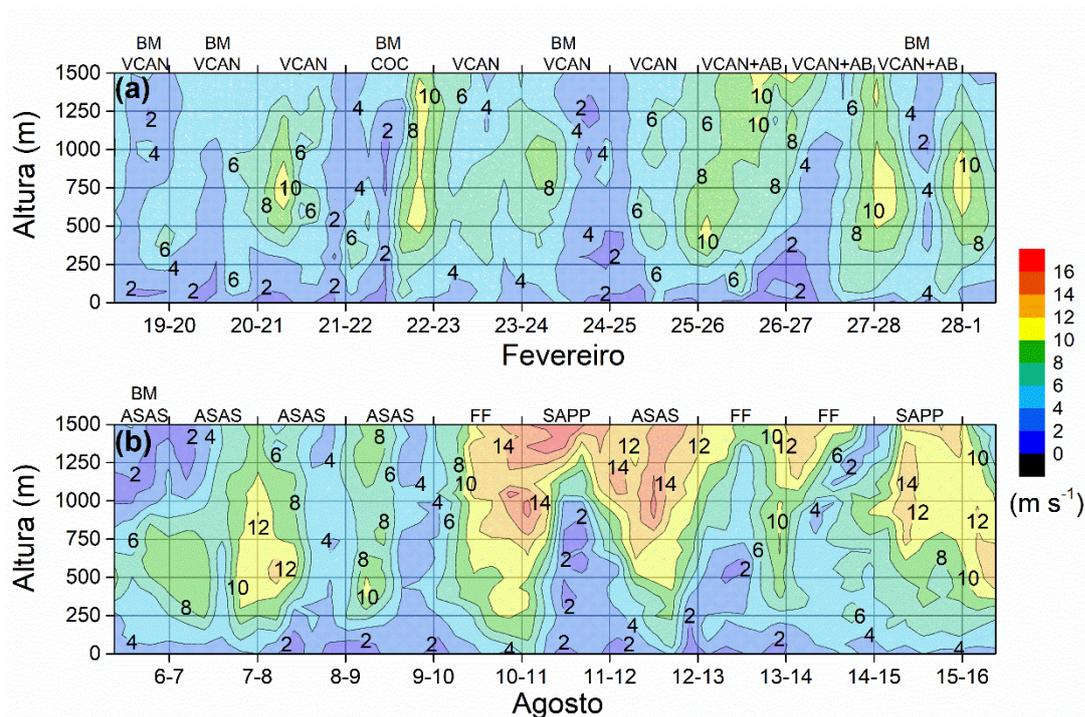
De acordo com Wei et al. (2013), a baroclinicidade induzida pelo contraste térmico continente-oceano e a persistente distribuição de pressão na escala sinótica desempenham um papel importante na formação e intensidade dos JBNs nas regiões costeiras da RPC. Eles encontraram uma correlação positiva entre o contraste térmico continente-oceano e a frequência dos JBNs. Resultados similares obtidos por Karipot et al. (2009) mostraram que o contraste térmico continente-oceano e a força e orientação do gradiente de pressão superficial influenciam a frequência e intensidade dos JBNs na Flórida, EUA. Por outro lado, Emeis (2014b) verificou que existe uma estreita relação entre a ocorrência dos JBNs em Hannover,

Alemanha, e determinados padrões sinóticos e mostraram que os JBNs são mais frequentes quando as condições sinóticas são dominadas por anticiclones.

O impacto dos sistemas sinóticos e de mesoescala na evolução diurna da velocidade do vento nos primeiros 1500 m na RMSP durante os dois experimentos de 2013 é mostrado na Figura 3.11. Em geral, os JBNs ocorrem durante noites de céu limpo ou parcialmente nublado e em presença de ventos fracos na superfície. Estas condições são mais frequentemente observadas sob a influência de sistemas sinóticos que induzem subsidência e circulação anticiclônica na RMSP, como o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), ASAS e o Sistema de Alta Pressão Pós-frontal (SAPP).

Os VCAN são sistemas que se originam na troposfera alta na vizinhança da costa nordeste do Brasil com uma maior frequência durante o verão (Kousky e Gan, 1981; Mishra et al., 2001; Mishra et al., 2007; Cavalcanti et al., 2009). Apresentam um centro de pressão relativamente baixa, onde ocorre subsidência que permite o transporte de ar frio e seco dos níveis altos para os níveis médios da troposfera. A interação da circulação do VCAN com a circulação da Alta da Bolívia (AB) gera difluência do escoamento na região de transição e, como consequência, movimentos verticais ascendentes e instabilidade (Mishra et al., 2007; Cavalcanti et al., 2009). A ASAS é um anticiclone semipermanente que tem uma variação sazonal. Durante o inverno ocupa uma área maior e se estende até a região sudeste do Brasil, provocando dias de céu claro e limitando a precipitação sobre esta região. Durante o verão a ASAS se afasta da costa brasileira e sua circulação contribui para o transporte de umidade do Oceano Atlântico para o continente, o qual favorece a ocorrência de precipitação (Cavalcanti et al., 2009; Sun et al., 2017). Por outro lado, os SAPP são sistemas de alta pressão que se acham na retaguarda das FF e se caracterizam por serem massas de ar frio e denso que favorecem a ocorrência de dias ensolarados e temperaturas baixas (Cavalcanti et al., 2009; de Jesus et al., 2016; Foss et al., 2017).

Estes sistemas sinóticos prevaleceram durante oito noites com eventos de JBN no experimento de fevereiro (19-20, 20-21, 21-22, 23-24, 24-25, 25-26, 27-28, 28-1, Fig. 3.11a) e em sete noites no experimento de agosto (6-7, 7-8, 8-9, 9-10, 11-12, 12-13, 15-16, Fig. 3.11b), como vai ser descrito nas próximas seções.



**Figura 3.11.** Evolução temporal da velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) na RMSP durante os experimentos de (a) fevereiro, e (b) agosto do Projeto MCITY BRAZIL em 2013. Os símbolos no topo correspondem a: VCAN = Vórtice Ciclônico de Altos Níveis; BM = Brisa Marítima; COC = Cavado de Onda Curta; AB = Alta da Bolívia; SAPP = Sistema de Alta Pressão Pós-frontal; ASAS = Alta Subtropical do Atlântico Sul; FF = Frente Fria.

### 3.5.1. Experimento de verão

A seguir apresenta-se uma descrição dos sistemas de escala sinótica e de mesoescala que influenciaram na ocorrência e evolução dos JBNs na RMSP durante o experimento de verão (19 a 28 de fevereiro) de 2013.

#### 3.5.1.1. Sistemas de escala sinótica

Embora condições favoráveis de escala sinótica tenham prevalecido em oito das dez noites do experimento, nove eventos de JBN foram detectados durante o experimento do verão (Fig. 3.11a). As condições de céu claro (dois) e parcialmente nublado (cinco) foram observadas durante sete noites (19-20, 20-21, 21-22, 24-25, 25-26, 27-28 e 28-01) e estão associadas à subsidência induzida pela presença de um VCAN semi-estacionário posicionado ao nordeste da RMSP (Tab. 3.3). Com exceção da noite 24-25 de fevereiro, estes eventos de JBN atingiram uma intensidade máxima entre 0000 e 0600 HL, variando de 7,7 a 13,1  $\text{m s}^{-1}$ . A altura desses JBNs no momento em que atingiram a intensidade máxima oscilou entre 372 e 831 m e a direção foi do quadrante NW-NE. Os JBNs começaram entre 1800 e 0000 HL e duraram entre 6 e 18 horas.

O evento ocorrido durante a noite 24-25 de fevereiro difere dos eventos típicos de verão descritos acima porque sua intensidade máxima ( $8,0 \text{ m s}^{-1}$ ) ocorreu às 1500 HL, soprando do NW numa altura de 383 m (Tab. 3.3). Não há uma razão clara para este máximo no meio da tarde, pois no dia 25 não teve passagem da BM pela RMSP. Nesse dia o valor médio de radiação líquida foi  $-377 \text{ W m}^{-2}$ , a insolação foi 9,1 horas e não teve ocorrência de precipitação.

Durante esses eventos de JBN a cobertura do céu oscilou entre 1/8 e 7/8 e a radiação líquida média variou entre 35 e  $61 \text{ W m}^{-2}$ . Os maiores valores de cobertura do céu foram observados nas noites 24-25 e 25-26, mas a maior parte dessa nebulosidade foi nuvens altas. Durante todos os períodos noturnos no experimento predominaram ventos fracos na superfície inferiores a  $2,2 \text{ m s}^{-1}$  (Tab. 3.3).

Apesar da influência do VCAN, a presença de nuvens durante os eventos de JBN nas noites 27-28 de fevereiro e 28 de fevereiro-01 de março foi devido à divergência horizontal em altos níveis, induzida pela interação da circulação da AB com o VCAN. Esta difluência provoca divergência de massa no nível de 250 hPa e induz convergência nas camadas mais baixas da troposfera, o que favorece a formação de nuvens. A circulação da AB foi particularmente forte no dia 26 de fevereiro produzindo 39 mm de precipitação na RMSP e, como consequência, nenhum evento de JBN foi observado na noite 26-27 de fevereiro. O valor médio de radiação líquida durante a noite foi  $26 \text{ W m}^{-2}$  (Tab. 3.3), evidenciando a presença de abundante nebulosidade. Entretanto, este distúrbio que favoreceu a instabilidade e ocorrência de precipitação durante 26-27 de fevereiro diminuiu progressivamente e eventos de JBNs foram observados durante os períodos noturnos 27-28 de fevereiro e 28 de fevereiro-01 de março. Durante essas duas noites o céu permaneceu parcialmente nublado (6/8 e 4/8), o que possibilitou o desenvolvimento dos eventos de JBN.

Diferentemente dos eventos típicos de verão, condições com abundante nebulosidade (8/8) predominaram durante a noite 22-23 de fevereiro e nenhum evento de JBN foi observado. Entretanto, de acordo com os critérios descritos na seção 3.4, um evento de JBN foi observado durante o dia 22 de fevereiro, que começou às 1500 HL e durou 3 horas (Tab. 3.3). Este evento ocorreu sob condições sinóticas perturbadas causadas pela presença de um cavado de onda curta (COC) em níveis altos, que gerou convergência em sua dianteira. Durante o dia 22 a insolação foi 6,7 horas e o valor médio de radiação líquida ( $-281 \text{ W m}^{-2}$ ) foi inferior ao valor médio observado durante todo o experimento ( $-353 \text{ W m}^{-2}$ ). Esse evento

de JBN esteve provavelmente associado com a passagem da BM pela RMSP durante a tarde. Ele atingiu uma intensidade máxima de  $13,1 \text{ m s}^{-1}$  às 1800 HL, soprando de componente S numa altura de 624 m (Tab. 3.3). Após as 1800 HL, as condições atmosféricas sob a RMSP se tornaram muito instáveis devido à combinação da BM e o COC em níveis altos, produzindo 23,7 mm de precipitação e inibindo o desenvolvimento do JBN durante a noite. Devido à abundante nebulosidade durante a noite, o valor médio de radiação líquida foi  $15 \text{ W m}^{-2}$ , o qual foi bem menor do que o valor médio ( $41 \text{ W m}^{-2}$ ) observado durante os 10 dias do experimento.

Embora o evento de JBN na noite 23-24 de fevereiro tenha ocorrido em condições sinóticas associadas ao VCAN, ele difere dos eventos típicos de verão porque ocorreu em condições de nebulosidade resultante da passagem do COC durante o dia anterior. A partir da meia noite a nebulosidade diminuiu progressivamente e, apesar de que a cobertura de nuvens durante o dia 24 foi 7/8, a maior parte da nebulosidade esteve composta de nuvens altas. Os valores médios de radiação líquida durante os períodos noturno e diurno foram, respectivamente,  $22 \text{ W m}^{-2}$  e  $-383 \text{ W m}^{-2}$ . O JBN atingiu uma intensidade máxima de  $10,4 \text{ m s}^{-1}$  às 0600 HL, soprando de componente NE numa altura de 922 m. Esse evento de JBN começou às 1800 HL do dia 23 e durou 21 horas (Tab. 3.3).

**Tabela 3.3.** Sistemas sinóticos e de mesoescala atuando na RMSP durante o experimento de verão (19 a 28 de fevereiro de 2013) do Projeto MCITY BRAZIL.

Experimento	Noite	JBN					Condições meteorológicas prevalentes	Sistema sinótico prevalente	Dia	Entrada da BM (HL)	Precipitação (mm)	Insolação (horas)	Cobertura do céu <sup>R</sup> (okta)		Radiação líquida <sup>I</sup> (W m <sup>-2</sup> )		Velocidade (m s <sup>-1</sup> ) e direção (°) do vento horizontal	
		Início (HL) e duração (horas)	Máximo										Diurno	Noturno	Diurno	Noturno	Diurno	Noturno
			Hora local (HL)	Z <sub>JBN</sub> (m)	V <sub>JBN</sub> (m s <sup>-1</sup> )	D <sub>JBN</sub> (°)												
Verão (Fevereiro)	19-20	2100 9	0000	379	7,7	42	Parcialmente nublado e vento fraco	VCAN	19	1200	1,4	6,7	5	6	-289	42 <sup>A</sup>	1,4±0,2 123±27	1,1±0,2 57±10
	20-21	2100 12	0600	728	13,1	360	Céu limpo e vento fraco	VCAN	20	1400	0	10,1	1	1	-453 <sup>A</sup>	58 <sup>A</sup>	1,7±0,1 70±13	0,6 ±0,1 131±8
	21-22	0000 6	0300	372	8,6	281	Céu limpo e vento fraco	VCAN	21	-	0	11,2	2	3	-464 <sup>A</sup>	61 <sup>A</sup>	2,4±0,3 315±18	1,0±0,2 274±20
	22-23	1500 3	1800	624	13,1	173	Nublado e vento fraco	COC	22	1200	23,7	6,7	4	8	-281	15	1,8±0,2 195±18	1,2±0,1 144±6
	23-24	1800 21	0600	922	10,4	56	Nublado e vento fraco	VCAN	23	-	4,6	0,8	8	8	-210	22	1,7±0,2 165±4	0,8 ±0,1 117±5
	24-25	2100 18	1500	383	8,0	314	Parcialmente nublado <sup>H</sup> e vento fraco	VCAN	24	1300	14,7	8,8	7	8	-383 <sup>A</sup>	35	1,9±0,1 76±14	0,7±0,1 228±22
	25-26	1800 6	0000	410	12,8	326	Parcialmente nublado <sup>H</sup> e vento fraco	VCAN	25	-	0,1	9,1	3	7	-377 <sup>A</sup>	52 <sup>A</sup>	2,5±0,2 313±7	1,6 ±0,2 305±4
	26-27	-	-	-	-	-	Nublado e vento fraco	VCAN +AB	26	-	39,0	7,2	4	8	-352	26	2,6±0,3 302±14	0,7±0,2 158±0,1
	27-28	1800 18	0600	804	11,0	72	Parcialmente nublado e vento fraco	VCAN +AB	27	-	0,1	2,9	7	6	-355 <sup>A</sup>	37	1,6±0,2 158±6	1,5±0,1 90±6
	28-01	1800 15	0300	831	11,7	90	Parcialmente nublado e vento fraco	VCAN +AB	28	1400	0	4,9	6	4	-330	48 <sup>A</sup>	2,0±0,2 98±11	2,2±0,2 82±8

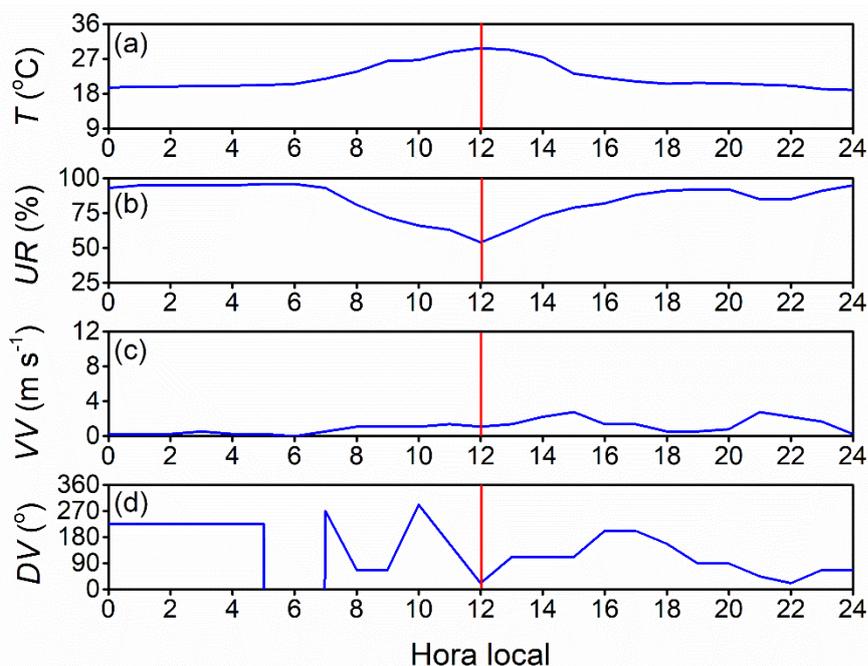
(<sup>H</sup>) = nuvens altas. (<sup>R</sup>) Período diurno = 0700-1800 HL e noturno = 1800-2400 HL. (<sup>I</sup>) Período diurno = 0600-1800 HL e noturno = 1800-0600 HL. Precipitação, insolação, cobertura do céu e velocidade e direção do vento foram medidas na estação meteorológica PEFI. Radiação líquida foi medida na PM IAG (Oliveira et al., 2020). (<sup>A</sup>) Valores diurno e noturno superiores aos valores médios observados durante o experimento de fevereiro (-353 W m<sup>-2</sup>; 41 W m<sup>-2</sup>) na PM IAG. A convecção do sinal adotado é positiva (negativa) sempre que o fluxo de energia é ascendente (descendente) com respeito à superfície.

### 3.5.1.2. Sistemas de mesoescala

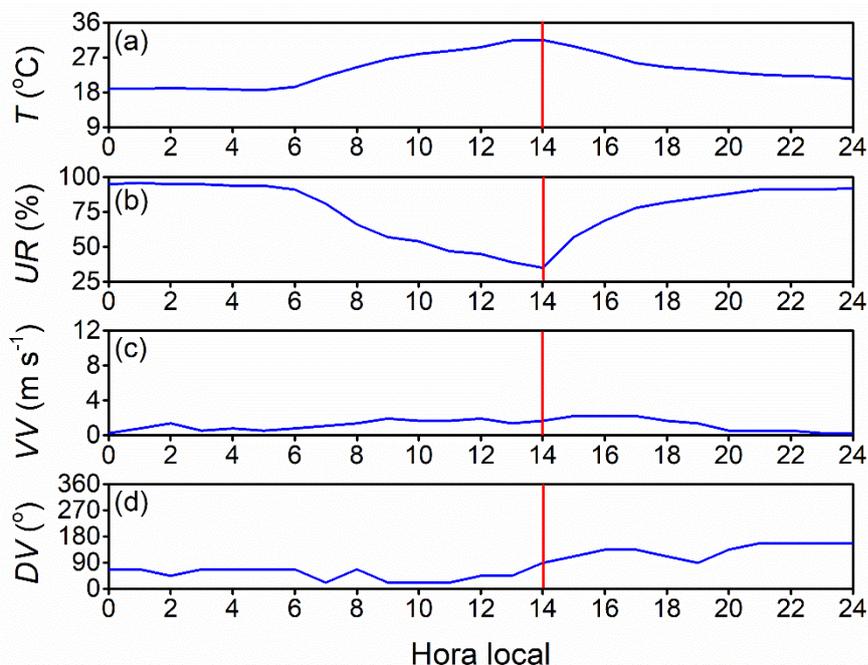
Durante o experimento de verão, as condições sinóticas que favoreceram os eventos de JBN também fomentaram a circulação da BM na RMSP. Por exemplo, nos dias 19, 20, 22, 24 e 28 de fevereiro (Tab. 3.3), as condições de céu claro ou parcialmente nublado e ventos na superfície fracos durante o dia favoreceram a circulação da BM no início da tarde na RMSP, mudando a direção do vento na superfície para SE, aumentando a umidade e a velocidade do vento e diminuindo a temperatura. Entretanto, durante o verão, a circulação da BM contribuiu para aumentar a nebulosidade durante a tarde na RMSP.

Nas Figuras 3.12 a 3.16 se mostra a evolução diurna da temperatura do ar, umidade relativa, velocidade e direção do vento medidas na estação de superfície PEFI durante os cinco dias em que teve passagem da BM pela RMSP no experimento de verão de 2013. Observa-se que a passagem da BM pela estação PEFI ocorreu entre 1200 e 1400 HL, provocando uma mudança dessas variáveis, conforme discutido acima. É importante destacar que apesar de que no dia 27 de fevereiro ocorreu uma pequena mudança dessas variáveis na estação PEFI, não foi observado esse comportamento na PM IAG, pelo qual se desconsiderou como um caso de BM. Nas Figuras C1-C5 do Apêndice C pode ser visualizada a evolução diurna dessas variáveis meteorológicas durante os eventos de BM do experimento de verão na PM IAG.

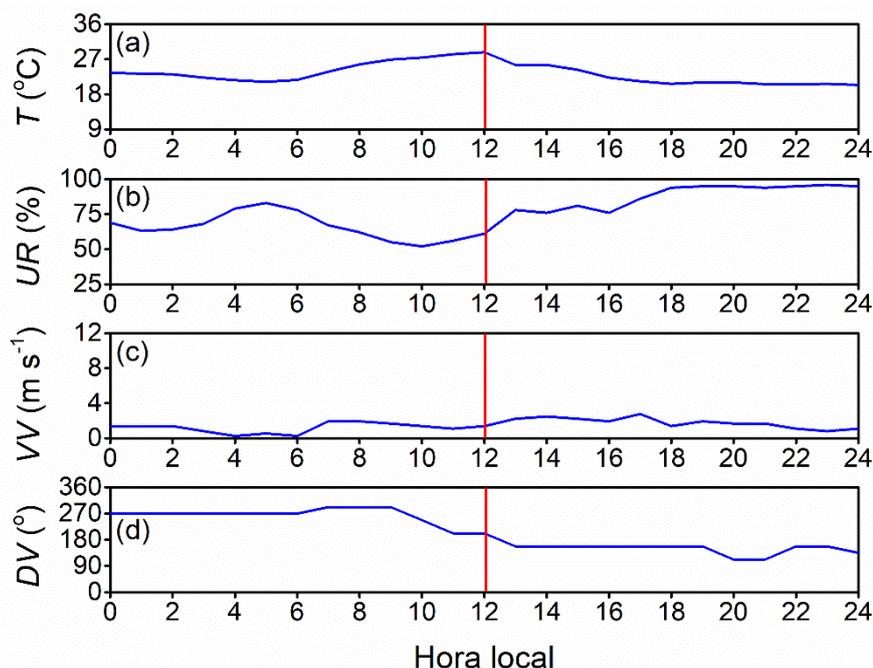
Embora esta perturbação de mesoescala aumente a nebulosidade na tarde, e em alguns casos provoque a ocorrência de precipitação, ela diminuiu durante a noite, e o céu se torna progressivamente claro favorecendo o desenvolvimento de JBNs. Um bom exemplo desse comportamento é o evento de JBN desenvolvido durante o período noturno 24-25 de fevereiro. Embora este evento de JBN tenha sido associado ao VCAN, a passagem da frente da BM durante a tarde do dia 24 de fevereiro aumentou a nebulosidade, produzindo 14,7 mm de precipitação na RMSP (Tab. 3.3). Entretanto, a cobertura de nuvens baixas e médias diminuiu e prevaleceram nuvens altas. Essas condições favoreceram o desenvolvimento do JBN na RMSP. Neste caso, o JBN formado às 2100 HL no dia 24 de fevereiro se estendeu até as 1500 HL do dia 25, pelo que teve uma duração de 18 horas. O papel da BM na geração de JBNs na RMSP vai ser discutido em detalhes na seção 3.7.



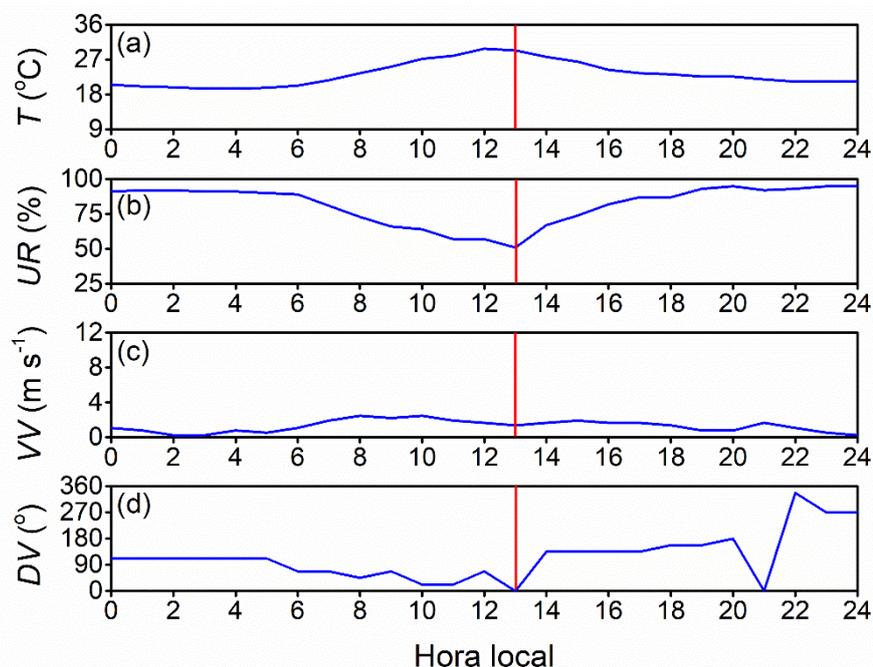
**Figura 3.12.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 19 de fevereiro de 2013 na estação de superfície PEFI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.



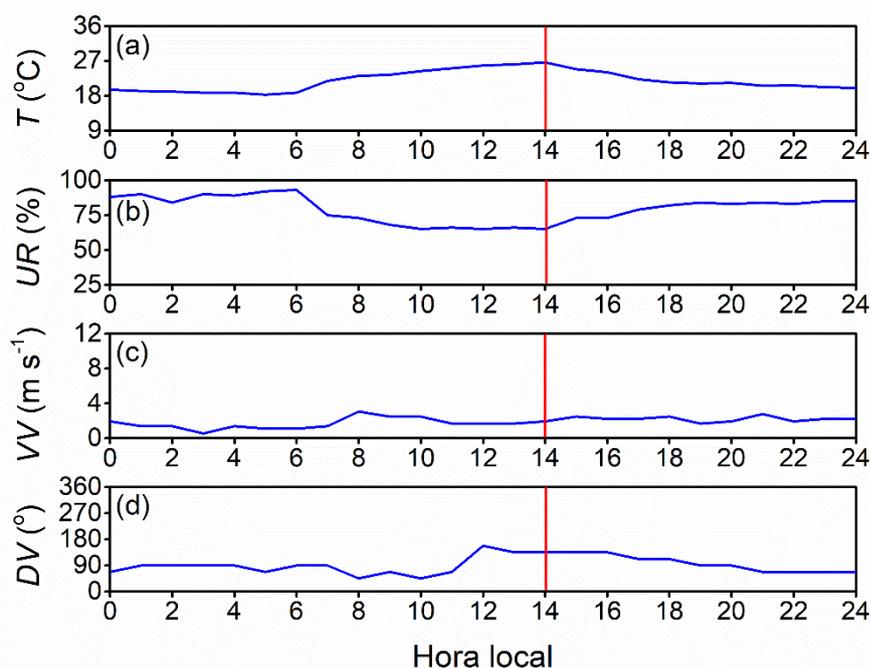
**Figura 3.13.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 20 de fevereiro de 2013 na estação de superfície PEFI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.



**Figura 3.14.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (d) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 22 de fevereiro de 2013 na estação de superfície PEFI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.



**Figura 3.15.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (d) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 24 de fevereiro de 2013 na estação de superfície PEFI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.



**Figura 3.16.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (d) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 28 de fevereiro de 2013 na estação de superfície PEFLI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.

### 3.5.2. Experimento de inverno

A seguir apresenta-se uma descrição dos sistemas de escala sinótica e de mesoescala que influíram na ocorrência e evolução dos JBNs na RMSP durante o experimento de inverno (6 a 15 de agosto) de 2013.

#### 3.5.2.1. Sistemas de escala sinótica

Condições de escala sinótica favoráveis prevaleceram em seis das dez noites e eventos de JBN ocorreram em oito noites durante o experimento de inverno (Fig. 3.11b). Os eventos de JBNs observados sob condições de céu claro (três) nas noites 6-7, 7-8 e 12-13 de agosto estiveram associados à subsidência induzida pela influência da circulação da ASAS. Este padrão dominou o escoamento em toda a coluna troposférica, inibindo a formação de nebulosidade significativa (0/8) e, portanto, a ocorrência de precipitação. Durante o período diurno prevaleceram valores de insolação relativamente altos (5,6-8,1 horas) devido às condições de estabilidade dominantes. Durante essas três noites onde teve JBNs os valores médios de radiação líquida (60-69  $\text{W m}^{-2}$ ) foram superiores ao valor médio (55  $\text{W m}^{-2}$ ) observado durante os 10 dias do experimento e prevaleceram ventos fracos na superfície (0,4-

2,3 m s<sup>-1</sup>). Os eventos de JBN atingiram a intensidade máxima entre 0300 e 0900 HL, variando entre 5,8 e 12,8 m s<sup>-1</sup>, numa altura que oscilou entre 156 e 515 m e soprando do quadrante NE. Eles começaram entre 1800 e 0300 HL e tiveram uma duração de 9 a 18 horas (Tab. 3.4).

Três eventos de JBNs ocorreram sob condições de céu parcialmente nublado (3/8-6/8) nas noites 8-9, 9-10 e 11-12 de agosto. Esses eventos estiveram associados à subsidência induzida pela influência da ASAS nos primeiros dois eventos e pelo SAPP no terceiro. Nos eventos de 8-9 e 9-10 de agosto a subsidência foi progressivamente alterada pela aproximação de uma FF, que passou pela RMSP nas primeiras horas do dia 11 de agosto. Durante os dias 8 e 9 de agosto os valores de insolação foram 8,5 e 7,4 horas e os valores médios de radiação líquida foram -323 e -305 W m<sup>-2</sup>, respectivamente. Durante as noites 8-9 e 9-10 de agosto os valores médios de radiação líquida (60 e 65 W m<sup>-2</sup>) foram superiores ao valor médio observado durante todo o experimento (55 W m<sup>-2</sup>) e prevaleceram ventos fracos na superfície (0,4-0,8 m s<sup>-1</sup>). Esses dois eventos de JBN atingiram uma intensidade máxima de 11 e 11,2 m s<sup>-1</sup>, às 0600 e 0900 HL, com direção do setor NW e numa altura de 414 e 780 m, respectivamente. Eles começaram às 0000 e 2100 HL e tiveram uma duração de 12 horas (Tab. 3.4).

O evento de JBN da noite 11-12 de agosto ocorreu sob condições sinóticas associadas a um SAPP movendo-se para NE e fundindo-se, progressivamente, com a ASAS, produzindo uma circulação anticiclônica na superfície e subsidência. Durante o dia 11 o céu permaneceu com muita nebulosidade (8/8), a insolação foi 5,3 horas e o valor médio de radiação líquida foi -251 W m<sup>-2</sup>. Durante a noite a nebulosidade diminuiu progressivamente e o céu permaneceu parcialmente nublado (5/8). O valor médio de radiação líquida foi 67 W m<sup>-2</sup>. O evento de JBN se formou às 0300 HL e teve uma duração de 6 horas. Ele atingiu uma intensidade máxima de 14,8 m s<sup>-1</sup> às 0900 HL, numa altura de 733 m e direção de componente NW (Tab. 3.4).

Na noite 10-11 de agosto, as condições meteorológicas na RMSP foram perturbadas pela passagem de uma FF, provocando um incremento da nebulosidade e da velocidade do vento (Tab. 3.4). Como consequência, não teve formação de JBN.

Na noite 13-14 de agosto, as condições meteorológicas na RMSP foram severamente perturbadas pela passagem de uma FF. Como consequência, a nebulosidade e a velocidade do

vento na superfície aumentaram progressivamente e não foi observado nenhum JBN. O valor médio de radiação líquida foi  $53 \text{ W m}^{-2}$ .

Os eventos de JBN observados nas noites 14-15 e 15-16 de agosto ocorreram em condições com abundante nebulosidade (8/8) resultante da passagem de uma FF no dia anterior. Como consequência da nebulosidade, os valores de insolação nos dias 14 e 15 foram bem baixos (0 e 0,4 horas) e se registraram 3,4 e 3,6 mm de precipitação, respectivamente. O valor médio de radiação líquida durante o dia 15 foi  $-201 \text{ W m}^{-2}$  e durante as noites 14-15 e 15-16 foi  $30 \text{ W m}^{-2}$ , sendo em todos os casos inferiores ao valor médio diurno ( $-268 \text{ W m}^{-2}$ ) e noturno ( $55 \text{ W m}^{-2}$ ) durante todo o experimento. Durante o dia 14 não foram coletados dados de radiação líquida. O evento da noite 14-15 de agosto foi induzido pela baroclinicidade associada à passagem da FF. Ele atingiu a intensidade máxima de  $14,3 \text{ m s}^{-1}$  às 0600 HL, numa altura de 955 m e com direção do S. O evento de JBN começou às 2100 HL e teve uma duração de 9 horas (Tab. 3.4). Por outro lado, o evento da noite 15-16 de agosto começou às 0300 HL, durou 6 horas e esteve associado ao SAPP se afastando da RMSP. Ele atingiu uma intensidade máxima de  $13,9 \text{ m s}^{-1}$  às 0900 HL, na altura de 545 m e com direção de componente ENE.

**Tabela 3.4.** Sistemas sinóticos e de mesoescala atuando na RMSP durante o experimento de inverno (6 a 15 de agosto de 2013) do Projeto MCITY BRAZIL.

Experimento	Noite	JBN					Condições meteorológicas prevalentes	Sistema sinótico prevalente	Dia	Entrada da BM (HL)	Precipitação (mm)	Insolação (horas)	Cobertura do céu <sup>R</sup> (okta)		Radiação líquida <sup>I</sup> (W m <sup>-2</sup> )		Velocidade (m s <sup>-1</sup> ) e direção (°) do vento horizontal	
		Início (HL) e duração (horas)	Máximo										Diurno	Noturno	Diurno	Noturno	Diurno	Noturno
			Hora local (HL)	Z <sub>JBN</sub> (m)	V <sub>JBN</sub> (m s <sup>-1</sup> )	D <sub>JBN</sub> (°)												
Inverno (Agosto)	06-07	1800 18	0900	450	10,9	77	Céu limpo e vento fraco	ASAS	06	1100	0	5,6	4	0	-303 <sup>A</sup>	60 <sup>A</sup>	1,9±0,2 118±21	0,4±0,0 106±4
	07-08	1800 15	0600	515	12,8	9	Céu limpo e vento fraco	ASAS	07	-	0	8,1	3	0	-331 <sup>A</sup>	69 <sup>A</sup>	2,5±0,2 59±3	2,3±0,2 36±6
	08-09	0000 12	0600	414	11,0	358	Parcialmente nublado <sup>H</sup> e vento fraco	ASAS	08	-	0	8,5	3	6	-323 <sup>A</sup>	60 <sup>A</sup>	2,1±0,2 343±10	0,4±0,1 315±0,0
	09-10	2100 12	0900	780	11,2	332	Parcialmente nublado <sup>H</sup> e vento fraco	ASAS	09	-	0	7,4	7	3	-305 <sup>A</sup>	65 <sup>A</sup>	1,8±0,2 337±10	0,8±0,1 16±12
	10-11	-	-	-	-	-	Nublado e vento forte	FF	10	-	0	8,5	2	2	-328 <sup>A</sup>	62 <sup>A</sup>	2,9±0,4 339±10	3,7±0,1 295±2
	11-12	0300 6	0900	733	14,8	320	Parcialmente nublado e vento fraco	SAPP	11	-	0	5,3	8	5	-251	67 <sup>A</sup>	1,7±0,1 235±19	0,7±0,1 109±7
	12-13	0300 9	0300	156	5,8	66	Céu limpo e vento fraco	ASAS	12	-	0	7,8	0	0	-357 <sup>A</sup>	63 <sup>A</sup>	2,9±0,4 327±15	0,7±0,1 326±22
	13-14	-	-	-	-	-	Nublado e vento fraco	FF	13	-	0	4,9	7	5	-234	53	1,8±0,2 30±6	1,7±0,1 130±22
	14-15	2100 9	0600	955	14,3	180	Nublado e vento fraco	FF	14	-	3,4	0	8	8	-	30	2,4±0,2 176±3	2,1±0,1 176±3
	15-16	0300 6	0900	545	13,9	76	Nublado e vento fraco	SAPP	15	-	3,6	0,4	8	8	-201	30	1,9±0,1 158±0,0	1,3±0,1 131±9

(<sup>H</sup>) = nuvens altas. (<sup>R</sup>) Período diurno = 0700-1800 HL e noturno = 1800-2400 HL. (<sup>I</sup>) Período diurno = 0600-1800 HL e noturno = 1800-0600 HL. Precipitação, insolação, cobertura do céu e velocidade e direção do vento foram medidas na estação meteorológica PEFI. Radiação líquida foi medida na PM IAG (Oliveira et al., 2020). (<sup>A</sup>) Valores diurno e noturno superiores aos valores médios observados durante o experimento de agosto (-268 W m<sup>-2</sup>; 55 W m<sup>-2</sup>) na PM IAG. A convecção do sinal adotado é positiva (negativa) sempre que o fluxo de energia é ascendente (descendente) com respeito à superfície.

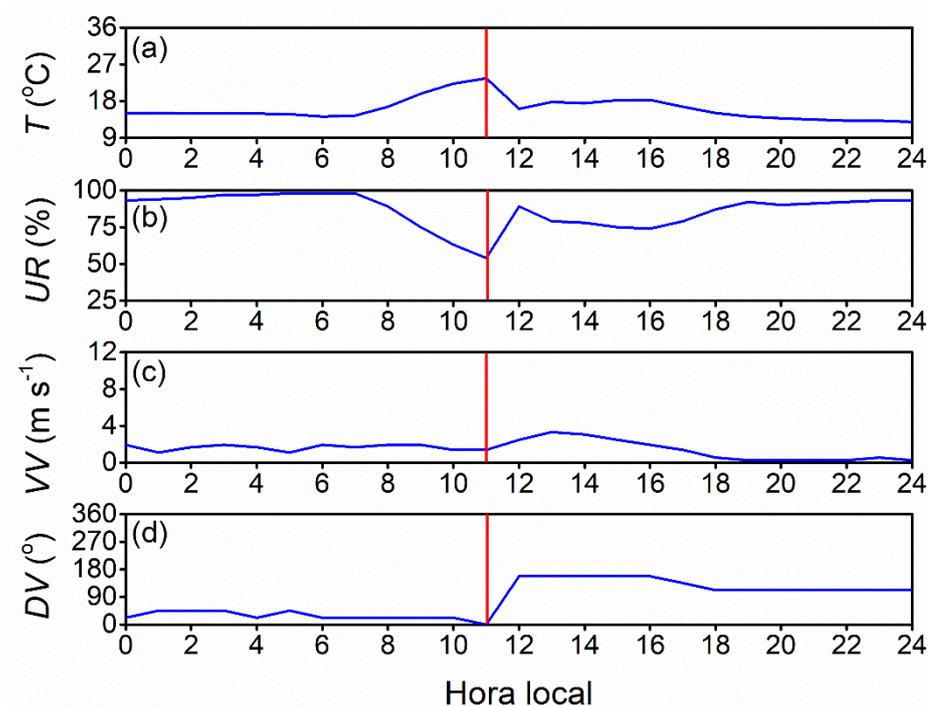
### 3.5.2.2. Sistemas de mesoescala

No mês de agosto a circulação da BM na RMSP é tão frequente quanto em fevereiro (Oliveira et al., 2003). Entretanto, esse não foi o caso dos experimentos de 2013, quando apenas um evento de BM foi detectado durante o experimento de agosto (Tab. 3.4) e cinco em fevereiro (Tab. 3.3).

Durante o experimento de agosto de 2013, os ventos do setor NW e N induzidos pela circulação anticiclônica da ASAS, que estava localizada mais próxima da costa brasileira, impediram que os ventos do SE associados com a circulação da BM chegassem à RMSP. Além disso, condições de abundante nebulosidade induzidas pela passagem de duas FF prevaleceram durante os dias 11, 14 e 15 de agosto, inibindo significativamente o contraste térmico continente-oceano e, portanto, o desenvolvimento da BM.

Na Figura 3.17 se mostra a evolução diurna da temperatura do ar, umidade relativa, velocidade e direção do vento medidas na estação de superfície PEFI durante o evento de BM do dia 6 de agosto de 2013. Observa-se uma mudança marcada das variáveis meteorológicas com a passagem da frente de BM: (1) diminuição da temperatura do ar, (2) aumento da umidade relativa e a velocidade do vento e (3) mudança da direção do vento para o SE. A frente de BM atingiu a PM ITU (situada na área rural ao sudeste da cidade de São Paulo) às 1055 HL (Fig. C8), a estação PEFI (situada na borda sudeste da cidade) às 1100 HL (Fig. 3.17), a PM SFZ (situada no centro da cidade) às 1240 HL (Fig. C7) e a PM IAG (situada na parte oeste da cidade) às 1245 HL (Fig. C6).

O evento de BM do dia 6 de agosto foi forte e, como nos casos de verão, induziu a formação de um JBN que atingiu o máximo no final da tarde na medida em que a BM diminuiu. Posteriormente o JBN se intensificou novamente após a meia noite em alturas mais baixas, atingindo uma intensidade máxima às 0900 HL do seguinte dia.



**Figura 3.17.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (d) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 6 de agosto de 2013 na estação de superfície PEFI, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.

### 3.6. Papel da oscilação inercial na formação dos JBNs

De acordo com a teoria de Blackadar, o mecanismo de oscilação inercial está presente na formação dos JBNs sempre que sua intensidade se torna maior do que a velocidade do vento geostrófico. O JBN associado a esse escoamento super geostrófico atinge sua intensidade máxima em um tempo aproximado igual à metade do período de oscilação inercial. Outra consequência da oscilação inercial é que a trajetória descrita pelos vetores de vento gira no sentido horário (anti-horário) na altura do JBN no Hemisfério Norte (Sul). Porém, na atmosfera real existem situações em que o período da oscilação observado não coincide com o previsto pela teoria de Blackadar devido à influência de circulações secundárias, como foi documentado por Chimonas (2005). De acordo com Chimonas, a convergência horizontal do escoamento superficial gera um fluxo de momento vertical que pode alterar a distribuição do campo de pressão na troposfera baixa, e, portanto, afetar o campo de vento.

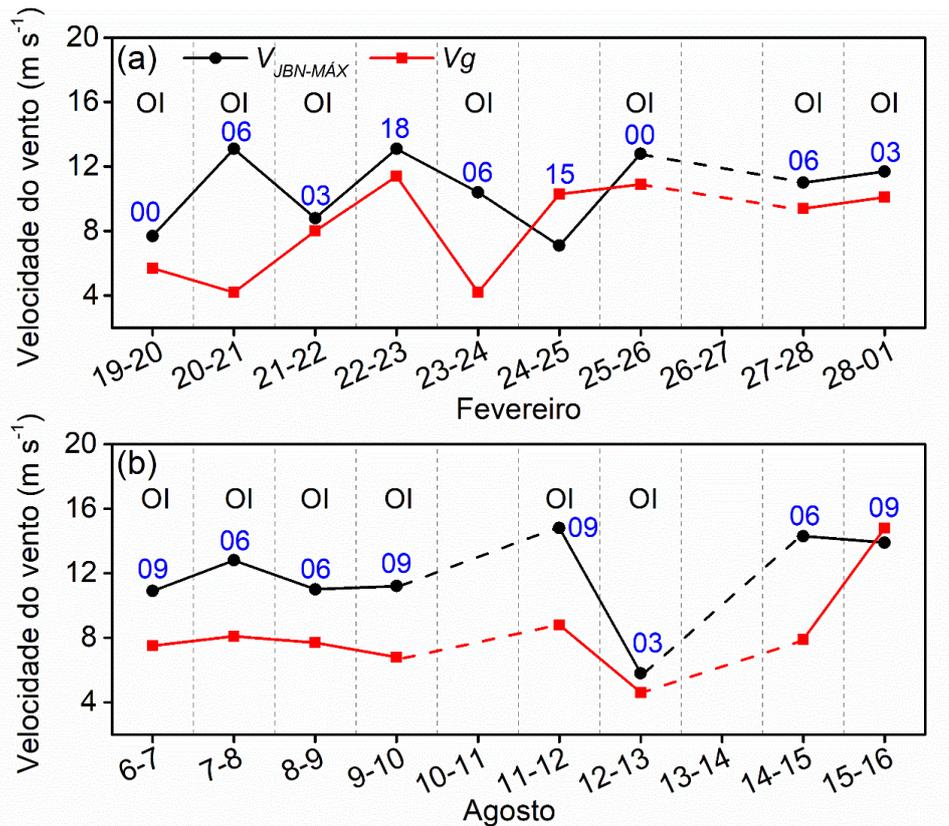
A presença do escoamento super geostrófico e a rotação no sentido horário têm sido usadas para diagnosticar a presença da oscilação inercial como o principal mecanismo de formação de JBNs (Markowski e Richardson, 2010). No presente trabalho, a presença do

escoamento super geostrófico e a rotação anti-horária do vetor vento serão usadas como indicativos do mecanismo de oscilação inercial na formação dos JBNs observados na RMSP.

A Figura 3.18 mostra a evolução temporal da intensidade máxima dos eventos de JBN e o vento geostrófico correspondente na altura do JBN. Observa-se que 88,2% (15 de 17) dos eventos de JBN exibem uma intensidade máxima super geostrófica. Cerca de 86,6% desses eventos de JBN mostram uma rotação anti-horária, típica do mecanismo de oscilação inercial, e 60% atingem a intensidade máxima entre 0600 e 0900 HL. Isso também confirma as previsões de Blackadar de que a intensidade máxima do evento de JBN ocorre próximo da metade do período inercial. No caso de São Paulo (23,5 °S), a metade do período inercial corresponde a 15 horas.

A RMSP não foi significativamente afetada por distúrbios sinóticos durante a maioria dos dias com presença de JBNs super geostrófico. Além disso, durante esses dias a RMSP foi influenciada por condições meteorológicas de grande escala, tais como VCAN e ASAS (Fig. 3.11), que inibem a formação de nebulosidade significativa e induzem ventos superficiais fracos. Entretanto, as hodógrafas de vento durante os eventos de JBN super geostrófico da noite 22-23 de fevereiro e 14-15 de agosto não mostram uma rotação clara no sentido anti-horário típica do mecanismo de oscilação inercial. Estes dois eventos de JBN ocorreram durante condições perturbadas devido à passagem de um COC durante a noite 22-23 de fevereiro e de uma FF durante a noite 13-14 de agosto (Fig. 3.11).

Por outro lado, o evento de JBN sub geostrófico da noite 15-16 de agosto ocorreu durante condições com abundante nebulosidade devido à proximidade de um SAPP. O evento sub geostrófico da noite 24-25 de fevereiro é a única exceção porque ocorreu durante condições sinóticas não perturbadas. Como foi explicado na seção 3.5.1.2, durante o dia 24 de fevereiro a passagem da BM pela RMSP perturbou a atmosfera, gerando abundante nebulosidade e a ocorrência de 14,7 mm de precipitação no final da tarde e primeiras horas da noite. Como consequência, não foi observada uma clara oscilação inercial na hodógrafa de vento.

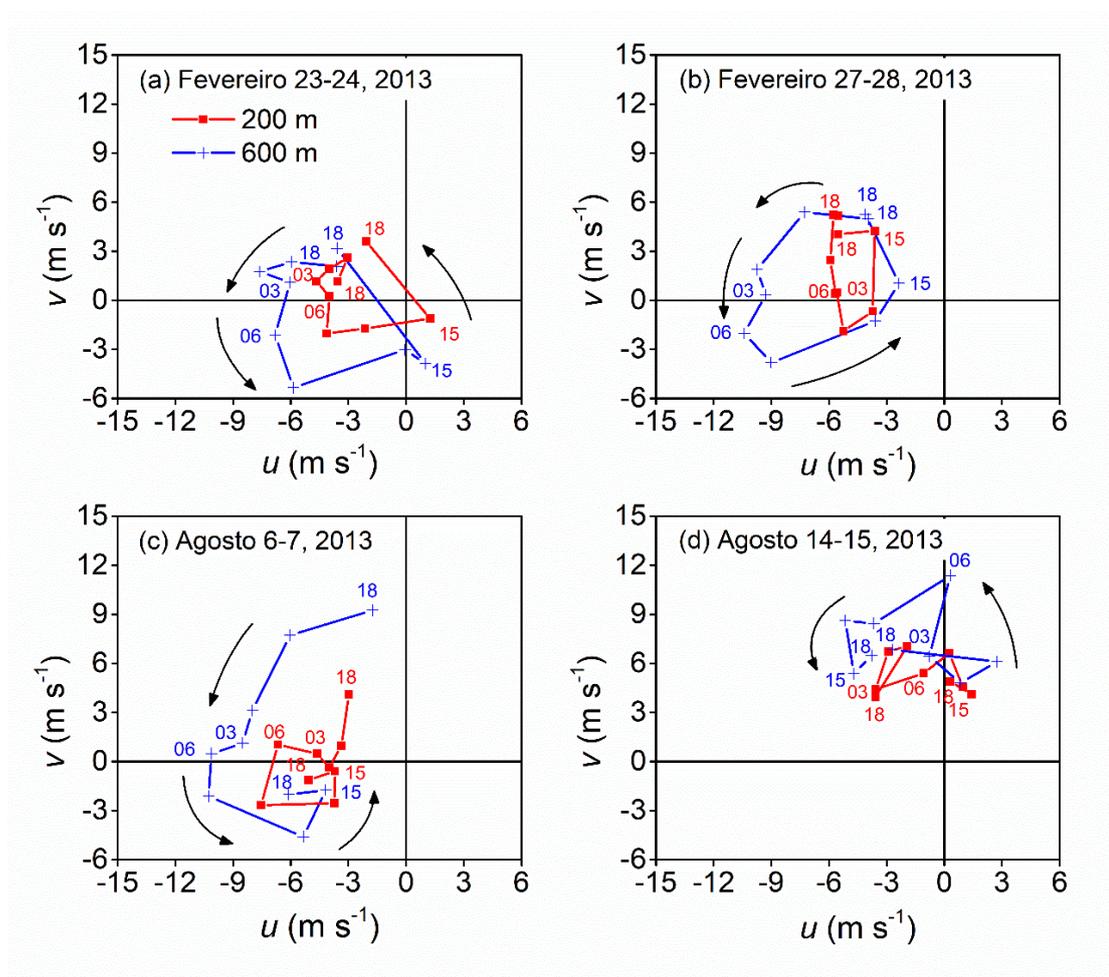


**Figura 3.18.** Evolução temporal da intensidade máxima dos eventos de JBN ( $V_{JBN-MAX}$ ) e o vento geostrófico correspondente ( $Vg$ ) durante (a) 19 a 28 de fevereiro, e (b) 6 a 15 de agosto de 2013 na RMSP. O símbolo OI indica os eventos de JBN associados ao mecanismo de oscilação inercial de acordo com as hodógrafas de vento. As linhas tracejadas pretas indicam a ausência de JBN. Os números indicam 0000, 0300, 0600, 0900, 1500 e 1800 HL e correspondem ao horário em que o evento de JBN atinge a intensidade máxima.

A Figura 3.19 apresenta as hodógrafas de vento baseadas nos dados de radiossondagens interpolados linearmente a 200 e 600 m de altura durante dois eventos de JBN observados no experimento do verão (23-24 de fevereiro e 27-28 de fevereiro) e dois eventos no experimento do inverno (6-7 de agosto e 14-15 de agosto) de 2013. Observa-se uma clara rotação anti-horária em ambos os níveis de altura durante os eventos de JBN do 23-24 e 27-28 de fevereiro e no evento do 6-7 de agosto, indicando a presença da oscilação inercial, principalmente em 600 m.

Resultados similares foram obtidos por Barlow et al. (2015) em Londres, RU, usando lidar e Ruchith e Raj (2015) em Pune, Índia, usando lidar Doppler. De acordo com Barlow et al. (2015), em áreas urbanas a oscilação inercial é mais clara no nível do JBN e acima dele, uma vez que o atrito e o aquecimento superficial perturbam a estrutura do JBN perto da superfície.

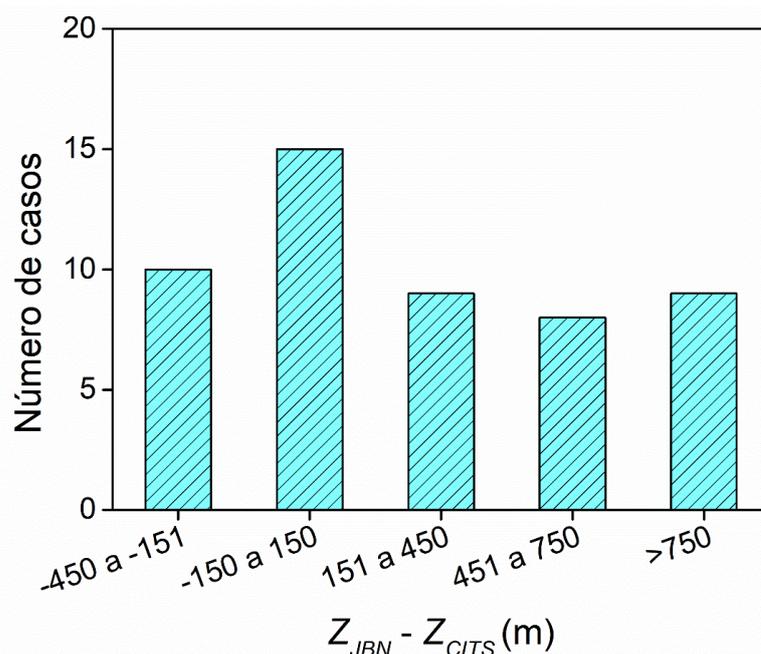
Alguns estudos têm mostrado que a oscilação inercial também é o principal mecanismo de formação dos JBNs em Cabauw, Holanda (Baas et al., 2009), Iperó, Brasil (Karam, 2002; Beu, 2019), nas Grandes Planícies dos EUA (Whiteman et al., 1997) e em regiões localizadas na costa leste da RPC (Du et al., 2012; Wei et al., 2013; Wei et al., 2014). É importante destacar que a oscilação inercial nem sempre está presente. Em presença de perturbações sinóticas e de mesoescala o desacoplamento do ar acima da CITS não é suficientemente forte e a oscilação inercial pode não ser observada (Lundquist, 2003; Baas et al., 2009; Kallistratova e Kouznetsov, 2012). De acordo com Kallistratova e Kouznetsov (2012) a variabilidade do gradiente de pressão é o fator principal que impede o desenvolvimento das oscilações inerciais em Moscou, FR.



**Figura 3.19.** Hodógrafas de vento baseadas nos dados de radiossondagens interpolados em 200 m (vermelho) e 600 m (azul) durante (a) 23-24 de fevereiro, (b) 27-28 de fevereiro, (c) 6-7 de agosto e (d) 14-15 de agosto de 2013, na RMSP. Os números indicam 0300, 0600, 1500 e 1800 HL.

A teoria de Blackadar também afirma que a altura do núcleo do JBN coincide com o topo da CITS. A Figura 3.20 mostra a diferença entre a altura do JBN e a altura da CITS estimada por Sánchez et al. (2020) utilizando o método subjetivo. O método subjetivo consiste em comparar visualmente os perfis verticais observados de temperatura potencial, umidade específica, velocidade e direção do vento obtidos das radiossondagens com o comportamento esperado ou idealizado. A altura da CITS é estimada pelo método subjetivo como a altura a partir da qual ocorre uma homogenização no perfil vertical de temperatura potencial (Sánchez et al., 2020). Observa-se que o maior número de casos está situado no intervalo entre -150 e 150 m (29,4% dos casos), indicando que uma parte considerável dos JBNs ocorreu perto do topo da CITS. Isso é consistente com a teoria de Blackadar. Porém, existem alguns casos em que o JBN ocorre embebido na CITS e outros que ocorre bem acima do topo da CITS.

Uma boa correlação entre a altura do JBN e a altura da CITS foi obtida por Baas et al. (2009) em Cabauw, Holanda e Kallistratova e Kouznetsov (2012) em Moscou, FR. Por outro lado, Whiteman et al. (1997) encontraram que os JBNs de componente S nas Grandes Planícies ocorrem geralmente acima do topo da CITS. Andreas et al. (2000) investigou a relação entre a altura do JBN e da CITS no mar de Weddell, Antártica, e observaram que a maioria dos JBNs causados pelo mecanismo de oscilação inercial ficaram embebidos dentro da CITS. Milionis e Davies (2002) tampouco acharam uma clara associação entre a CITS e os JBNs em Hemsby, Inglaterra, usando dados de radiossondagens. Essas discrepâncias foram atribuídas à influência de sistemas sinóticos e circulações locais, a topografia e problemas na identificação do topo da CITS (Andreas et al., 2000; Kallistratova e Kouznetsov, 2012).



**Figura 3.20.** Diferença entre a altura do JBN e a altura da CITS durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013.

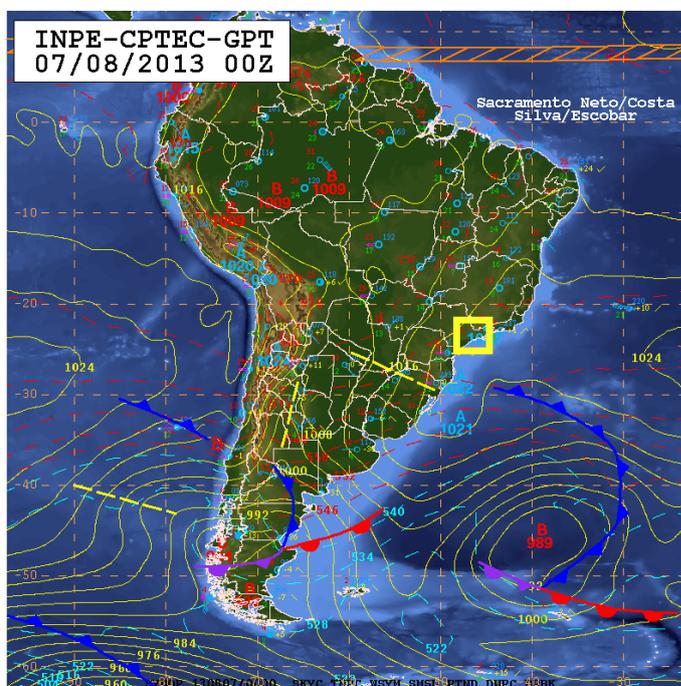
Apesar da baixa latitude de São Paulo ( $\sim 23,5^\circ \text{S}$ ), a oscilação inercial parece ser o mecanismo dominante na origem dos JBNs na RMSP. Aproximadamente 76,4% dos eventos de JBN observados durante os dois experimentos (sete no verão e seis no inverno) apresentam características do mecanismo de oscilação inercial, tais como rotação no sentido anti-horário do vento ageostrófico e intensidade super geostrófica durante a noite e a manhã do dia seguinte. Estas características são particularmente bem definidas sob condições sinóticas que inibem a formação de nebulosidade significativa e favorecem a presença de ventos fracos na superfície da RMSP.

O 35,3% dos eventos de JBN ocorreram em noites subsequentes aos dias onde teve passagem da BM. Favorecida pelas mesmas condições sinóticas, a circulação da BM indicou a presença de uma baroclinicidade de mesoescala induzida pelo contraste térmico continente-oceano, que pode contribuir para a formação de JBNs na RMSP. Dada a alta frequência dos eventos de JBN (77,6% dos dias entre 2009-2013) e dos eventos de BM (mais que 50% dos dias do ano de acordo com Oliveira et al., 2003), parece plausível considerar os eventos simultâneos como uma característica típica da RMSP.

### 3.7. Estudo de caso: Interação da BM com o JBN

Para estudar a interação da BM com o JBN na RMSP foi escolhido o período 6-7 de agosto de 2013, onde teve a presença dos dois fenômenos.

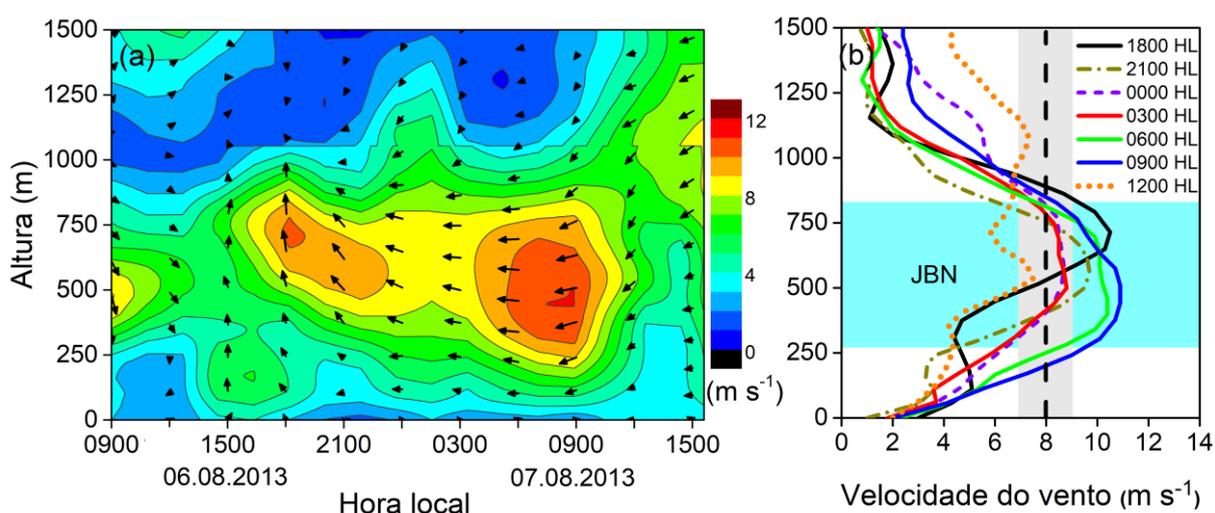
A carta sinótica de superfície correspondente ao horário das 2100 HL do dia 6 de agosto mostra a influência de um padrão anticiclônico e subsidência induzida pela circulação da ASAS (Fig. 3.21), a qual gerou céu parcialmente nublado (4/8) durante o dia e céu limpo (0/8) durante a noite. O vento em superfície foi fraco ( $0,4-1,9 \text{ m s}^{-1}$ ) e de componente E durante os períodos diurno e noturno (Tab. 3.4). Essas condições favoreceram a formação de um evento de BM durante o dia e um evento de JBN durante a noite na RMSP (Fig. 3.11b).



turbulenta convectiva devido ao aumento da estabilidade térmica, o qual inibe ou mesmo reduz a evolução temporal da altura da CLU durante a tarde.

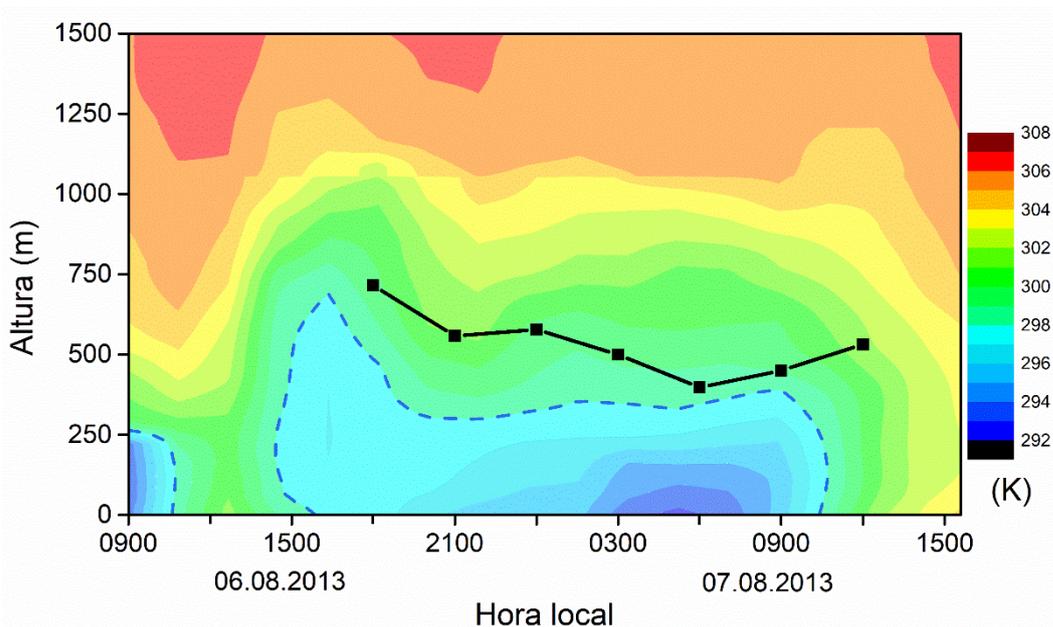
No caso do dia 6 de agosto, a estabilização resultou na aceleração do escoamento em 700 m, produzindo um JBN super geostrófico às 1800 HL. A intensidade e a altura do JBN diminuíram, respectivamente, para  $8,7 \text{ m s}^{-1}$  e 580 m em torno das 0000 HL, permanecendo relativamente constante até as 0400 HL do dia 7. No final da madrugada, o JBN se intensificou em alturas mais baixas (450 m), atingindo uma intensidade de  $10,9 \text{ m s}^{-1}$  e direção de componente E às 0900 HL (Fig. 3.22a, b).

Durante esse evento, a velocidade média do vento geostrófico na altura do JBN foi de  $8,04 \pm 1,05 \text{ m s}^{-1}$  (linha vertical tracejada preta e faixa cinza na Figura 3.22b), mostrando que o escoamento foi super geostrófico às 1800, 2100 HL e depois das 0300 HL. Dado que a oscilação inercial requer algum tempo para produzir o JBN, o escoamento super geostrófico observado entre 1800 e 2100 HL é mais provavelmente o resultado da passagem da frente de BM. Somente às 1200 HL o vento se tornou sub geostrófico. Durante o dia 7 de agosto, o núcleo do JBN foi completamente removido pela mistura turbulenta induzida pela convecção térmica, mantendo o vento sub geostrófico na CM durante o resto do dia.



**Figura 3.22.** Evolução temporal da (a) velocidade (mapa colorido) e direção do vento (vetores de vento) e (b) perfis verticais de velocidade do vento baseado nas radiossondagens realizadas na RMSP das 1800 HL do dia 6 até as 1200 HL do dia 7 de agosto de 2013. As setas pretas em (a) mostram os vetores de vento. A linha vertical tracejada preta em (b) indica a velocidade média do vento geostrófico entre 1800 HL do dia 6 e 1200 HL do dia 7 de agosto. As faixas horizontais (ciano) e verticais (cinza) em (b) indicam, respectivamente, a faixa de alturas do JBN e o erro estatístico do vento geostrófico médio.

A presença de velocidades super geostróficas do JBN (Fig. 3.22b) e a rotação anti-horária do vento (Fig. 3.19c) sugere que o evento de JBN resultou do mecanismo de oscilação inercial, principalmente após a meia-noite. Além disso, é plausível inferir que a passagem da frente de BM pela RMSP por volta das 1500 HL é seguida por uma mudança da direção do vento de NW para SE (Fig. 3.22a), preparando o cenário para o evento de JBN noturno, ao esfriar e umedecer a atmosfera e estabelecer uma CITS suficientemente forte para reduzir a turbulência e desacoplar o escoamento acima (Fig. 3.23). Como consequência, um JBN de SE aparece na segunda metade da tarde, atingindo uma intensidade máxima às 1800 HL (Fig. 3.22a). À medida que a circulação da BM enfraquece e o céu se torna claro uma nova CITS começa se desenvolver devido ao resfriamento radiativo da superfície (Fig. 3.23). A CITS se aprofunda com o tempo e o escoamento acima começa novamente acelerar ao se desacoplar da superfície, formando um novo máximo no perfil vertical de velocidade do vento na RMSP. Durante o ciclo de vida do evento de JBN o núcleo de máxima intensidade sempre permaneceu perto do topo da CITS (Fig. 3.23), o qual bate com o previsto pelo modelo de Blackadar.

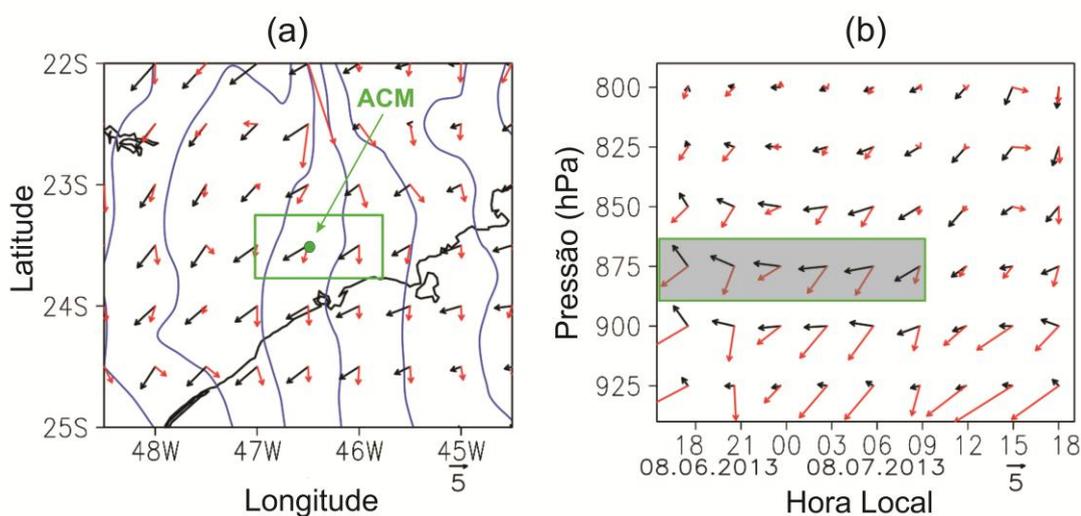


**Figura 3.23.** Evolução temporal da temperatura potencial baseado nas radiossondagens realizadas na RMSP entre 0900 HL do dia 6 de agosto e 1500 HL do dia 7 de agosto de 2013. A linha tracejada azul indica o topo da CITS e os quadros unidos pela linha preta indicam a altura do JBN.

A Figura 3.24a mostra o mapa com o vento vetorial no nível de 875 hPa (550 m) às 0900 HL durante o dia 7 de agosto de 2013, obtido através das reanálises ERA5 (seção 3.3.3). O mapa corresponde a um domínio horizontal de  $4^\circ$  ( $\sim 444$  km) por  $3^\circ$  (333 km) ao redor da

RMSP (retângulo verde). Os vetores de vento geostrófico (seta vermelha) são alinhados paralelamente às linhas de altura geopotencial (linhas azuis). Devido ao efeito do atrito, os vetores de vento real (seta preta) apontam à direita do vento geostrófico, como esperado para o Hemisfério Sul. Dentro da RMSP (retângulo verde na Fig. 3.24a), a intensidade do vento real é super geostrófico.

A Figura 3.24b mostra a distribuição vertical dos vetores de vento real e geostrófico entre 925-800 hPa durante um período de 24 horas que começou o dia 6 de agosto às 1800 HL. Ao nível do JBN (retângulo cinza de contorno verde), o escoamento real (seta preta) muda progressivamente de sub para super geostrófico durante a noite, à medida que ele vira de SE para ENE. A evolução temporal do vento real obtido do ERA5 confirmou o padrão mostrado na Figura 3.22.



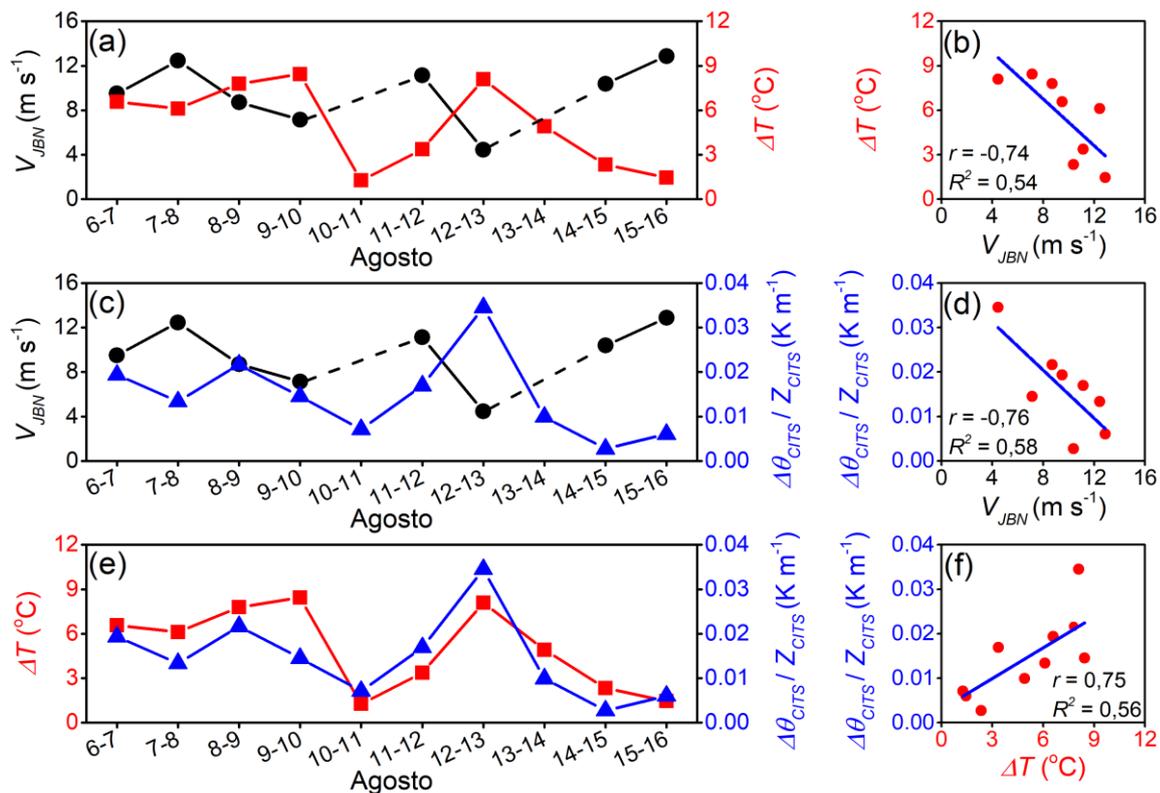
**Figura 3.24.** (a) Mapa de vento vetorial em 875 hPa (~550 m) do dia 7 de agosto de 2013 às 0900 HL; (b) Distribuição vertical do vento vetorial durante os dias 6-7 de agosto de 2013 no ACM, fornecido pelos dados de reanálise do ERA5. O vento real é indicado pela seta preta e o vento geostrófico pela seta vermelha. Em (a) as linhas azuis indicam as alturas geopotenciais em 875 hPa, o retângulo verde corresponde à RMSP e o ponto verde indica o ACM. A referência da escala de vento é indicada pela seta e corresponde a  $5 \text{ m s}^{-1}$ . Em (b) o retângulo cinza de contorno verde enfatiza a evolução temporal do vento real (seta preta) e geostrófico (seta vermelha) em 875 hPa das 1800 até 0900 HL no ACM.

### 3.8. Relação entre JBN, ICU e CITS

A relação entre a intensidade dos JBNs, ICU e CITS na RMSP durante o experimento de agosto de 2013 é ilustrada na Figura 3.25. A intensidade da ICU foi estimada com base nas observações de superfície descritas na seção 3.3.2.1 e a intensidade da CITS foi estimada a partir dos dados de radiossondagens, como  $\Delta\theta_{CITS}/Z_{CITS}$ , onde  $\Delta\theta_{CITS} = \theta(Z_{CITS}) - \theta_0$ ,  $\theta(Z_{CITS})$  e

$\theta_0$  são a temperatura potencial no topo da CITS e na superfície, respectivamente (Sánchez et al., 2020).

A intensidade do JBN e da ICU estão negativamente correlacionadas (Fig. 3.25a, b), com um coeficiente de correlação de Pearson  $r = -0,74$ , mostrando que o JBN inibe a intensidade da ICU na RMSP. O coeficiente de determinação correspondente ( $R^2 = 0,54$ ) mostra que o 54% da variabilidade observada na intensidade da ICU está associada ao efeito de ventilação causado pela mistura vertical induzida pelo cisalhamento do vento abaixo do núcleo do JBN. Uma correlação negativa similar ( $r = -0,81$ ) entre a intensidade do JBN e da ICU também foi observada na cidade de Oklahoma, EUA, por Hu et al. (2013a), indicando que o efeito de ventilação associado ao JBN diminui a intensidade da ICU em áreas urbanas.



**Figura 3.25.** Evolução temporal e diagrama de dispersão de (a-b) intensidade do JBN e da ICU, (c-d) intensidade do JBN e da CITS e (e-f) intensidade da ICU e da CITS na RMSP durante o experimento do inverno em 2013. As intensidades do JBN, ICU e CITS são valores médios noturnos. As linhas pretas tracejadas em (a) e (e) indicam a ausência de JBN. A linha azul em (b, d, f) corresponde ao ajuste linear utilizando o método de regressão Theil-Sen.

A intensidade do JBN e da CITS estão negativamente correlacionadas, com  $r = -0,76$ , indicando que o JBN inibe a intensidade da CITS (Fig. 3.25c, d). O coeficiente de determinação correspondente ( $R^2 = 0,58$ ) mostra que o efeito de ventilação induzido pelo JBN também lida com a maior parte da variação da intensidade da CITS na RMSP. A correlação

negativa ocorre neste caso porque o fluxo turbulento descendente, devido ao cisalhamento do vento abaixo do núcleo do JBN, aumenta a mistura vertical e, por tanto, reduz a estabilidade térmica da CITS na RMSP.

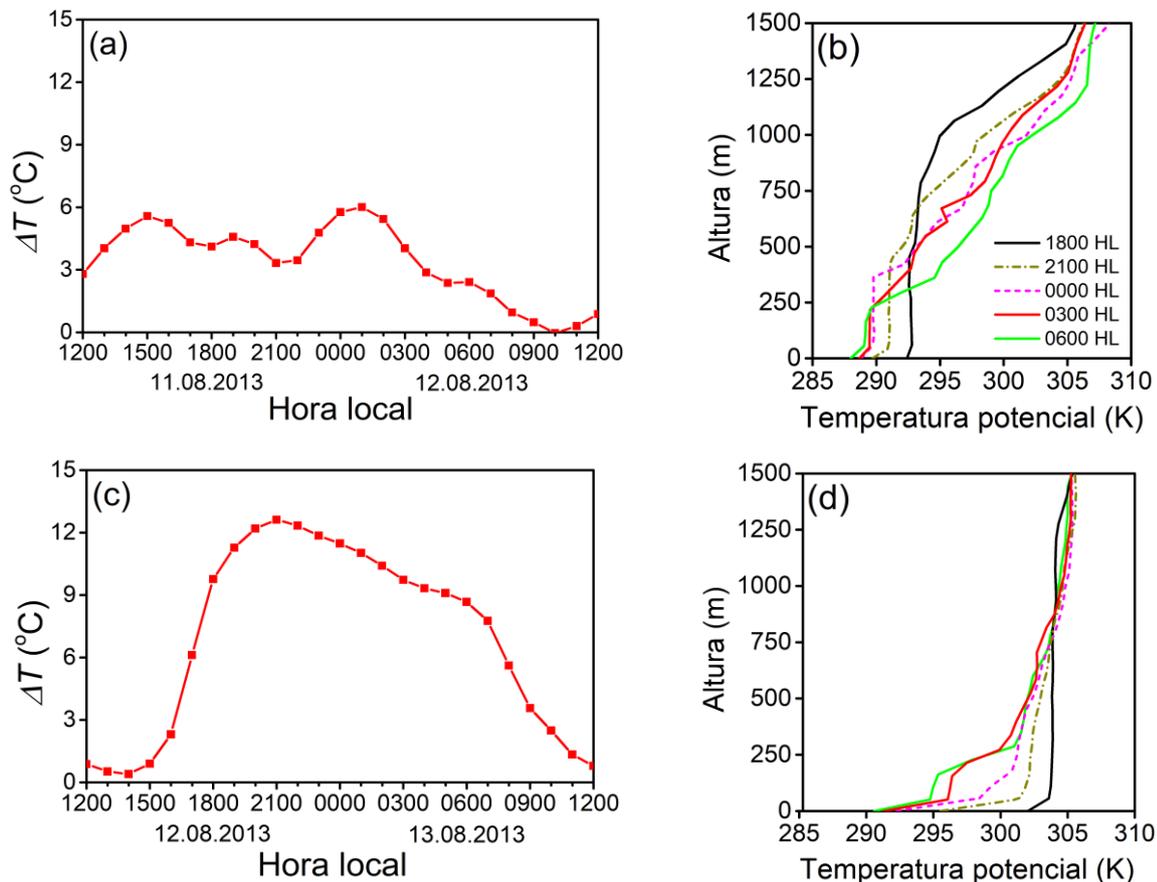
Além da ventilação, os JBNs têm outros efeitos sobre a ICU e a CLU durante a noite. Hu et al. (2013a) verificaram que o calor liberado no dossel urbano da cidade de Oklahoma, EUA, é misturado através da CLU e transportado horizontalmente pelo JBN para as áreas rurais vizinhas. Esse transporte diminui a intensidade da ICU, expandindo-a horizontalmente. Eles também verificaram que a presença de JBNs fortes aumenta a mistura vertical, permitindo uma CLP noturna mais profunda (~500 m) e menos estável e um resfriamento radiativo da superfície mais fraco nas áreas rurais ao redor da cidade de Oklahoma. Em tais condições, os efeitos mecânicos (rugosidade) e térmicos (liberação de calor antropogênico e armazenado no dossel urbano) não afetaram fortemente os perfis de temperatura nas áreas urbanas. Como consequência, foi observada uma menor intensidade da ICU. Por outro lado, a presença de JBNs mais fracos reduz a mistura vertical e se desenvolve uma CLE mais rasa (~200 m) e um resfriamento radiativo superficial mais forte. Sob estas condições, o aumento dos efeitos urbanos na cidade leva a um pronunciado contraste urbano-rural e uma maior intensidade da ICU. As fortes correlações encontradas nesse estudo sugerem que os efeitos dos JBNs observados em Oklahoma também podem estar atuando sobre a RMSP, desempenhando um papel importante na modulação da intensidade da ICU e da CITS nas porções urbana e rural da RMSP.

Como esperado da análise de acima, a intensidade da ICU e da CITS estão positivamente correlacionadas na RMSP, com  $r = 0,75$  (Fig. 3.25e, f). O coeficiente de determinação correspondente ( $R^2 = 0,56$ ) mostra que o 56% da variabilidade da intensidade da CITS está associada com o efeito induzido pela ICU na RMSP. Sob condições de céu claro, a presença de JBNs fracos favorece o desenvolvimento de CITS e ICU fortes. Isto pode ser visto claramente durante a noite 12-13 de agosto, quando a intensidade da ICU na RMSP atingiu 8,1 °C (Fig. 3.25e). Este resultado reforça a hipótese de que a intensidade da CITS pode ser usada como um indicador da intensidade da ICU noturna, como sugerido por Hu et al. (2013a).

Para entender melhor o impacto do JBN sobre a ICU e a CITS na RMSP, foram analisados dois eventos de ICU, um evento onde a intensidade foi fraca (11-12 de agosto) e outro evento onde foi forte (12-13 de agosto). Durante esses dois eventos predominaram

condições de céu claro ou parcialmente nublado e ventos fracos em superfície devido à influência do SAPP no primeiro evento e da ASAS no segundo (Tab. 3.4). A Figura 3.26 apresenta a evolução temporal da ICU durante um período de 24 horas que começou às 1200 HL e os perfis verticais de temperatura potencial durante o período noturno dos dois eventos estudados.

No período 11-12 de agosto a ICU foi fraca durante todo o dia e a noite e atingiu um máximo de  $6\text{ }^{\circ}\text{C}$  às 0100 HL (Fig. 3.26a). Durante o período noturno os perfis verticais de temperatura potencial indicam a presença de uma CITS bem rasa ( $\sim 50\text{ m}$ ), com uma intensidade média de  $0,016\text{ K m}^{-1}$ . Acima da CITS observa-se uma CLP quase neutra com uma extensão vertical de  $\sim 400\text{ m}$  (Fig. 3.26b). Um forte evento de JBN se desenvolveu durante a noite com uma intensidade máxima de  $14,8\text{ m s}^{-1}$  (Tab. 3.4).



**Figura 3.26.** Evolução temporal da ICU na RMSP entre (a) 11 de agosto às 1200 HL e 12 de agosto às 1200 HL, e (c) 12 de agosto às 1200 HL e 13 de agosto às 1200 HL em 2013. Perfis verticais de temperatura potencial durante o período noturno (b) 11-12 de agosto, e (d) 12-13 de agosto de 2013.

No período 12-13 de agosto a ICU foi fraca entre 1200 e 1600 HL, onde começou a intensificar-se rapidamente até atingir um máximo de  $12,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  às 2100 HL. Após esse horário

a intensidade da ICU permaneceu forte até o final da noite, onde diminuiu rapidamente (Fig. 3.26c). Por outro lado, durante a noite se desenvolveu uma forte CITS nos primeiros 300 m de altura com uma intensidade média de  $0,034 \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1}$  (Fig. 3.26d) e um evento de JBN fraco que atingiu uma intensidade máxima de  $5,8 \text{ m s}^{-1}$  (Tab. 3.4). Essas evidências reforçam a ideia de que os JBNs, além de outros fatores como a nebulosidade, contribuem em modular a intensidade da ICU e da CITS da RMSP.

### 3.9. Variação sazonal das propriedades dos JBNs

A seguir serão analisadas as propriedades dos JBNs (frequência de ocorrência, intensidade, altura e direção) durante os experimentos de 2013 (MCITY) e no período de sondagens regular entre 2009-2013 (Regular).

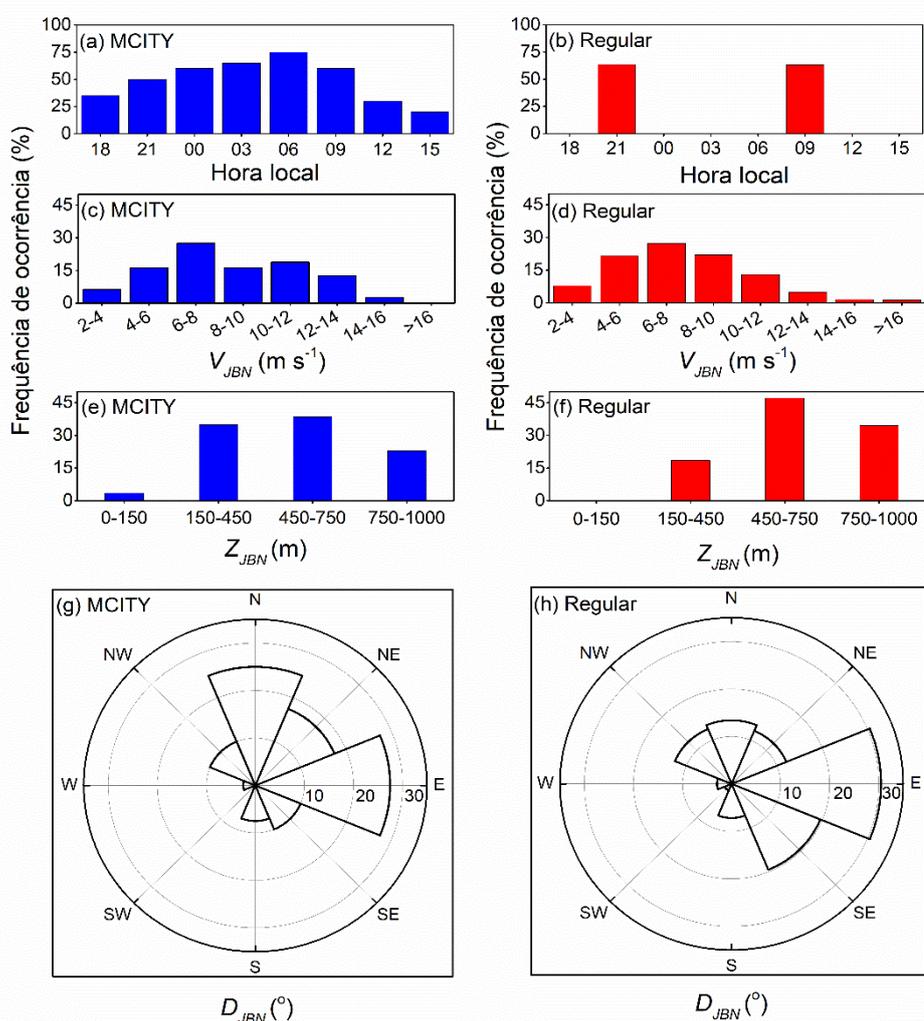
Durante os experimentos de 2013 os JBNs ocorreram com maior frequência entre 2100 HL e 0900 HL (Fig. 3.27a). Isso indica que os JBNs na RMSP podem ser considerados um fenômeno noturno, pois apesar de persistir até o período diurno a maioria dos eventos iniciam durante a noite (94,1% dos eventos). Durante o período de sondagens regular foram identificados JBNs em 63,2% (836 de 1323) das sondagens às 0900 HL e em 63,4% (816 de 1288) às 2100 HL (Fig. 3.27b). Durante os experimentos de 2013, os eventos de JBNs foram identificados em 60% (12 de 20) das sondagens às 0900 HL e em 50% (10 de 20) às 2100 HL.

Cerca do 78,8% dos JBNs (63 sondagens) detectados durante os experimentos de 2013 e 84% (1391 sondagens) dos detectados durante o período de sondagens regular têm intensidade que variam entre  $4$  e  $12 \text{ m s}^{-1}$  (Fig. 3.27c-d). A intensidade média dos JBNs durante os experimentos de 2013 foi  $8,5 \pm 0,3 \text{ m s}^{-1}$  e durante o período de sondagens regular foi  $7,8 \pm 0,1 \text{ m s}^{-1}$ .

Durante os experimentos de 2013, a altura dos JBNs variou entre 95 e 962 m, com uma maior frequência (31 sondagens) na classe de 450-750 m e a altura média foi  $539 \pm 26 \text{ m}$  (Fig. 3.27e). Durante o período de sondagens regular, os JBNs exibem a maior frequência na mesma classe de altura (778 sondagens, 450-750 m) das sondagens dos experimentos de 2013 (Fig. 3.27f). Entretanto, os JBNs durante o período de sondagens regular têm uma altura média mais alta ( $640 \pm 151 \text{ m}$ ).

A Tabela 3.5 mostra as propriedades dos JBNs observados em outras regiões do mundo. Os resultados obtidos no presente trabalho revelam que os JBNs na RMSP têm propriedades (altura e intensidade) similares às observadas em outros lugares, como por

exemplo: norte da Flórida, EUA; Centro oeste de México; Moscou, FR; delta do rio Yangtze, RPC; Pune, Índia; e Cabauw, Holanda (Tab. 3.5). Eles são menos intensos que os JBNs observados nas Grandes Planícies, EUA e em Hannover, Alemanha. Por outro lado, os JBNs na RMSP são tão frequentes quanto no Centro oeste de México; delta do rio Yangtze, RPC; e nas Grandes Planícies e norte da Flórida, EUA. Somente os JBNs em Cabauw na Holanda e Pune na Índia, são menos frequentes do que na RMSP. Considerando as áreas urbanas, os JBNs na RMSP são tão frequentes como na cidade de Moscou, FR e mais frequentes do que em Hannover, Alemanha.



**Figura 3.27.** Histogramas de (a)-(b) frequência horária; (c)-(d) intensidade; (e)-(f) altura; (g)-(h) direção dos JBNs, baseado nas radiossondagens com resolução fina (MCITY) e grossa (regular) realizadas, respectivamente, durante as campanhas de verão e inverno de 2013, e de 2009 a 2013 na RMSP. A frequência horária corresponde ao número de JBNs dividido pelo número total de sondagens em cada hora.

Ao comparar os JBNs da RMSP com os JBNs que ocorrem no sítio rural de Iperó, Brasil (80 km ao oeste da RMSP), observa-se que na RMSP os JBNs ocorrem em maiores

alturas, mas com frequência e intensidade similares à dos JBNs reportados em Iperó. Essas diferenças de altura podem ser atribuídas a dois fatores: (a) alcance do lidar de apenas 290 m nas observações de Iperó (Beu, 2019), e (b) o atrito e o aquecimento superficial em regiões urbanas perturbam a estrutura do JBN perto da superfície.

**Tabela 3.5.** Propriedades dos JBNs observados em diferentes regiões do mundo.

Local	JBN			Uso do solo	Dados		
	Freq. (%)	Intensidade ( $m s^{-1}$ )	Altura (m)		Período	Resolução (m)	Equipamento
RMSP, Brasil <sup>(1)</sup>	85 (77,6)	$8,5 \pm 0,3$ ( $7,8 \pm 0,1$ )	$539 \pm 26$ ( $640 \pm 151$ )	Urbano	20 dias (4 anos)	62 (302)	Radiossondagens
Centro-norte de Oklahoma, EUA (Whiteman et al., 1997)	46	17,1	596	Rural	2 anos	15	Radiossondagens
Kansas, EUA (Song et al., 2005)	63	10 - 30	200 - 400	Rural	6 anos	5 60	Sodares Perfiladores de vento
Norte da Flórida, EUA (Karipot et al., 2009)	83	6 - 14	100 - 500	Rural	2 anos	20	Sodar Doppler
Cabauw, Holanda (Baas et al., 2009)	20	6 - 10	140 - 260	Rural	7 anos	60	Perfilador de vento
Moscú, FR (Kallistratova et al., 2012)	69	2 - 12	50 - 450	Urbano Rural	27 dias	20	Sodar Doppler
Delta do rio Yangtze, RPC (Wei et al., 2013)	77	6 - 14	400 - 600	Rural	1 ano	50	Perfiladores de vento
Hannover, Alemanha (Emeis, 2014b)	21	7 - 23	150 - 650	Urbano	2 anos	25	Sodar
Pune, Índia (Rutich e Raj, 2015)	42	5 - 11	300 - 900	Rural	2 anos	50	Lidar Doppler
Centro oeste de México (Arfeuille et al., 2015)	88	$11,7 \pm 2,3$	$308 \pm 160$	Rural	504 dias	10	Sodar-RASS
Iperó, Brasil (Karam, 2002; Beu, 2019) <sup>(*)</sup>	71,4 (54,8)	8 - 10 (5 - 11)	~350 (140-160)	Rural	28 dias (1 ano)	5, 40 (20)	Radiossondagens Balão cativo (Lidar Doppler)

<sup>(1)</sup> radiossondagens MCITY (regular). <sup>(\*)</sup> Trabalho de Karam, 2002 (Beu, 2019).

Durante o período dos experimentos de 2013 e de sondagens regular a direção predominante dos JBNs foi E, com frequência de 27,5% e 30,5%, respectivamente (Figs. 3.27g, h). A segunda direção mais frequente foi N com 25% durante os experimentos de 2013 (Fig. 3.27g) e SE com 19,6% no período de sondagens regular (Fig. 3.27h). Essa aparente discrepância parece estar relacionada com o fato de que no período de sondagens regular só há sondagens às 0900 e 2100 HL. Portanto, as sondagens somente nesses dois horários não fornecem tantas informações sobre a direção do JBN como nos experimentos MCITY, onde foram realizadas a cada três horas. A predominância da direção dos JBNs na RMSP pode ser explicada em termos da oscilação inercial. Sob condições não perturbadas associadas à

presença da ASAS sobre o Oceano Atlântico, os JBNs de NE ocorrem quando o vetor de vento de E oscila inercialmente em torno do vento geostrófico de NE (seta vermelha na Fig. 3.24). Os JBNs do SE podem ser explicados pela passagem da frente da BM pela RMSP (Seção 3.7). Da mesma forma, JBNs mais intensos e altos do SE estão associados às condições pós-frontais devido à passagem de FF pela RMSP. Como observado por Karipot et al. (2009) na Flórida, EUA, os intensos gradientes de pressão relacionados com a passagem de FF podem influenciar a formação de fortes JBNs. A inspeção das cartas sinóticas indicou que 17,6% dos eventos de JBNs observados na RMSP estão associados à FF e SAPP durante os experimentos de 2013.

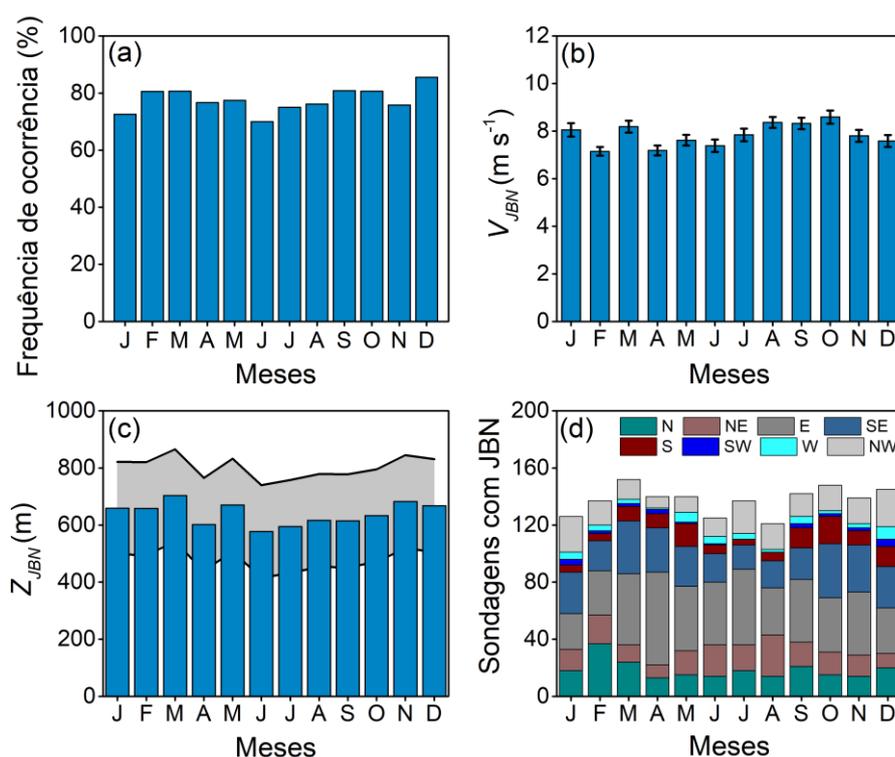
A Figura 3.28 apresenta a variação sazonal da frequência diária, intensidade, altura e direção dos JBNs na RMSP durante o período de sondagens regular. A partir da análise foi possível inferir que os JBNs são uma característica climática persistente da RMSP, ocorrendo pelo menos em 70% dos dias em todos os meses, com média anual de  $77,6 \pm 1\%$ . A amplitude da variação sazonal da ocorrência dos JBNs é pequena, com maior incidência em dezembro (85,5%) e menor em junho (70%).

Os valores mensais de intensidade e altura dos JBNs também apresentaram pequena variação sazonal (Fig. 3.28b, c). De julho a outubro, os JBNs são ligeiramente mais intensos, variando de um mínimo de  $7,1 \pm 0,2 \text{ m s}^{-1}$  em fevereiro a um máximo de  $8,6 \pm 0,3 \text{ m s}^{-1}$  em outubro (Fig. 3.28b). Durante os meses de verão e outono (novembro a maio) os JBNs ocorreram em alturas ligeiramente mais elevadas, variando de um máximo de  $703 \pm 151 \text{ m}$  em março a um mínimo de  $577 \pm 151 \text{ m}$  em junho (Fig. 3.28c). A variação sazonal da estrutura vertical média dos JBNs durante os quatro anos de radiossondagens regular entre 2009 e 2013 mostra-se nas Figuras D1-D2 do Apêndice D.

A variação sazonal da intensidade e altura dos JBNs está associada aos padrões de circulação da BM, que é mais intensa durante os meses de primavera (setembro a novembro) na RMSP, quando o contraste térmico continente-oceano passa por um máximo devido ao fato de que o oceano leva mais tempo para responder ao aumento sazonal do aquecimento por radiação solar do que a terra (Sánchez et al., 2020). Por outro lado, a variação sazonal da frequência dos JBNs parece responder à variação sazonal da radiação solar com um máximo no verão (dezembro) e um mínimo no inverno (julho).

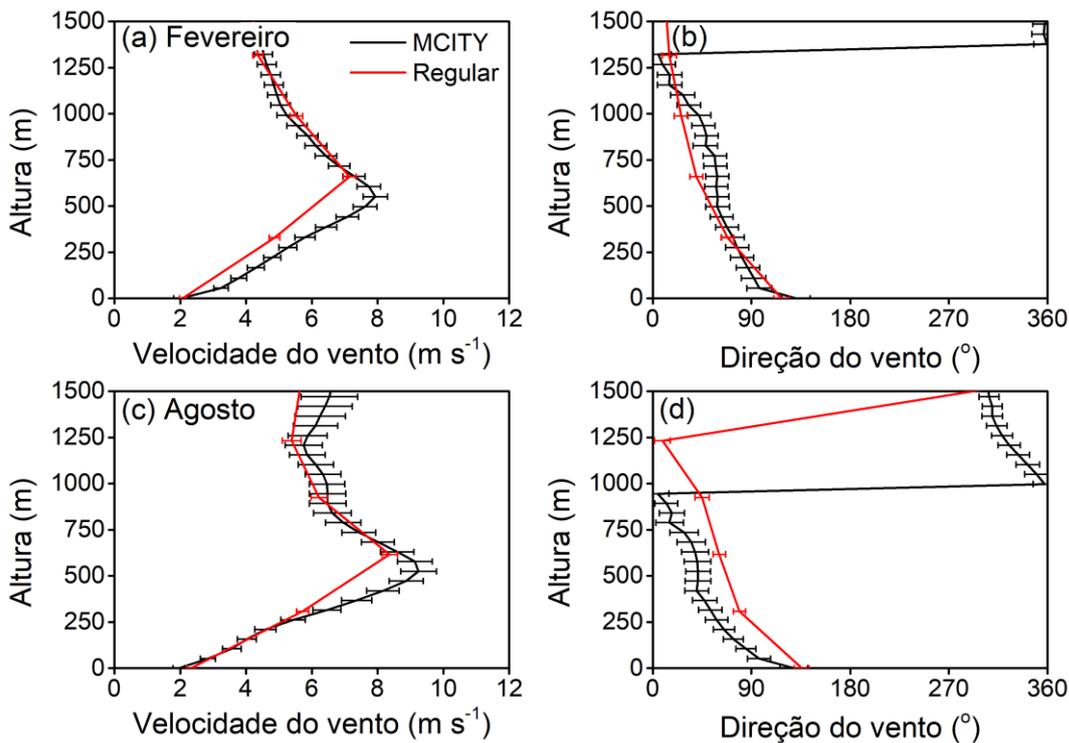
A direção dos JBNs mostrou uma variação sazonal mais complexa (Fig. 3.28d). A direção predominante foi E de março a dezembro ( $32,3 \pm 2\%$ ), SE em janeiro (23%) e N em

fevereiro (27%). Com base em como os sistemas de mesoescala e de escala sinótica afetam os JBNs na RMSP, descrito nas seções anteriores, parece plausível associar a variação sazonal da direção predominante a: a) variação sazonal na posição da ASAS, b) intensificação da circulação da BM, e c) aumento na frequência de FF durante os meses de inverno e primavera. Além da influência desses fenômenos de meso e longa escala, o fato que o JBN não mostre uma clara variação sazonal permite inferir que a estrutura e características da cidade de São Paulo têm um papel fundamental nas propriedades do JBN.



**Figura 3.28.** Variação sazonal de (a) frequência diária, (b) intensidade, (c) altura e (d) direção dos JBNs na RMSP de setembro de 2009 até agosto de 2013. Os erros estatísticos são indicados pelas barras verticais em (b). A incerteza devido à resolução de 302 m é indicada pela faixa cinza horizontal em (c).

A Figura 3.29 mostra a estrutura vertical média dos JBNs na RMSP durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 do Projeto MCITY BRAZIL (resolução fina) e durante os meses de fevereiro e agosto no período de radiossondagens regular entre 2009-2013 (resolução grossa). Observa-se que os JBNs aparecem tanto em radiossondagens com resolução fina como grossa, confirmando o exposto anteriormente de que os JBNs são uma característica robusta do clima local. As diferenças entre os perfis médios MCITY e Regular são porque as sondagens MCITY têm uma maior resolução temporal (a cada 3 horas), mas cobrem um período de tempo pequeno (10 dias).



**Figura 3.29.** Estrutura vertical média dos JBNs durante os meses de fevereiro e agosto. Os perfis verticais de (a)-(c) velocidade do vento e (b)-(d) direção do vento foram estimados usando as radiossondagens realizadas durante os experimentos do Projeto MCITY BRAZIL em 2013 e durante os quatro anos de radiossondagens regular entre 2009-2013. Os erros estatísticos são indicados pelas barras horizontais.

### 3.10. Sumário da análise observacional

A partir da análise observacional foi verificado que os JBNs na RMSP ocorrem, principalmente, em condições sinóticas favoráveis (ventos fracos e pouca nebulosidade) associadas com a subsidência induzida pela presença de um VCAN posicionado ao nordeste da RMSP durante o experimento de verão (19 a 28 de fevereiro) e pela influência da ASAS e o SAPP no experimento de inverno (6-15 de agosto) de 2013. Os JBNs são mais frequentes durante o período noturno e têm uma alta frequência durante todo o ano, com um máximo em dezembro e um mínimo em junho.

A intensidade dos JBNs está negativamente correlacionada com a intensidade da CITS e da ICU, mostrando que a mistura turbulenta induzida pelos JBNs pode contribuir para reduzir tanto a intensidade da CITS, quanto a da ICU.

Foi verificado que existe uma estreita ligação entre os JBNs e a BM na RMSP, de modo que a baroclinicidade induzida pelo contraste térmico continente-oceano e os distúrbios de escala sinótica provavelmente contribuem ou mesmo determinam os eventos de JBNs na

RMSP. Durante condições sinóticas favoráveis (influência de anticiclones), a baroclinicidade de mesoescala associada ao contraste térmico continente-oceano induz uma circulação direta de componente SE que com a ação da força de Coriolis gera uma circulação secundária de NE que, durante a noite, desacopla-se da superfície e oscila inercialmente.

Mecanismo similar foi observado em outra área costeira do SE de Brasil, como Cabo Frio (Ribeiro et al., 2016), sugerindo que o JBN observado na RMSP é parte de um evento mais amplo que se desenvolve ao longo da costa leste do Brasil.

No seguinte capítulo vai ser analisada a distribuição espacial do JBN na RMSP e o papel que a topografia e a ocupação do solo urbano têm na formação e evolução do JBN.

## 4. MODELAGEM NUMÉRICA DOS JBNs

### 4.1. Investigação de JBNs com modelo WRF

Vários estudos foram encontrados na literatura que testaram diferentes configurações do modelo WRF a fim de compreender as limitações do modelo na simulação dos JBNs. Muitas destas investigações mostraram uma boa concordância entre as características observadas e simuladas dos JBNs (Hu et al., 2013a; Vanderwende et al., 2015; Klein et al., 2016). Por outro lado, alguns trabalhos reportaram discrepâncias significativas entre as simulações e as observações (Storm et al., 2009; Mirocha et al., 2016). De maneira geral, as simulações tendem a subestimar a intensidade do JBN e superestimar sua altura (Storm et al., 2009; Gevorgyan, 2018). Isso foi atribuído a deficiências nas parametrizações de troca turbulenta na CLE (Shapiro et al., 2016). Os esquemas de CLP, principalmente os não locais, tendem a simular uma mistura turbulenta irrealista e forte durante a noite, resultando na subestimação da intensidade do JBN (Shin e Hong, 2011; Hu et al., 2013a).

A seguir serão discutidos alguns dos principais estudos (em ordem cronológica) que avaliaram a capacidade do modelo WRF em simular os JBNs em diferentes regiões e a sensibilidade dessas simulações numéricas em relação a diferentes configurações do modelo. De modo geral, os estudos reportados a seguir basearam-se na variação das seguintes configurações do modelo WRF: a) Resolução vertical e horizontal da grade; b) Parametrizações de CLP; c) Modelo de balanço de energia da superfície; e d) Condições iniciais e de contorno.

Storm et al. (2009) investigaram o desempenho do modelo WRF (versão 2.2) na simulação de dois eventos de JBNs observados em Texas e em Kansas durante 2 de junho de 2004 e 2 de outubro de 2006, respectivamente. Usaram as parametrizações de CLP YSU (“Yonsei University”) e MYJ (“Mellor-Yamada-Janjic”). Apesar de que todas as configurações do WRF avaliadas capturaram as características principais desses dois eventos de JBNs, nenhuma configuração específica foi claramente melhor. Entretanto, houve uma tendência a superestimar a altura e subestimar a intensidade do JBN.

Hu et al. (2013a) utilizaram o modelo WRF (versão 3.4) para investigar a relação entre os JBNs e a ICU durante quatro noites (17-18, 18-19, 24-25 e 25-26 de julho de 2003) na cidade de Oklahoma, EUA. Uma boa concordância entre as simulações e as observações foi

obtida ao aplicar o esquema de CLP ACM2 (“Asymmetric Convective Model 2”). O esquema ACM2 considera a mistura não local durante o dia, que é essencial para capturar a mistura por movimentos convectivos em longa escala. Durante a noite utiliza uma abordagem de mistura diferente que limita a mistura vertical, o que resulta em gradientes de velocidade do vento mais realistas. As simulações captaram com sucesso a presença do JBN na cidade de Oklahoma e a intensidade da ICU. A altura do JBN e a distribuição espacial de velocidade do vento e temperatura simulados perto da superfície foram consistentes com as observações.

Du et al. (2014) utilizaram dados horários entre 2006-2011 obtidos a partir de simulações feitas com o modelo WRF (versão 3.3.1), com uma resolução horizontal de 9 km e 40 níveis verticais para analisar a distribuição espacial e as variações diurnas dos JBNs na RPC durante o início do verão (maio-julho). Nessas simulações foi usado o esquema de CLP YSU. Os JBNs foram classificados em dois tipos: JBNs que ocorrem dentro da CLP (abaixo de 1 km) e JBNs associados a sistemas sinóticos (entre 1 e 4 km). Uma comparação das saídas do campo do vento modelado com dados de vento obtidos a partir de radiossondagens mostrou uma boa concordância entre os dois conjuntos de dados. Eles verificaram que os JBNs ocorrem frequentemente em diferentes regiões da RPC. Os JBNs da primeira classe apresentaram variações diurnas pronunciadas com uma máxima ocorrência durante a noite e o início da manhã, a qual é causada principalmente pela oscilação inercial durante a noite e a mistura vertical na CLP durante o dia. No entanto, as variações diurnas dos JBNs da segunda classe variaram dependendo da localização. Por outro lado, a estrutura vertical do JBN mostrou em alguns casos a presença de dois máximos, os quais se corresponderam com as duas classes de JBNs estudadas.

Vanderwende et al. (2015) usaram dados de lidar observados durante o verão de 2013 no nordeste da cidade de Ames, EUA, para examinar as propriedades dos JBNs e avaliar o impacto que as parametrizações da CLP e as condições iniciais e de contorno têm na capacidade do modelo WRF (versão 3.4.1) de reproduzir os JBNs observados nesse sítio. Foram testados cinco conjuntos de condições iniciais e de contorno e cinco parametrizações da CLP: MYJ, MYNN2.5 (“Mellor-Yamada Nakanishi Niino nível 2.5”), QNSE (“Quasi-Normal Scale Elimination”), YSU e ACM2. Em geral, o WRF representou com precisão os padrões gerais de evolução dos JBNs durante todo o período, com exceção do padrão de 22-24 de agosto, quando teve a passagem de uma FF. Neste período o WRF simulou JBNs com intensidade menor do que a observada. A simulação da ocorrência dos JBNs apresentou uma maior dependência das condições iniciais e de contorno, enquanto a simulação da intensidade

do JBN apresentou uma dependência tanto das condições iniciais e de contorno quanto da parametrização da CLP. O esquema QNSE produziu os melhores resultados na simulação de JBNs com intensidade moderada e intensa, bem como nos casos persistentes. Eles concluíram que a oscilação inercial é o principal mecanismo de geração dos JBNs nesse sítio.

He et al. (2016) fizeram simulações com o modelo WRF (versão 3.4) de um evento de JBN ocorrido na região sul da RPC durante 29-30 de junho de 2003 e analisaram suas características e evolução. O campo de vento em níveis baixos mostrou uma significativa variação diurna e a formação de um JBN durante o período noturno com intensidade máxima de  $24 \text{ m s}^{-1}$  em torno de 850 hPa. Eles separaram as componentes geostrófica e ageostrófica do JBN e concluíram que a componente geostrófica regula o 65% da intensidade do JBN, enquanto a componente ageostrófica representa o 35% da intensidade e contribui para a rotação no sentido horário, levando assim à formação e enfraquecimento do JBN durante a noite e o dia, respectivamente. Experimentos de sensibilidade numérica confirmaram o ciclo de aquecimento e resfriamento radiativo como o fator chave na formação do JBN noturno.

Mirocha et al. (2016), avaliaram diferentes configurações do modelo WRF (versão 3.4) na simulação de JBNs no norte das Grandes Planícies durante dois períodos de ocorrência de JBNs (23-26 de setembro e 1-4 de outubro de 2011). As simulações foram feitas variando o espaçamento horizontal (9, 3 e 1 km) e vertical (40, 20 e 10 m) da grade, utilizando três parametrizações da CLP (YSU, MYNN2.5 e QNSE), dois modelos de balanço de energia na superfície (Noah e RUC) e vários conjuntos de dados de inicialização e forçamento. Apesar de que cada simulação capturou o ciclo diurno da velocidade do vento, produzindo JBNs durante o período noturno, grandes discrepâncias foram observadas entre as observações feitas com lidar e as simuladas pelo WRF. Enquanto algumas configurações tiveram um desempenho melhor, nenhuma apresentou um desempenho superior, ressaltando a necessidade de melhorar a qualidade das simulações do escoamento na superfície na presença de JBNs. De modo geral a parametrização QNSE produziu as menores discrepâncias entre modelo e observado. Apesar dos eventos de JBNs investigados terem sido observados em um terreno relativamente plano e sob condições do tempo não perturbadas, o aumento da resolução não implicou em uma melhora significativa do escoamento simulado perto da superfície. Em alguns casos o aumento da resolução conduziu a uma piora no desempenho do modelo WRF. Eles concluíram que é necessário melhorar as parametrizações físicas de CLP para aplicações que envolvem resoluções maiores e condições estáveis.

Smith et al. (2018) avaliaram a capacidade do modelo WRF (versão 3.8.1) de reproduzir os JBNs observados durante o experimento LABEL (“Lower Atmospheric Boundary Layer Experiment”), realizado em 2012 no sudeste das Grandes Planícies, EUA. Diferentes testes foram realizados para determinar a configuração ótima para a modelagem dos JBNs. Os testes incluíram variações do espaçamento horizontal (4, 2 e 1 km) e vertical (usando a configuração padrão do modelo com 10 níveis não homogêneos entre a superfície e 2 km; e espaçamento homogêneo de 40 m entre a superfície e 2 km), e três parametrizações da CLP: Mellor-Yamada Nakanishi Niino (MYNN), YSU e QNSE. Verificou-se que o uso do espaçamento horizontal de 4 km não é pior do que utilizar um espaçamento horizontal de 1 ou 2 km para a representação do JBN, pois as simulações com espaçamento de 4 km geralmente capturaram melhor a magnitude e evolução temporal do JBN. Por outro lado, a evolução temporal e a estrutura vertical do JBN foram melhor representadas com uma grade vertical de espaçamento homogêneo de 40 m. As simulações dos JBNs se mostraram menos sensíveis às parametrizações da CLP do que à configuração da grade, sendo que as simulações com as três parametrizações da CLP mostraram desempenhos similares, com uma ligeira vantagem do esquema QNSE. Eles concluíram que a configuração ideal para a simulação dos JBNs nas Grandes Planícies resulta da combinação do espaçamento horizontal de 4 km, o espaçamento vertical homogêneo de 40 m e a parametrização da CLP de QNSE.

Gevorgyan (2018) avaliou o desempenho do modelo WRF (versão 3.9) na simulação da circulação vale-montanha e do JBN, observados em 4 de julho de 2015 em Yerevan, Armênia. Esse estudo indica que o vento próximo à superfície e às características do JBN são mais sensíveis às parametrizações da CLP e às condições iniciais e de contorno. Entre as 9 parametrizações da CLP usadas, MYJ, QNSE e TEMF (“Total-Energy Mass-Flux”) mostraram maior habilidade na simulação do vento próximo à superfície, enquanto os demais subestimaram a intensidade do vento de vale. A parametrização BouLac (“Bougeault-Lacarrere”) apresentou o pior desempenho. Por outro lado, as principais características dos JBNs simulados variaram significativamente em função das parametrizações de CLP. A maioria dos esquemas de CLP simularam JBNs bem definidos, localizados entre 150 e 250 m, com magnitudes que variaram de 12 a 21  $\text{m s}^{-1}$ . Entretanto, a intensidade do JBN noturno observado foi fortemente subestimada na maioria das corridas e os esquemas Shin-Hong e YSU simularam JBNs noturnos mais altos do que os JBNs observados. A maioria das parametrizações de CLP tiveram melhor desempenho quando foi usado o conjunto de dados do ERA-5.

Miao et al. (2018) simularam JBNs observados nas cidades de Pequim (39°58'58.8" N; 116°16'58.8" E; 44 m anm) e Guangzhou (23°13'1.2" N; 113°28'58.8" W; 21 m anm) na RPC entre 2013 e 2016 usando o modelo WRF (versão 3.9). Para investigar o papel que os padrões sinóticos têm na formação dos JBNs, foram selecionados quatro dias com JBNs, onde essas duas cidades estavam sob a influência de diferentes padrões sinóticos. Em Pequim foram escolhidos os dias 20 de setembro de 2015 (padrão sinótico GSE: gradiente de pressão do sudeste para o noroeste), e 5 de março de 2015 (padrão sinótico GSW: forte gradiente de pressão do sudoeste para o nordeste). Em Guangzhou foram simulados os dias 11 de junho de 2013 (padrão sinótico HNW: sistema de alta pressão localizado ao noroeste da cidade com ventos do NE), e 24 de maio de 2014 (padrão sinótico LNW: sistema de baixa pressão localizada ao noroeste da cidade com ventos predominantes do S). As condições iniciais e de contorno foram determinadas utilizando os dados de reanálise do ERA-I, e nas simulações foram usadas YSU como parametrização da CLP e o modelo de balanço de energia na superfície Noah acoplado a um modelo de dossel urbano de uma camada. As simulações com o WRF reproduziram a formação e a variação diurna do JBN nas duas cidades. No entanto, houve uma tendência em superestimar a intensidade do JBN nos dois locais. Em Pequim os JBNs se formaram na altura de 1000 a 1500 m após a meia noite e desapareceram no início da manhã com o crescimento da CLP. Em Guangzhou os JBNs apareceram em torno de 500 a 1000 m no início da manhã e persistiram até o meio-dia. A partir dessas variações diurnas eles concluíram que os JBNs nas duas cidades foram induzidos principalmente por forçantes sinóticas e modulados pela evolução diurna da CLP.

Apesar das atuais deficiências dos modelos de mesoescala, entre eles o WRF, as simulações da CLE e dos JBNs podem ser melhoradas se as configurações do modelo forem escolhidas cuidadosamente. Nos últimos anos tem aumentado consideravelmente o interesse em caracterizar e melhorar a representação dos JBNs na previsão numérica do tempo para a avaliação dos recursos eólicos, a previsão confiável de geração de energia eólica e o desenho de turbinas eólicas (Storm et al., 2009; Vanderwende et al., 2015). Simulações confiáveis poderiam reduzir ou mesmo substituir a necessidade de custosas torres altas de observação nos projetos futuros de energia eólica (Storm et al., 2009).

## 4.2. Principais limitações do modelo WRF na simulação de JBNs

Além do uso intensivo em diferentes aplicações operacionais e de pesquisas sobre a energia eólica, a revisão apresentada na seção 4.1 comprova que o modelo WRF é a

ferramenta mais utilizada nas simulações numéricas de JBNs (Mirocha et al., 2016). O modelo WRF suporta simulações dos movimentos atmosféricos desde a escala global até a dos grandes turbilhões. Possui um conjunto de parametrizações de processos físicos projetado para diferentes escalas e aplicações, permitindo a interface com diferentes conjuntos de dados e forçantes (Mirocha et al., 2016).

Apesar do avanço experimentado pelo modelo WRF nos últimos anos, destacando-se o suporte de diferentes domínios (aninhamento de grade), opções de parametrização dos processos físicos (CLP, nuvens, radiação, etc.) e compatibilidade com vários conjuntos de dados de inicialização e contorno, frequentemente as simulações não representam corretamente a distribuição da velocidade e direção do vento perto da superfície e o ciclo de vida, intensidade e altura dos JBNs (Storm et al., 2009; Mirocha et al., 2016). Isso ocorre porque ainda existem limitações na compreensão e capacidade de modelagem das propriedades da turbulência na CLE, onde se desenvolvem a maioria dos JBNs (Banta et al., 2002; Storm et al., 2009; Beu, 2019).

Mirocha et al. (2016) numeraram vários fatores que podem influir na qualidade das simulações dos JBNs usando modelos de mesoescala. Entre esses fatores destacam-se: a) Resolução vertical e horizontal da grade; b) Parametrizações de CLP; c) Modelo de balanço de energia da superfície; e d) Condições iniciais e de contorno.

#### **4.2.1. Resolução vertical e horizontal da grade**

Um fator que influencia a representação dos JBNs é a resolução horizontal e vertical do modelo, devido à existência de camadas de inversão e fortes gradientes verticais na velocidade e direção do vento (Schepanski et al., 2015; Mirocha et al., 2016).

O aumento na resolução vertical da grade nem sempre conduz a simulações mais adequadas de JBNs. Simulações feitas por Carvalho et al. (2012) do campo de vento usando o modelo WRF numa área de terreno complexo em Portugal mostraram que o aumento da resolução (vertical e horizontal) produziu apenas uma pequena melhoria no desempenho do modelo, não compensando os altos custos computacionais associados. Schepanski et al. (2015) também mostraram que o aumento do número de níveis verticais tem pouco impacto sobre a habilidade do modelo WRF de simular a altura do JBN no Sahel, África, causando apenas um ligeiro aumento na intensidade do JBN. Isso acontece devido a que uma melhoria

na resolução vertical da CITS permite uma representação mais exata do processo de desacoplamento do escoamento da CR.

Em menor medida, a resolução horizontal da grade também influi na qualidade das simulações dos JBNs. Embora, com o avanço dos recursos computacionais, o uso do espaçamento horizontal da grade de 1 km (ou menor) seja cada vez mais viável, esse refinamento pode resultar na formação de estruturas espúrias no escoamento na CLP diurna (Smith, 2018).

A configuração ideal da grade depende, entre vários fatores, do modelo de balanço de energia da superfície e da parametrização da turbulência na CLP, que juntos especificam o transporte turbulento na superfície e ao longo da CLP.

#### **4.2.2. Parametrização da turbulência na CLP**

O esquema de CLP e seu modelo de camada superficial associado determinam os fluxos verticais em pequena escala devido ao transporte turbulento entre a superfície e o topo da CLP (Skamarock et al., 2008; Mirocha et al., 2016).

A escolha do esquema de CLP influi na representação dos fluxos turbulentos e os processos de mistura vertical, os quais são responsáveis por manter os ciclos diurnos da estabilidade e a estrutura da CLP simulada. Isso tem um impacto na representação correta dos JBNs e leva a diferenças em sua intensidade e altura (Vanderwende et al., 2015; Klein et al., 2016). Por outro lado, a parametrização acertada da CLP dinâmica é fundamental na simulação do desacoplamento entre a CR e a CLE, permitindo a formação do JBN e seu enfraquecimento no seguinte dia (mecanismo de oscilação inercial) (Schepanski et al., 2015).

#### **4.2.3. Modelo de balanço de energia da superfície**

O modelo de balanço de energia da superfície controla a distribuição de temperatura e do conteúdo de água na superfície e dentro do solo, influenciando na partição de energia entre os fluxos verticais de calor sensível e latente na superfície e ao longo da CLP (Mirocha et al., 2016).

A fim de representar os efeitos da superfície urbana, um modelo de dossel urbano foi acoplado ao modelo de balanço de energia da superfície Noah no WRF. O modelo de dossel urbano inclui uma parametrização para representar a geometria urbana, levando em conta os processos de sombreamento e reflexão da radiação pelas construções, e determina a

temperatura da superfície, os fluxos de calor e a troca de momento entre a superfície urbana e a atmosfera.

#### 4.2.4. Condições iniciais e de contorno

As condições iniciais e de contorno também podem influir nos resultados das simulações. Schepanski et al. (2015) verificaram que as simulações das propriedades dos JBNs sobre o Sahel, África, com o modelo WRF (versão 3.3) durante 9 de novembro de 2006 são mais sensíveis à variação nas condições iniciais e de contorno do que às variações do espaçamento horizontal e vertical da grade, às parametrizações da CLP e ao modelo de balanço de energia da superfície. Quando inicializadas com dados do ERA-I, as simulações tendem a superestimar a intensidade e altura dos JBNs inicializadas com dados do GFS (“Global Forecast System”), que por sua vez concordam mais com as observações. Isso acontece porque o ERA-I tem um gradiente de pressão maior em comparação com as observações, resultando em velocidades do vento mais intensas. As simulações inicializadas com GFS também representam melhor o mecanismo de oscilação inercial.

Gevorgyan (2018) mostrou que há grandes discrepâncias nas simulações dos campos de temperatura do ar e pressão atmosférica ao nível do mar e nos perfis verticais de vento e temperatura potencial na CLP sobre Yerevan, Armênia, quando o modelo foi inicializado com dados do ERA-5 e do GFS. Porém, as simulações dos padrões de circulação de grande escala na troposfera superior foram semelhantes.

### 4.3. Simulação dos JBNs na RMSP

Para complementar a descrição observacional apresentada no capítulo 3 dessa tese, neste capítulo será feita uma análise do comportamento dos JBNs na RMSP descrito a partir da evolução temporal dos valores horários do campo tridimensional de vento simulado com o modelo WRF-ARW, versão 4.1.2 (Skamarock et al., 2008) para a RMSP por Tito (2022) durante os dois períodos de 10 dias dos experimentos do Projeto MCITY Brazil.

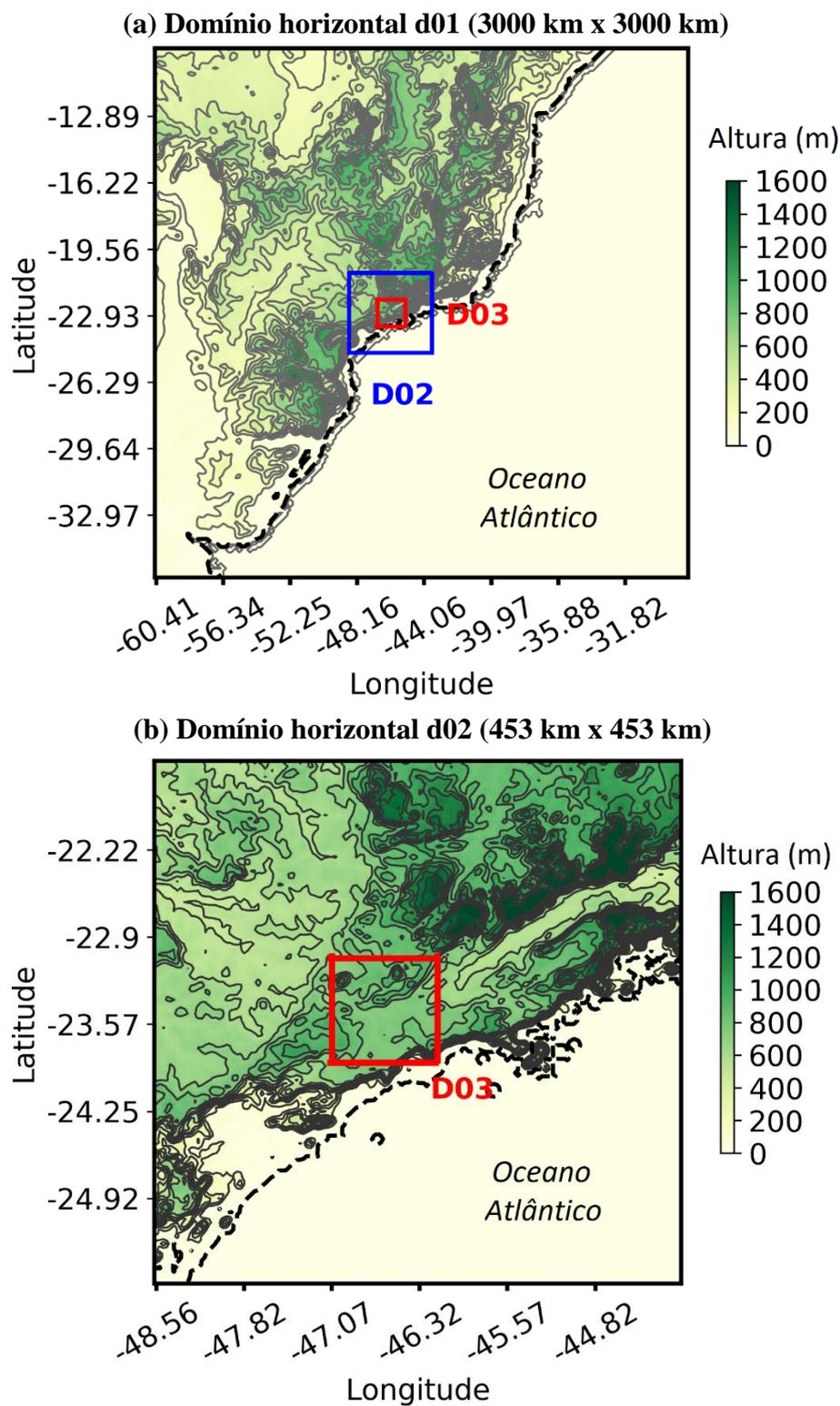
O objetivo dessa análise é verificar se o modelo consegue detectar adequadamente a formação dos JBNs descritos observacionalmente e determinar algumas características do JBN que não é possível estimar observacionalmente, como é o caso de sua extensão horizontal. Pretende-se também comparar as propriedades do JBN entre um sítio urbano e

rural e determinar se a topografia e a ocupação do solo urbano têm alguma influência no desenvolvimento e evolução do JBN.

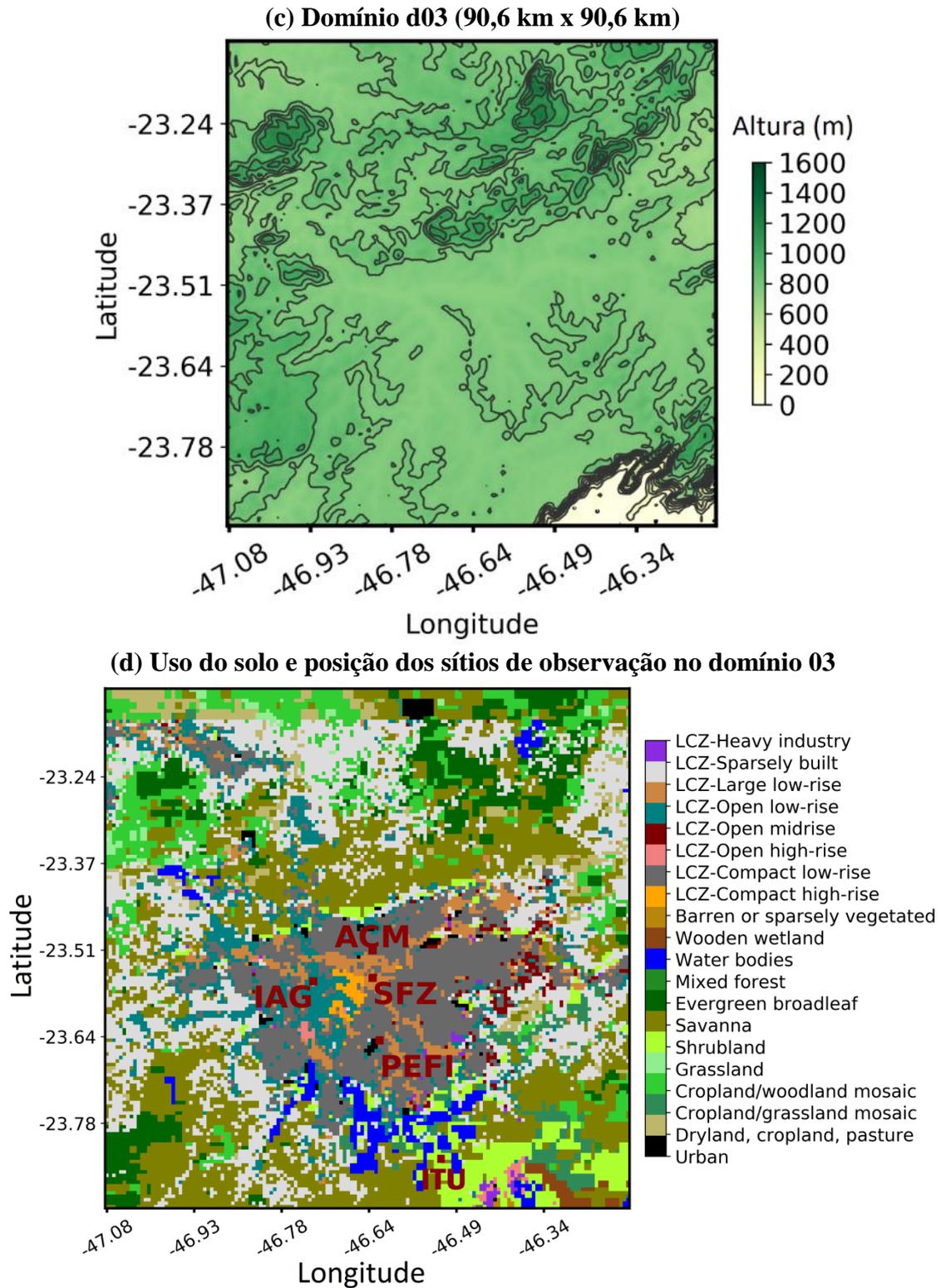
As simulações foram feitas durante os 20 dias dos experimentos de fevereiro e agosto de 2013. As primeiras 12 h de cada um desses dois períodos de 10 dias foram consideradas como o período de “spin-up”. As condições iniciais e de contorno foram dadas a partir dos dados obtidos do NCEP-GFS (“National Center for Environmental Prediction-Global Forecast System”), com resolução horizontal de  $1^\circ \times 1^\circ$  e temporal de seis horas, disponíveis em 27 níveis de pressão, entre 1000 hPa e 10 hPa.

### 4.3.1. Características das grades

Três domínios horizontais aninhados foram empregados, com espaçamentos de grade de 15 km (200 x 200 pontos de grade), 3 km (151 x 151 pontos de grade) e 0,6 km (151 x 151 pontos de grade). O primeiro domínio abrange a região sudeste da América do Sul (Fig. 4.1a). O segundo domínio abrange a região sudeste do estado de São Paulo (Fig. 4.1b), e o terceiro domínio está centrado ( $23^\circ 30' 21.6''$  S;  $46^\circ 38' 7.48''$  W) próximo ao ACM (Fig. 4.1c). Na vertical, cada domínio tem 38 níveis que foram definidos usando o sistema de coordenadas dado por  $\eta = (p - p_t)/(p_s - p_t)$ , onde  $p$  é a pressão atmosférica em cada nível e  $p_t$  e  $p_s$  são os valores de pressão no topo e na superfície, respectivamente. O topo foi definido em 50 hPa (~18,5 km). Desses 38 níveis, 25 estão abaixo de 4000 m, com resolução mais alta perto da superfície (14 níveis abaixo de 1 km) (Fig. 4.1e). A grade vertical tem uma distribuição logarítmico-exponencial.



**Fig. 4.1.** Domínios horizontais, uso do solo e grade vertical utilizados pelo modelo WRF na simulação numérica das propriedades dos JBNs na RMSP. As figuras (a-e) foram adaptadas de Tito (2022).



**Fig. 4.1.** (continuação).

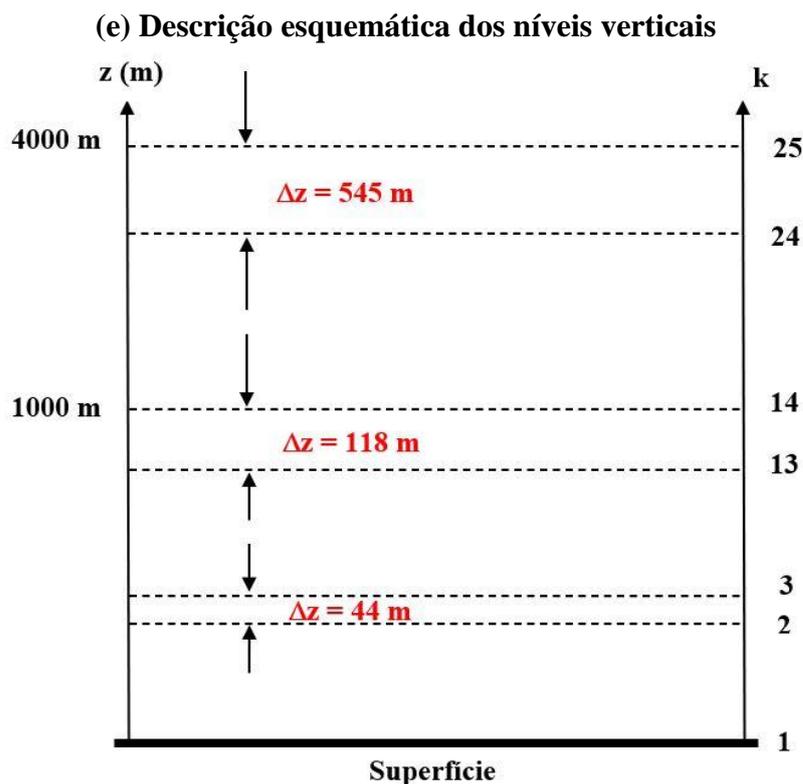


Fig. 4.1. (continuação).

### 4.3.2. Parametrizações

O modelo WRF usa o esquema de microfísica “Single-Moment 5-class”, o esquema de cúmulos “Grell-Freitas”, o esquema de radiação de onda longa e curta “Rapid Radiative Transfer Model for GSMs (Global Circulation Models)” e o esquema de balanço de energia na superfície terrestre e oceânica Noah LSM (“Noah Land Surface Model”). Na área urbana foi utilizado o modelo de balanço de energia na superfície SLUCM (“Single Layer Urban Canopy Model”) (Kusaka et al., 2001; Kusaka e Kimura, 2004).

O modelo Noah utiliza a classificação do uso e ocupação do solo definido por “United State Geological Survey (USGS) (<https://www.usgs.gov/special-topics/land-use-land-cover-modeling>), com 24 categorias. Enquanto o modelo SLUCM inclui também a classificação do uso e ocupação do solo do sistema de classificação WUDAPT (“World Urban Database Access Portal Tool”) com 10 categorias urbanas identificadas através dos índices denominados “Local Climate Classification (LCZ)” (Fig. 4.1d).

Tito (2022) testou nove esquemas de CLP na RMSP e mostrou que o esquema QNSE representou bem os perfis verticais de velocidade e direção do vento obtido a partir de radiossondagens. De acordo com a revisão da literatura feita na seção 4.1, esse esquema

também está entre os que melhor desempenho têm na simulação das características dos JBNs em diferentes partes do mundo (Vanderwende et al., 2015; Mirocha et al., 2016; Smith et al., 2018; Gevorgyan, 2018). Proposto por Sukoriansky et al. (2005), o esquema QNSE está baseado no fechamento local e foi desenhado especificamente para a representar as propriedades da turbulência na CLE (Mirocha et al., 2016; Avolio et al., 2017; Smith, 2018; Jia e Zhang, 2020). Com base nessas considerações, foi escolhido esse esquema para simular as propriedades dos JBNs na RMSP.

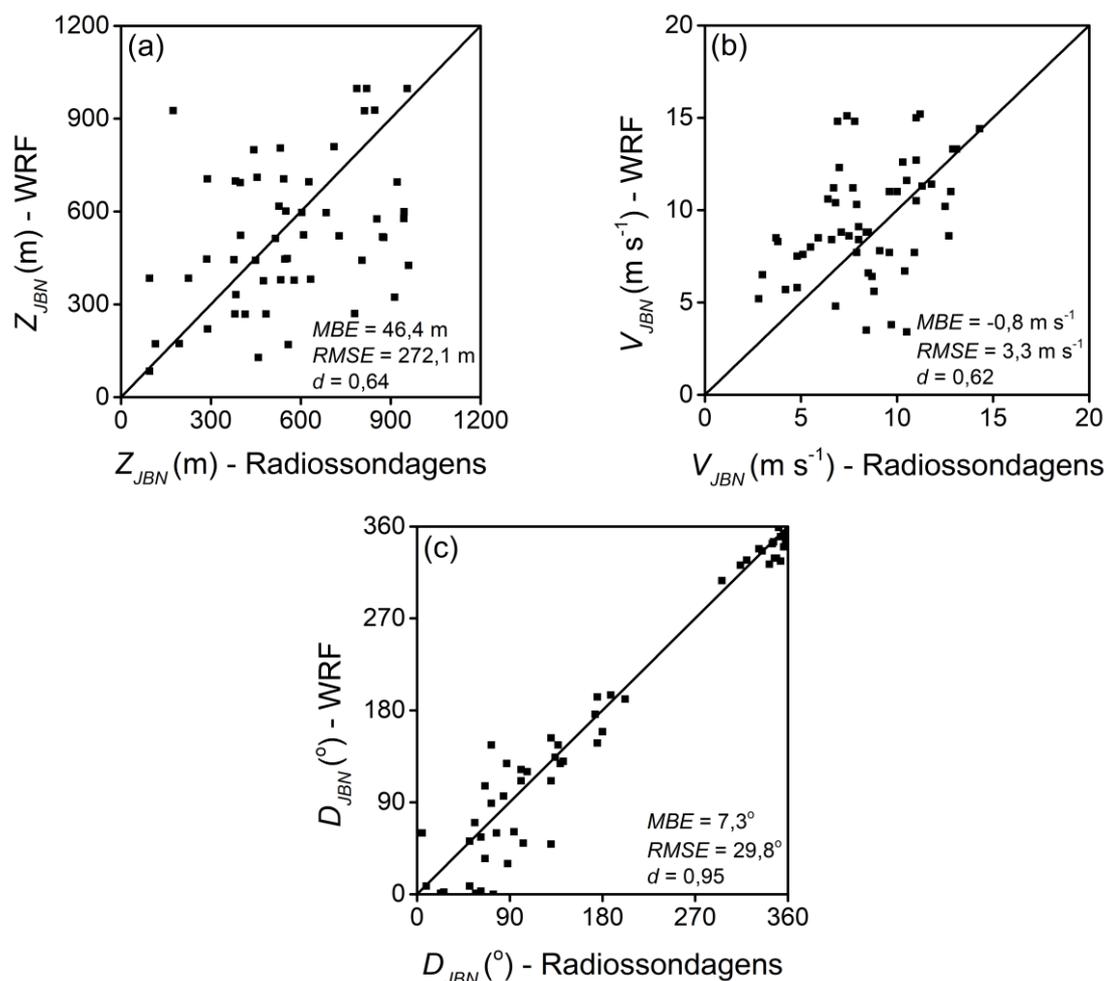
#### 4.3.3. Desempenho do modelo WRF na simulação numérica do JBN

Para verificar o desempenho do modelo WRF, as propriedades do JBN simulado numericamente foram comparadas com as observadas na RMSP durante os dois períodos de 10 dias dos experimentos do Projeto MCITY Brazil. Para tanto, o algoritmo de detecção de JBNs desenvolvido no capítulo 3 (vide seção 3.4) foi aplicado nos perfis verticais de velocidade do vento simulados numericamente no ponto correspondente ao ACM. Sánchez et al. (2020) mostraram que as radiossondas durante a ascensão até 4000 m de altura permanecem dentro dos limites urbanos, portanto é plausível assumir que nos primeiros 1500 m sua posição variou pouco com respeito à posição de lançamento no ACM.

O modelo WRF mostrou um bom desempenho na simulação das principais propriedades do JBN na RMSP e simula 81,3% dos JBNs detetados a partir das radiossondagens. Considerando os parâmetros estatísticos *MBE* (Observado-Modelado), *RMSE* e *d* verifica-se que:

- Para  $Z_{JBN}$  os valores de *MBE*, *RMSE* e *d* são, respectivamente, 46,4 m, 272,1 m e 0,64 (Fig. 4.2a);
- Para  $V_{JBN}$  o *MBE*, *RMSE* e *d* são, respectivamente, -0,8 m s<sup>-1</sup>, 3,3 m s<sup>-1</sup> e 0,62 (Fig. 4.2b);
- Para  $D_{JBN}$  o *MBE*, *RMSE* e *d* são, respectivamente, 7,3°, 29,8° e 0,95 (Fig. 4.2c).

Em geral, o modelo WRF mostra um comportamento aceitável na simulação da altura e intensidade dos JBNs (Fig. 4.2a-b), com uma ligeira tendência de subestimar a altura e superestimar a intensidade. Resultados semelhantes foram obtidos por Miao et al. (2018) nas cidades de Pequim e Guangzhou, RPC. Com respeito à direção dos JBNs, o modelo mostrou um excelente desempenho (Fig. 4.2c).

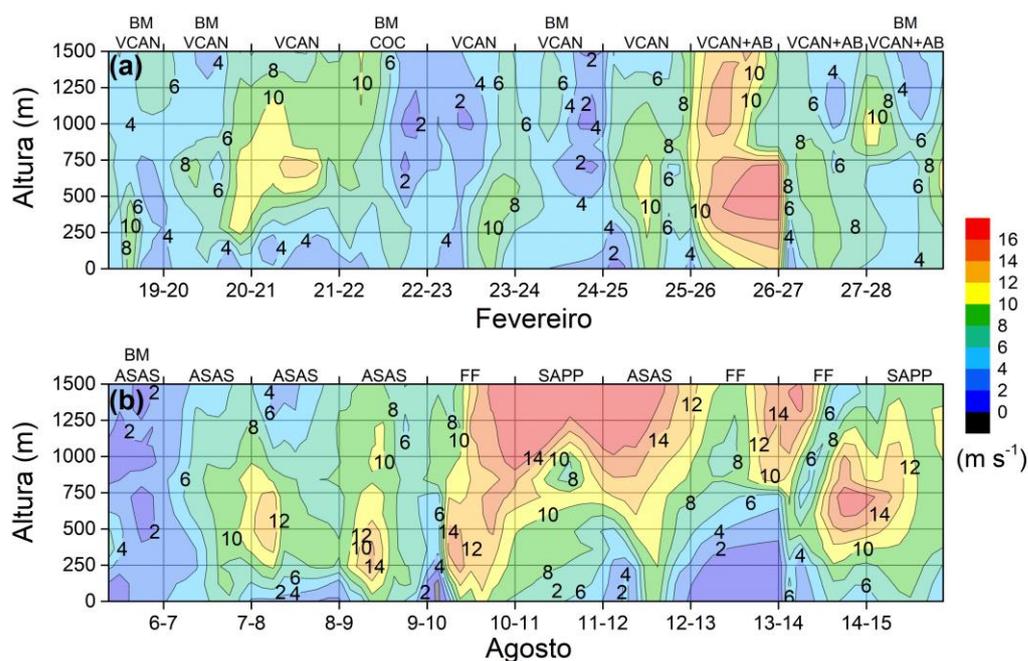


**Figura 4.2.** Diagramas de dispersão de (a) altura, (b) intensidade e (c) direção dos JBNs estimados pelo algoritmo de detecção a partir das radiossondagens realizadas durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 e as simulações feitas com o modelo WRF.

#### 4.3.4. Simulação da evolução temporal da velocidade do vento

A seguir mostra-se a evolução temporal da velocidade do vento simulada numericamente pelo modelo WRF a cada hora na RMSP (ponto de grade correspondente ao ACM) durante os experimentos de fevereiro (19-28) (Fig. 4.3a) e agosto (6-15) (Fig. 4.3b) de 2013 do Projeto MCITY Brazil.

Ao comparar com a evolução temporal da velocidade do vento observada a cada 3 horas com radiossondagem (Fig. 3.11) verifica-se que existe uma concordância muito grande, indicando que o modelo WRF é capaz de reproduzir o comportamento do JBN na RMSP. Isso comprova que os JBNs são um fenômeno comum no clima de São Paulo e que o modelo WRF consegue reproduzir o comportamento observado porque contém os processos físicos associados aos principais mecanismos de geração dos JBNs presentes na RMSP.

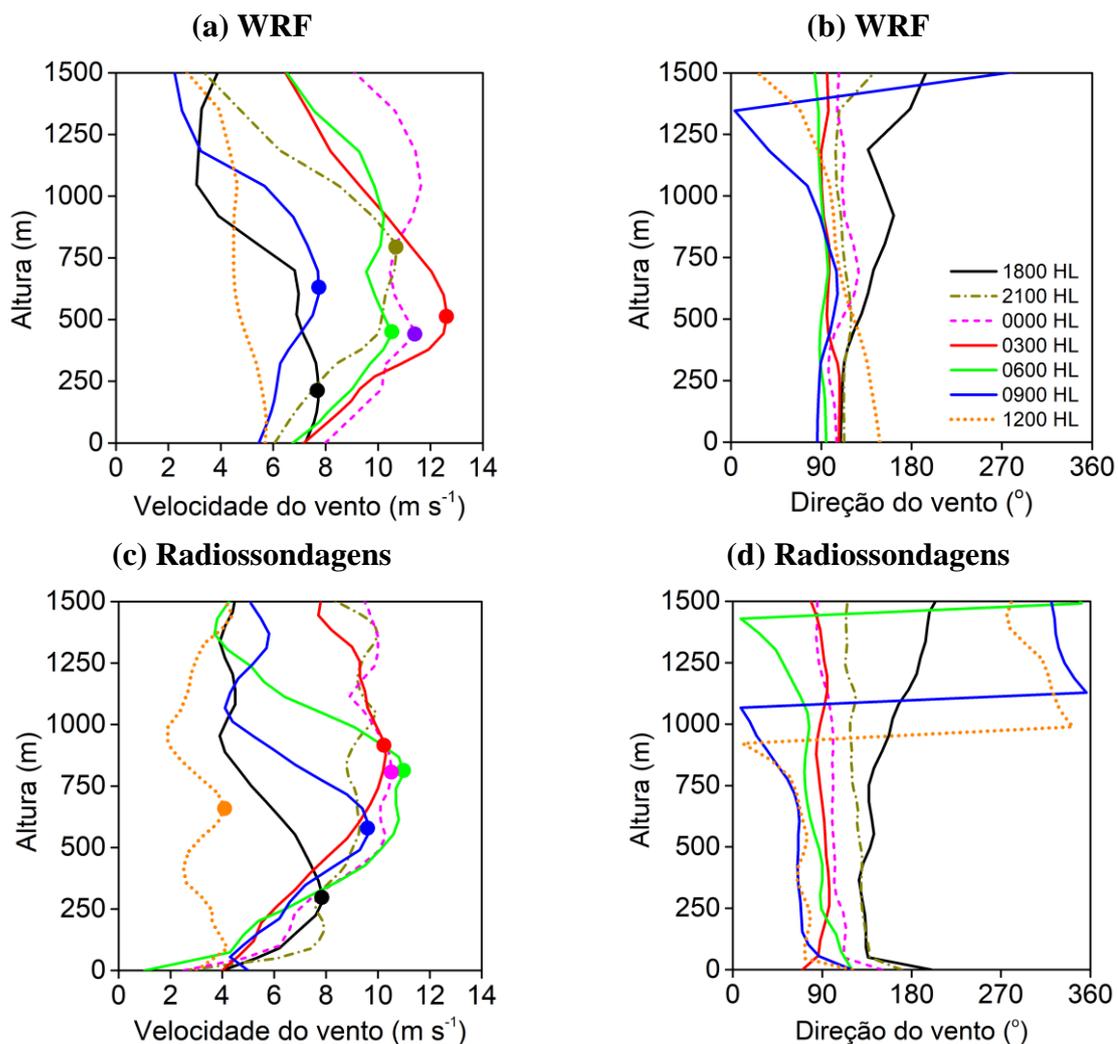


**Figura 4.3.** Evolução temporal da velocidade do vento simulada numericamente pelo modelo WRF durante os experimentos de (a) fevereiro, e (b) agosto de 2013. Os símbolos no topo correspondem a: VCAN = Vórtice Ciclônico de Altos Níveis; BM = Brisa Marítima; COC = Cavado de Onda Curta; AB = Alta da Bolívia; SAPP = Sistema de Alta Pressão Pós-frontal; ASAS = Alta Subtropical do Atlântico Sul; FF = Frente Fria.

#### 4.3.5. Modelagem de um evento de JBN típico da RMSP

Na presente seção será discutida a evolução do evento típico de JBN observado na RMSP durante o período noturno, entre 27 e 28 de fevereiro de 2013, usando os valores horários do campo tridimensional do vento modelado com o WRF (Figs. 4.4a-b). Esse evento foi considerado como um evento típico porque, durante o seu desenvolvimento, prevaleceram condições sinóticas favoráveis à formação de JBNs típicas do verão, com céu parcialmente nublado e ventos fracos na superfície (Tab. 3.3), associadas à presença de um VCAN ao nordeste da RMSP. As observações indicam que esse evento de JBN teve início em torno das 1800 HL, com intensidade de  $7,9 \text{ m s}^{-1}$ , direção SE a 289 m da superfície, atingindo às 0600 HL a intensidade máxima de  $11 \text{ m s}^{-1}$ , direção ENE e a 804 m da superfície (Figs. 4.4c-d).

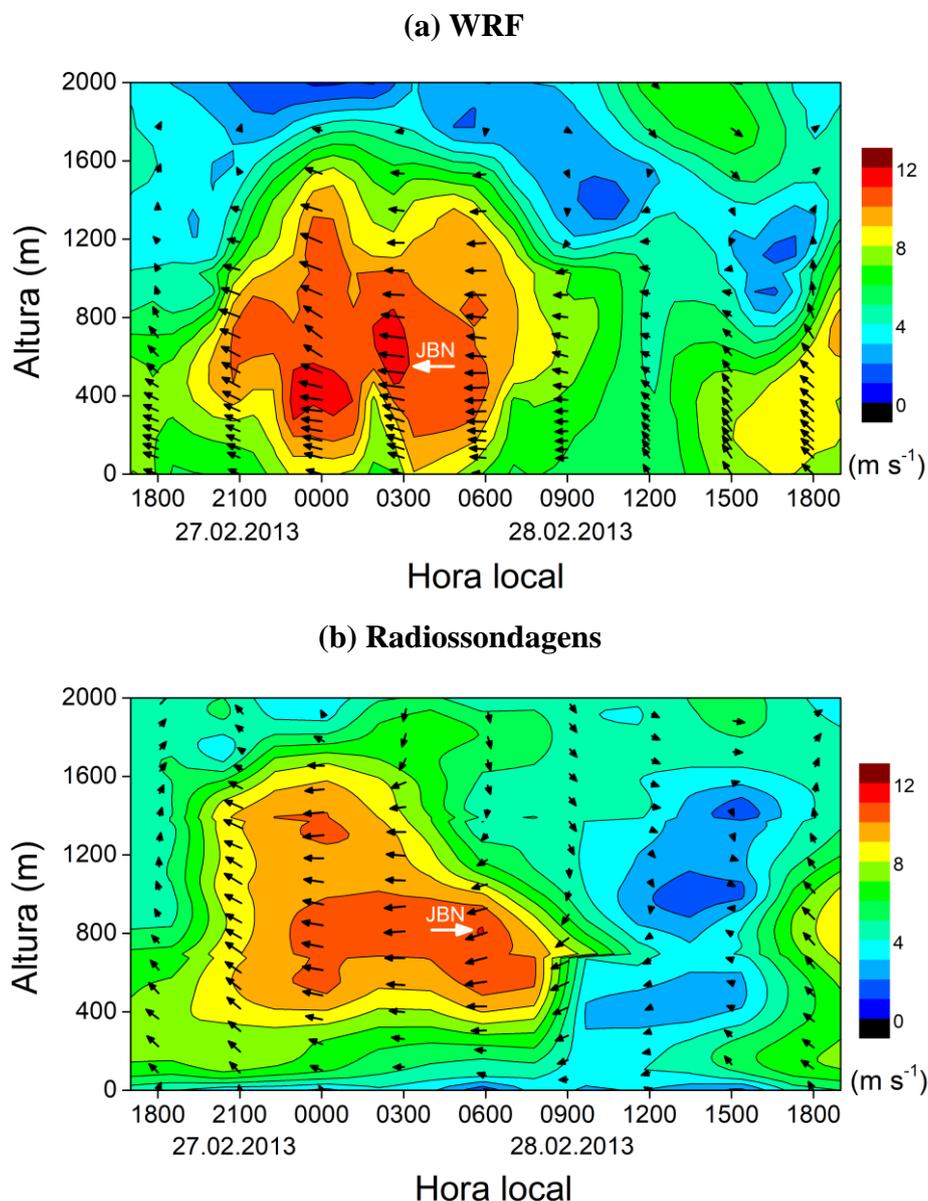
Verifica-se nessas figuras que o modelo WRF foi capaz de simular um ciclo completo de formação e enfraquecimento do JBN na RMSP com uma duração de 15 horas (1800-0900 HL). As simulações indicam que às 0300 HL o JBN atingiu um máximo de  $12,6 \text{ m s}^{-1}$ , de direção E, a 516 m da superfície (Fig. 4.4a-b). As observações indicam que às 0300 HL o JBN atingiu um máximo de  $10,3 \text{ m s}^{-1}$ , de direção E, a 877 m da superfície (Fig. 4.4c-d).



**Figura 4.4.** Evolução temporal dos perfis verticais da velocidade e direção do vento (a)-(b) simulados pelo modelo WRF e (c)-(d) observados com radiossondagens entre 1800 HL do dia 27 e 1200 HL do dia 28 de fevereiro de 2013. Os círculos indicam a altura do JBN.

A evolução temporal da velocidade e direção do vento simulado pelo modelo WRF nos primeiros 2000 m entre 1700 HL do dia 27 e 1900 HL do dia 28 de fevereiro de 2013 está indicado na Figura 4.5a. De maneira geral o modelo representou com sucesso a evolução temporal da estrutura vertical do vento associado ao JBN observado na RMSF nessa noite. Observa-se a presença de um núcleo de máxima velocidade nos primeiros 1000 m de altura associado com a presença do JBN durante todo o período noturno, tanto na modelagem (Fig. 4.5a), quanto nas observações (Fig. 4.5b). Após as 0900 HL, o JBN foi completamente removido pela mistura turbulenta induzida pela convecção térmica. O modelo representou muito bem a evolução temporal e a altura do evento de JBN de acordo com as observações. Por outro lado, a intensidade do JBN foi ligeiramente superestimada pelo modelo. Tanto as

observações quanto o modelo mostraram uma mudança da direção do vento no sentido anti-horário de SE para E e NE durante o ciclo de vida do evento de JBN (Fig. 4.5).

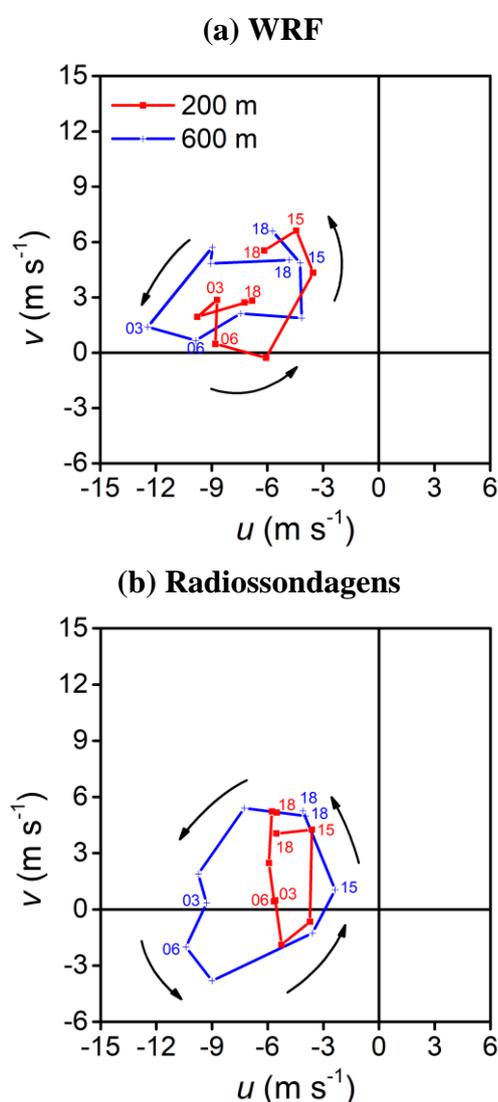


**Figura 4.5.** Evolução temporal da velocidade (mapa colorido) e direção do vento (vetores de vento) baseado em (a) simulações feitas com o modelo WRF, e (b) radiossondagens, entre 1700 HL do dia 27 e 1900 HL do dia 28 de fevereiro de 2013. As setas pretas indicam os vetores de vento horizontal.

O modelo reflete muito bem o incremento da intensidade do vento de SE nos primeiros 400 m entre 1500 e 1800 HL do dia 28 de fevereiro, como resultado da passagem da BM pela RMSP (vide seção 3.5.1.2). A passagem da BM pela RMSP esfria e umedece a atmosfera e estabelece uma CITS suficientemente forte para reduzir a turbulência e desacoplar o escoamento acima, preparando o cenário para o desenvolvimento de um JBN

noturno. Tanto as observações quanto o modelo mostram a formação de um evento de JBN em torno das 1900 HL do dia 28 de fevereiro (Fig. 4.5).

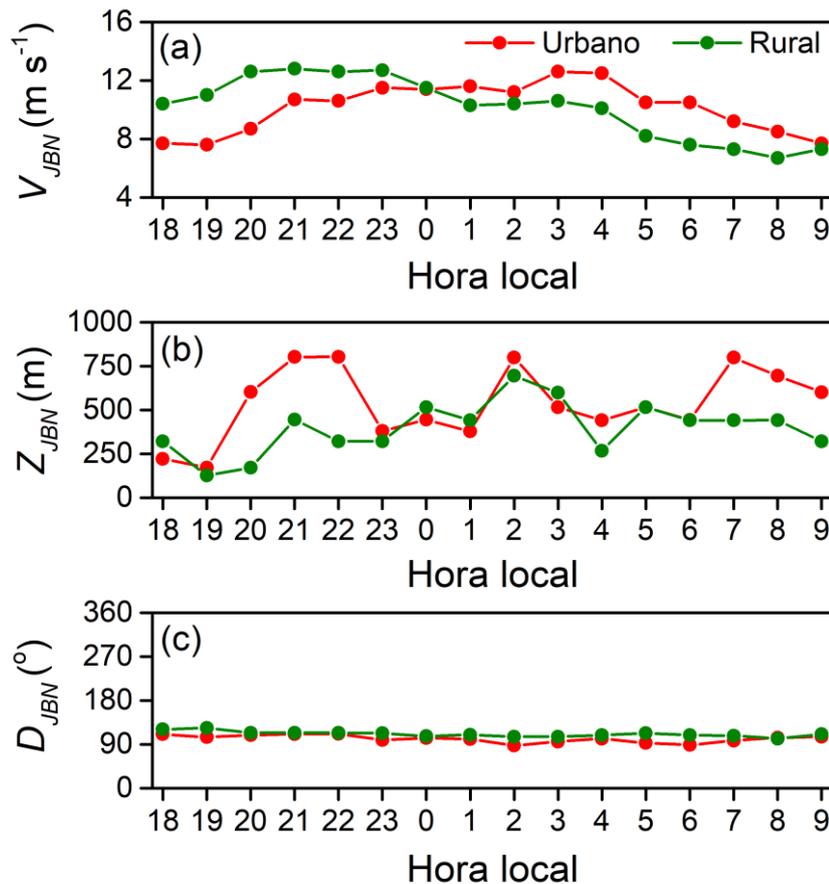
A Figura 4.6 apresenta as hodógrafas de vento baseadas nas simulações feitas com o modelo WRF e com os dados de radiossondagens interpolados linearmente a 200 e 600 m de altura durante o evento de JBN ocorrido na RMSP durante 27-28 de fevereiro de 2013. De acordo com a análise feita na seção 3.6 e a hodógrafa de vento obtida das radiossondagens (Fig. 4.6b), esse evento de JBN resultou do mecanismo de oscilação inercial. Observa-se que o modelo consegue representar a rotação anti-horária em ambos os níveis de altura, indicando a presença da oscilação inercial (Fig. 4.6a).



**Figura 4.6.** Hodógrafas de vento baseadas em (a) simulações feitas com o modelo WRF, e (b) dados de radiossondagens, interpolados em 200 m (vermelho) e 600 m (azul) durante 27-28 de fevereiro de 2013, no ACM. Os números indicam 0300, 0600, 1500 e 1800 HL.

#### 4.3.6. Diferenças do JBN entre um sítio urbano e rural

Na presente seção serão analisadas as diferenças entre as propriedades do JBN em um sítio urbano (ACM) e um sítio rural (ITU) na RMSF tomando como referência o período das 1800 HL do dia 27 até as 0900 HL do dia 28 de fevereiro de 2013 (Fig. 4.7). Foi aplicado o algoritmo de detecção de JBNs aos perfis verticais de velocidade do vento obtidos das simulações feitas com o modelo WRF.



**Figura 4.7.** Evolução temporal da (a) intensidade, (b) altura e (c) direção do JBN em um sítio urbano (ACM) e em um sítio rural (ITU), baseado nas simulações feitas com o modelo WRF no período das 1800 HL do dia 27 até as 0900 HL do dia 28 de fevereiro de 2013.

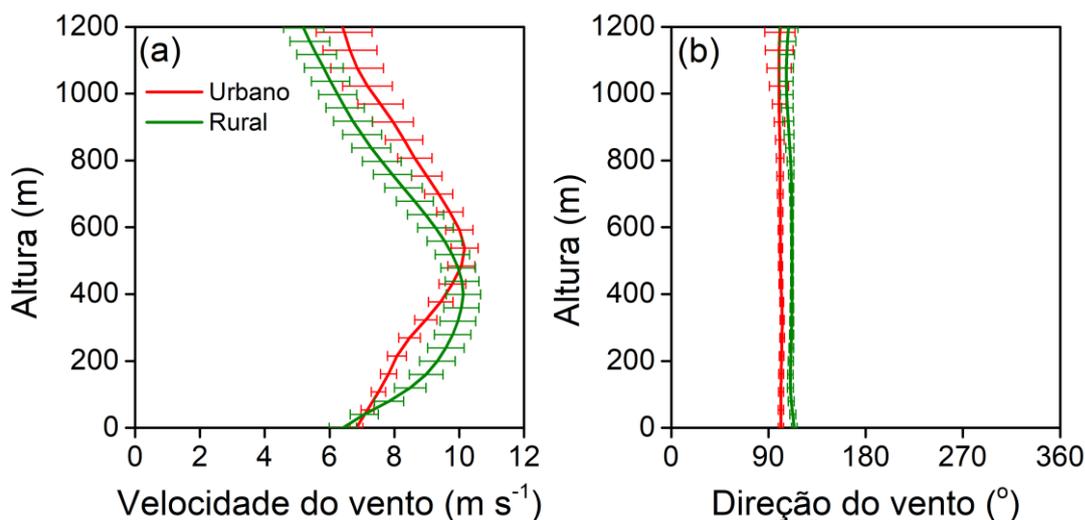
O JBN foi detectado nos dois sítios durante todo o período estudado. Foi mais intenso no sítio rural até as 0000 HL e após esse horário a intensidade foi maior no sítio urbano. O JBN atingiu uma intensidade máxima de  $12,8 m s^{-1}$  às 2100 HL no sítio rural, enquanto alcançou a intensidade máxima de  $12,6 m s^{-1}$  às 0300 HL no sítio urbano (Fig. 4.7a). As intensidades médias do JBN nos sítios urbano e rural foram de  $10,2 \pm 0,4 m s^{-1}$  e  $10,1 \pm 0,5 m s^{-1}$ , respectivamente (Fig. 4.8a). A análise mostrou que o JBN se forma mais cedo na área rural e avança sobre a área urbana. Mas, a mistura vertical de momento associada com a

convecção térmica “tardia” sobre a cidade impede que o JBN seja observado. Comportamento similar foi observado por Barlow et al. (2015) na cidade de Londres, RU. De acordo com Barlow, o JBN se forma sobre a cidade uma vez que a superfície se torna estável e ocorre um desacoplamento entre a CLE e a CR (oscilação inercial).

As alturas médias do JBN nos sítios urbano e rural foram de  $538 \pm 51$  m e  $399 \pm 37$  m, respectivamente (Fig. 4.8a). A direção do JBN não mostrou muita variação nos dois sítios, sendo de componente E no sítio urbano e ESE no sítio rural durante todo o período (Fig. 4.7c, 4.8b).

Tsiringakis et al. (2022) estudaram dois eventos de JBN que ocorreram entre o 14 e 16 de maio de 2019 em Londres, RU, e mostraram que os JBNs na área urbana ocorreram a alturas maiores (60-90 m) e foram menos intensos ( $0,3-2 \text{ m s}^{-1}$ ) do que na área rural. Eles atribuíram esse comportamento à mistura turbulenta mais forte e à presença de uma CLP mais profunda sobre a cidade. A maior mistura turbulenta sobre a cidade aumenta a altura em que o arrasto turbulento afeta o escoamento, resultando num aumento da altura e uma ligeira diminuição da intensidade do JBN. Kallistratova et al. (2009) compararam as características dos JBNs entre um sítio urbano e um sítio rural de Moscou, FR, durante 27 dias do mês de julho de 2005 e verificaram que na área urbana os JBNs ocorreram a uma altura maior (100-150 m) do que na área rural. Além disso, Wang et al. (2007) estudaram as propriedades dos JBNs no período entre 28 de junho e 31 de julho de 2003 em Oklahoma, EUA, e mostraram que os JBNs ocorrem mais altos (~25-100 m) e são 10-15% menos intensos sobre a área urbana com respeito a área suburbana de Oklahoma. Essas diferenças são causadas pelo contraste de rugosidade e das propriedades térmicas da superfície entre as áreas urbana e rural, que juntos influenciam na intensidade da turbulência e na estrutura térmica da CLU.

A partir da análise feita nesta seção pode-se concluir que a ocupação do solo da RMSP influi no desenvolvimento do JBN e modula suas propriedades, similar ao observado em outras cidades, como Oklahoma, EUA (Wang et al., 2007), Londres, RU (Barlow et al., 2015; Tsiringakis et al., 2022) e Moscou, FR (Kallistratova et al., 2009).



**Figura 4.8.** Estrutura vertical média do evento de JBN ocorrido no período das 1800 HL do dia 27 até as 0900 HL do dia 28 de fevereiro de 2013 num sítio urbano (ACM) e rural (ITU) da RMSP. Os perfis verticais de (a) velocidade e (b) direção do vento foram estimados a partir das simulações feitas com o modelo WRF. Os erros estadísticos são indicados pelas barras horizontais.

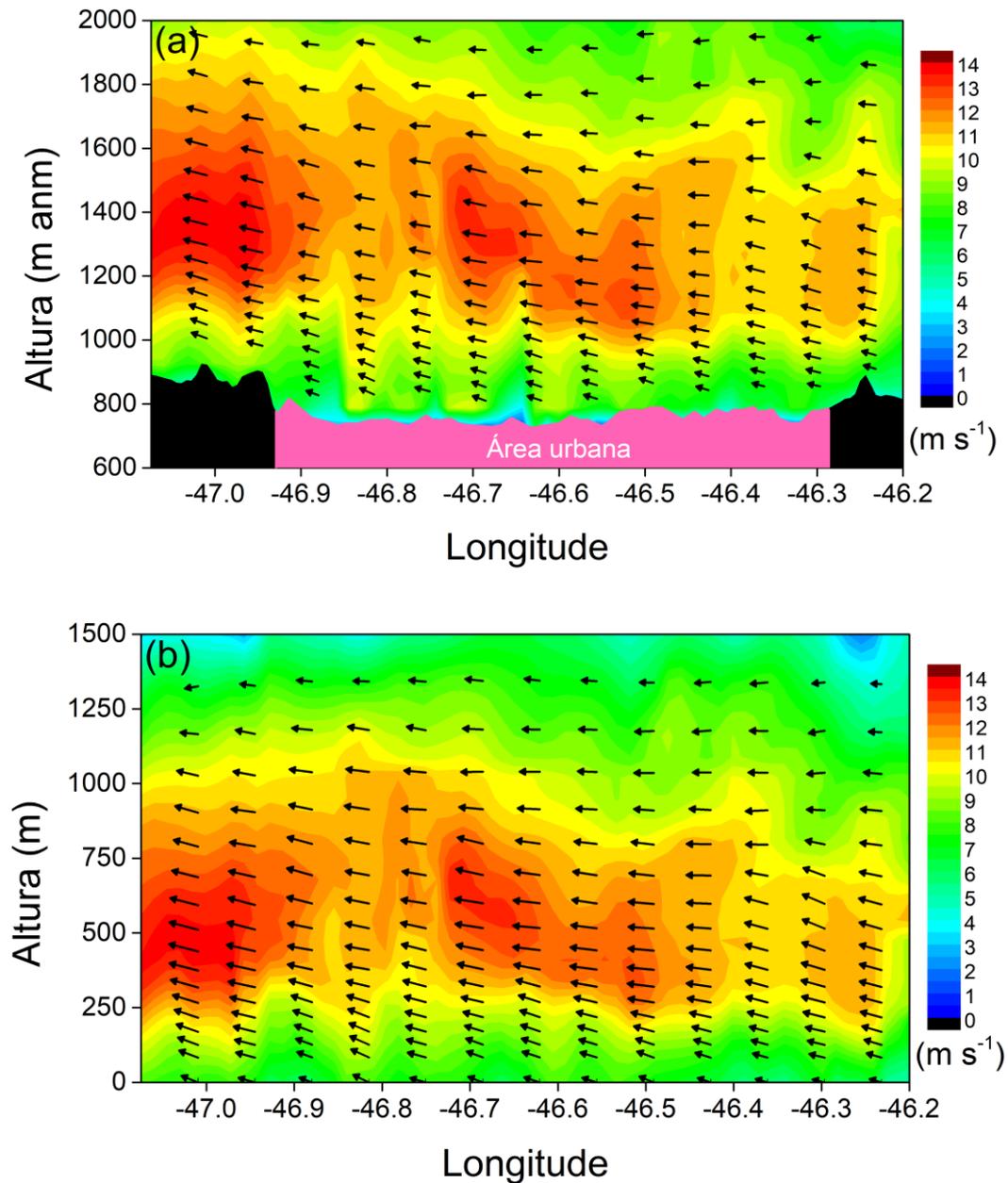
#### 4.3.7. Distribuição espacial do JBN na RMSP

Para analisar a extensão horizontal desse evento de JBN foi feito um corte latitudinal ( $23,5^{\circ}\text{S}$ ) no dia 28 de fevereiro de 2013 às 0300 HL (horário em que o JBN atingiu a intensidade máxima). O corte passa pelo ACM e abrange a extensão horizontal do domínio três (espaçamento de 0,6 km, 151 pontos de grade).

A Figura 4.9a mostra a evolução espacial da velocidade e direção do vento entre 600 e 2000 m anm e a topografia ao longo dessa latitude. Claramente pode-se apreciar que o JBN se forma ao longo dessa faixa horizontal de 90 km entre 1000 e 1800 m anm, aproximadamente. A direção do JBN permanece de componente E e ESE em todo o domínio. O núcleo do JBN vai aumentando em altura e intensidade de leste para oeste, atingindo a maior altura ( $\sim 1400$  m anm) e intensidade ( $\sim 13\text{--}14\text{ m s}^{-1}$ ) na área rural ao oeste da cidade. Esse comportamento mostra que o impacto da topografia é evidente na evolução do JBN. Conforme mostrado na seção anterior e na Figura 4.9a o núcleo do JBN é mais fraco no leste da cidade porque nesse horário o JBN já tinha atingido a intensidade máxima.

Por outro lado, a Figura 4.9b mostra a evolução espacial da velocidade e direção do vento entre a superfície e 1500 m de altura ao longo dessa latitude. Observa-se que o JBN é ligeiramente menos intenso ( $\sim 0,5\text{ m s}^{-1}$ ) e mais alto (70 m) na área urbana do que na área rural ao oeste da cidade. Esses resultados coincidem com o observado em Londres, RU, por

Tsiringakis et al. (2022) e mostram que, junto com a topografia, a ocupação do solo urbano também tem uma influência na evolução e as propriedades do JBN que se forma na RMSP.



**Figura 4.9.** Corte latitudinal ( $23,5^\circ\text{S}$ ) de 90 km passando pelo ACM da velocidade (mapa colorido) e direção do vento (vetores de vento) baseado nas simulações feitas com o modelo WRF no dia 28 de fevereiro de 2013 às 0300 HL. Em (a) foi considerada a altura com respeito ao nível do mar e em (b) com respeito à superfície. A topografia ao longo desta latitude e a área urbana da RMSP são mostradas em (a). As setas pretas indicam os vetores de vento.

#### 4.4. Sumário da simulação do JBN na RMSP

As simulações numéricas com o modelo WRF reproduziram o comportamento observado dos JBNs na RMSP, mostrando que o modelo contém os processos físicos associados aos principais mecanismos de geração dos JBNs presentes na RMSP.

A comparação entre um sítio rural e um sítio urbano mostra que o JBN se forma mais cedo na área rural e avança sobre a área urbana. Porém, a mistura vertical de momento associada com a convecção “tardia” sobre a cidade impede que o JBN seja observado. A verdadeira estrutura do JBN aparece sobre a cidade uma vez que a superfície se torna estável e ocorre um desacoplamento entre a CLE e a CR (oscilação inercial). Em média, o JBN é 139 m mais alto na cidade em comparação com a área rural. A intensidade e direção do JBN não varia muito entre os dois sítios.

O modelo foi capaz de simular um ciclo completo de formação e enfraquecimento do evento de JBN observado na RMSP durante o período noturno entre 27 e 28 de fevereiro de 2013. As hodógrafas de vento mostraram uma clara rotação anti-horária em 200 e 600 m de altura, indicando a presença do mecanismo de oscilação inercial. O modelo também detetou a passagem da BM pela RMSP durante a tarde e a formação de um novo evento de JBN no início do período noturno do dia 28 de fevereiro, corroborando que a circulação da BM tem um papel fundamental nos eventos de JBNs na RMSP. Além disso, foi verificado que a topografia e a ocupação do solo urbano têm também uma influência na evolução e propriedades dos JBNs.

## 5. SUMÁRIO E CONCLUSÕES

O objetivo deste trabalho foi determinar as principais propriedades e mecanismos de geração dos JBNs na RMSP, Brasil, utilizando observações e modelagem numérica com o modelo WRF.

Para tanto foram analisados perfis verticais de velocidade e direção do vento obtidos por meio de 160 radiossondagens com resolução espacial (62 m) e temporal (3 h) alta, lançadas no ACM durante os experimentos de campo do Projeto MCITY BRAZIL, no verão (19 a 28 de fevereiro) e inverno (6 a 15 de agosto) de 2013. Também foram utilizadas nessa análise 2611 radiossondagens com resolução espacial (302 m) e temporal (12 h) mais baixa, lançadas também no ACM regularmente às 0900 HL e 2100 HL, entre 1 de setembro de 2009 e 16 de agosto de 2013.

Os eventos de JBN e suas propriedades principais (intensidade, altura e direção) foram determinados por meio de um algoritmo desenvolvido a partir de critérios objetivos que levam em conta as características do clima local. O algoritmo foi validado usando o mesmo conjunto de dados, contendo perfis verticais com resolução espacial alta e mais baixa. O desempenho do algoritmo foi avaliado comparando-se a sua capacidade de identificar os mesmos eventos de JBN e as suas principais propriedades utilizando os parâmetros estatísticos *MBE*, *RMSE* e *d*. Nessa comparação foram utilizados como referência os eventos de JBN e as suas propriedades determinadas por meio do método de inspeção visual. O algoritmo foi capaz de capturar 89 e 96% dos JBNs detectados pela inspeção visual usando, respectivamente, sondagens com resolução vertical fina e grossa. Ele mostrou um excelente desempenho para todas as propriedades dos JBNs, independentemente da resolução vertical das sondagens.

O impacto da resolução das sondagens na estimativa das propriedades dos JBNs foi avaliado a partir de uma análise estatística das diferenças entre os valores teóricos e aqueles produzidos pelo algoritmo, variando a largura de um JBN simétrico Gaussiano em uma grade espacial de tamanho constante e com uma resolução vertical de 300 m. No caso das sondagens de resolução espacial alta, a incerteza de  $Z_{JBN}$  é igual a 62 m, que é a resolução média das sondagens. Da mesma forma, no caso das sondagens com resolução vertical mais baixa, a incerteza de  $Z_{JBN}$  é igual a 302 m. O impacto da resolução espacial na intensidade e

direção do JBN é menor porque em média a largura dos JBNs observados na RMSP é de  $816,9 \pm 36$  m, mais que o dobro da resolução das sondagens de resolução grossa.

A aplicação do algoritmo nas 160 radiossondagens com resolução espacial alta indicou que durante o experimento de fevereiro de 2013, eventos de JBN foram observados em nove das dez noites. Sete eventos ocorreram durante condições de céu limpo ou parcialmente nublado associadas com a subsidência induzida pela presença de um VCAN posicionado ao nordeste da RMSP. Dois eventos ocorreram em condições sinóticas perturbadas e abundante nebulosidade causadas pela presença de um COC em níveis altos que gerou convergência em sua dianteira.

Durante o experimento de inverno de 2013, eventos de JBNs foram observados em oito das dez noites. Seis eventos ocorreram sob condições de céu limpo ou parcialmente nublado associadas à subsidência induzida pela influência da circulação da ASAS (cinco eventos) e de um SAPP movendo-se para nordeste e fundindo-se, progressivamente, com a ASAS (um evento). Ambos os padrões sinóticos causaram ventos na superfície fracos do quadrante NW a NE e do sector SE na RMSP. Dois eventos ocorreram durante condições com abundante nebulosidade desencadeadas pela passagem de uma FF e do SAPP se afastando da RMSP, que induziram ventos fortes na superfície de componente SE.

As condições de céu claro e ventos fracos na superfície também favorecem a circulação da BM, observada simultaneamente aos eventos de JBNs em seis dos 20 dias dos experimentos, indicando uma estreita ligação entre estes dois fenômenos na RMSP. Parece razoável supor que a baroclinicidade de mesoescala associada ao contraste térmico continente-oceano induz uma circulação direta de SE que, à medida que penetra continente adentro e devido ao efeito de Coriolis, gera uma circulação secundária de NE sobre a RMSP noite adentro que se desacopla da superfície e oscila inercialmente. Mecanismo similar foi observado em outra área costeira do Brasil, como Cabo Frio (Ribeiro et al., 2016), localizada aproximadamente a 500 km da cidade de São Paulo, sugerindo que o JBN observado na RMSP é parte de um evento mais amplo que se desenvolve ao longo da costa leste do Brasil. Se recomenda investigar a presença de JBNs em outras cidades da costa leste do Brasil para determinar sua ligação com o JBN da RMSP.

A presença do escoamento super geostrófico e a rotação anti-horária do vetor vento foram usadas como indicativos do mecanismo de oscilação inercial na formação dos JBNs observados na RMSP de acordo com a teoria de Blackadar. Assim, 88,2% dos eventos de

JBNs detectados durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 exibiram uma intensidade máxima super geostrófica. Desses eventos com intensidade super geostrófica, cerca de 86,6% mostraram uma rotação anti-horária do vetor vento e 60% atingiram a intensidade máxima entre 0600 e 0900 HL. Isso também confirma as previsões de Blackadar de que a intensidade máxima do evento de JBN ocorre próximo da metade do período inercial (~15 horas para São Paulo). Além disso, uma comparação entre a altura do topo da CITS e a altura do JBN mostrou que muitos dos JBNs ocorreram no topo ou próximo acima da CITS. Todas essas evidências permitiram concluir que apesar da baixa latitude da RMSP (~23,5 °S), na ausência de perturbações sinóticas significativas a oscilação inercial é o mecanismo dominante na formação dos JBNs na RMSP.

Foi analisada a relação entre a intensidade do JBN, ICU e CITS na RMSP durante o experimento de agosto de 2013. A análise mostrou que a intensidade do JBN está negativamente correlacionada com a intensidade da ICU e da CITS. Dado o fato de que as condições meteorológicas que favorecem a formação de JBNs também favorecem o desenvolvimento e intensificação da ICU e a CITS, é plausível assumir que a mistura turbulenta induzida pelo JBN contribua para inibir a intensificação da ICU e a CITS. Verificou-se também que a intensidade da CITS e a ICU estão positivamente correlacionadas na RMSP, sugerindo que a intensidade da CITS pode ser usada como um indicador da intensidade da ICU noturna ou vice-versa.

A aplicação do algoritmo nas 2611 radiossondagens com resolução espacial mais baixa indicaram que, do ponto de vista climatológico, os JBNs têm uma alta frequência durante todo o ano na RMSP, com um máximo em dezembro (85,5% dos dias) e um mínimo em junho (70% dos dias). A intensidade e altura dos JBNs mostraram uma pequena variação sazonal com intensidade média de  $7,8 \pm 0,1 \text{ m s}^{-1}$  e altura de  $640 \pm 151 \text{ m}$  e são mais frequentemente observados das direções E (30,5%) e SE (19,6%). A frequência dos eventos de JBN em fevereiro (80,5% dos dias) e em agosto (76,1% dos dias) foi menor do que nos experimentos de fevereiro (90% dos dias) e agosto (80% dos dias) de 2013. A velocidade média dos JBNs em fevereiro ( $7,2 \pm 0,2 \text{ m s}^{-1}$ ) e agosto ( $8,4 \pm 0,2 \text{ m s}^{-1}$ ) são menores do que nos experimentos de fevereiro ( $7,9 \pm 0,4 \text{ m s}^{-1}$ ) e agosto ( $9,3 \pm 0,5 \text{ m s}^{-1}$ ) de 2013. Por outro lado, a altura média dos JBNs em fevereiro ( $658 \pm 151 \text{ m}$ ) e agosto ( $616 \pm 151 \text{ m}$ ) são maiores do que nos experimentos de fevereiro ( $550 \pm 36 \text{ m}$ ) e agosto ( $525 \pm 31 \text{ m}$ ) de 2013.

Os eventos de JBNs ocorreram em 85% dos dias durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013 (20 dias) e em 77,6% dos dias durante o período de sondagens regular (1446 dias). Os eventos de JBNs são observados durante a noite em 80% dos dias durante os experimentos de 2013 e em 56,2% dos dias durante o período de sondagens regular. A intensidade e a altura dos JBNs observados na RMSP estão localizadas nas faixas de  $4 \leq V_{JBN} \leq 12 \text{ m s}^{-1}$  e  $450 \pm 151 \text{ m} \leq Z_{LLJ} \leq 750 \pm 151 \text{ m}$ , respectivamente. A direção dos JBNs predominantemente é E. De acordo com a análise estatística das propriedades dos JBNs feita no presente trabalho pode-se concluir que os JBNs são uma característica robusta do clima da RMSP.

A análise objetiva realizada no presente estudo mostrou que as sondagens com resolução espacial mais baixa, lançadas regularmente nas estações de radiossondagem do Brasil, podem ser usadas para identificar eventos de JBN juntamente com suas propriedades (intensidade, altura e direção). Portanto, o algoritmo desenvolvido neste trabalho pode ser usado para estender a climatologia dos JBNs a um número maior de estações de radiossondagens e durante um período mais longo, disponível no Brasil (mas não utilizado) e na rede de estações de outros países.

A análise observacional foi complementada com as simulações do campo de vento na RMSP feitas com o modelo WRF-ARW por Tito (2022). O algoritmo de detecção de JBNs, desenvolvido e validado observacionalmente, foi aplicado nos perfis verticais de velocidade do vento obtido das simulações durante os experimentos de fevereiro e agosto de 2013. O modelo WRF conseguiu reproduzir 81,3% dos JBNs detectados observacionalmente. As simulações tiveram um desempenho aceitável na estimativa da altura e intensidade e um excelente desempenho na determinação da direção dos JBNs quando comparados com as propriedades dos JBN detectados nas radiossondagens no mesmo período.

Verificou-se que o modelo WRF foi capaz de simular com grande sucesso o ciclo completo de formação e enfraquecimento do evento de JBN típico ocorrido na RMSP durante o período noturno entre 27 e 28 de fevereiro de 2013. A intensidade do JBN simulado foi ligeiramente superestimada e a altura foi subestimada em relação às observações. Tanto as observações quanto o modelo mostraram uma mudança da direção do vento no sentido anti-horário de SE para E e NE durante o ciclo de vida do evento de JBN. As hodógrafas de vento confirmaram a rotação anti-horária em 200 e 600 m de altura observada, indicando a presença do mecanismo de oscilação inercial. O modelo também detetou a passagem da BM pela RMSP durante a tarde e a formação de um novo evento de JBN no início do período noturno

do dia 28 de fevereiro, corroborando com a conclusão da análise observacional desse trabalho que a circulação da BM tem um papel fundamental nos eventos de JBNs na RMSP.

Em função do sucesso, as propriedades do JBN típico simulado pelo modelo WRF foram detectadas pelo algoritmo nos sítios urbano (ACM) e rural (ITU) da RMSP e comparadas para determinar o efeito que a ocupação do solo tem sobre o JBN em São Paulo. A análise comparativa dessas propriedades mostrou que o JBN se forma mais cedo na área rural na medida em que a superfície se torna estável. Na área urbana, a mistura vertical de momento associada com a convecção térmica “tardia” impede que o JBN se forme. Quando o resfriamento radiativo da superfície se intensifica, a convecção tardia dá lugar ao desenvolvimento de uma CITS, e o JBN se forma sobre a cidade na medida em que ocorre o desacoplamento entre os escoamentos da CLE e a CR. Em média nos dois sítios as intensidades do JBN são similares, entretanto a altura é cerca de 139 m maior no sítio urbano. As direções dos JBNs nos dois sítios não mostram variações significativas, com JBN de E no sítio urbano e de ESE no sítio rural durante toda a duração desse evento.

O evento de JBN típico simulado pelo modelo WRF também foi utilizado para caracterizar a extensão horizontal do JBN na RMSP. O corte latitudinal ao longo de 90 km de extensão na latitude de 23,5 ° S no campo do vento tridimensional simulado no dia 28 de fevereiro de 2013 às 0300 HL indica a presença do JBN entre 1000 e 1800 m anm ao longo de toda a extensão amostrada. O JBN foi ligeiramente menos intenso ( $\sim 0,5 \text{ m s}^{-1}$ ) e mais alto (70 m) na área urbana do que na área rural ao oeste da cidade. Esse comportamento pode ser atribuído à mistura turbulenta mais forte e à presença de uma CLP mais profunda sobre a cidade. Conforme verificado na cidade de Londres, RU, por Tsiringakis et al. (2022), a mistura turbulenta mais intensa sobre região urbana causa um aumento da altura e a diminuição da intensidade do JBN. Ao considerar a altura do JBN com respeito ao nível do mar e com respeito à superfície pode-se concluir que tanto a topografia como a ocupação do solo urbano têm uma influência importante na evolução e propriedades do JBN que se forma na RMSP.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2014, DOI: <https://doi:10.1127/0941-2948/2013/0507>.
- ANDREAS, E. L.; CLAFFEY, K. J.; MAKSHITAS, A. P. Low-level atmospheric jets and inversions over the western Weddell Sea. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 97, p. 459-486, 2000, DOI: <https://doi.org/10.1023/A:1002793831076>.
- ARFEUILLE, G.; QUINTANILLA-MONTOYA, A. L.; GONZÁLEZ, F. C. V.; VILLAREAL, L. Z. Observational characteristics of low-level jets in central western Mexico. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 155, p. 483-500, 2015, DOI: <https://doi:10.1007/s10546-015-0005-0>.
- ARYA, S. P. Introduction to Micrometeorology. **Academic Press**, 420 pp, 2001.
- AVOLIO, E.; FEDERICO, S.; MIGLIETTA, M.; FEUDO, T. L.; CALIDONNA, C.; SEMPREVIVA, A. M. Sensitivity analysis of wrf model pbl schemes in simulating boundary-layer variables in southern Italy: an experimental campaign. **Atmospheric Research**, v. 192, p. 58-71, 2017, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.04.003>.
- BAAS, P.; BOSVELD, F. C.; BALTINK, H. K.; HOLTSLAG, A. A. M. A climatology of nocturnal low-level jets at Cabauw. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 8, p. 1627-1642, 2009, DOI: <https://doi:10.1175/2009JAMC1965.1>.
- BANTA, R. M.; NEWSOM, R. K.; LUNDQUIST, J. K.; PICHUGINA, Y. L.; COULTER, R. L.; MAHRT, L. D. Nocturnal Low-Level Jet Characteristics over Kansas during CASES-99. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, n. 2, p. 221-252, 2002, DOI: <https://doi:10.1023/a:1019992330866>.
- BANTA, R. M.; PICHUGINA, Y. L.; BREWER, W. A. Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, n. 11, p. 2700-2719, 2006, DOI: <https://doi.org/10.1175/JAS3776.1>.
- BANTA, R. M.; PICHUGINA, Y. L.; KELLEY, N. D.; HARDESTY, R. M.; BREWER, W. A. Wind Energy Meteorology: Insight into Wind Properties in the Turbine-Rotor Layer of the Atmosphere from High-Resolution Doppler Lidar. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 6, p. 883-902, 2013, DOI: <https://doi:10.1175/BAMS-D-11-00057.1>.
- BANTA, R. M.; SENFF, C. J.; WHITE, A. B.; TRAINER, M.; MCNIDER, R. T.; VALANTE, R. J.; FEHSENFELD, F. C. Daytime buildup and nighttime transport of urban ozone in the boundary layer during a stagnation episode. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D17, p. 22519-22544, 1998, DOI: <https://doi:10.1029/98JD01020>.
- BARAD, M. L. Low-altitude jet streams. **Scientific American**, v. 205, n. 2, p. 120-133, 1961.
- BARLOW, J. F.; DUNBAR, T. M.; NEMITZ, E. G.; WOOD, C. R.; GALLAGHER, M. W.; DAVIES, F.; O'CONNOR, E.; HARRISON, R. M. Boundary layer dynamics over London, UK, as observed using Doppler lidar during REPARTEE-II. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, p. 2111-2125, 2011, DOI: <https://doi.org/10.5194/acp-11-2111-2011>.
- BARLOW, J. F.; HALIOS, C. H.; LANE, S. E.; WOOD, C. R. Observations of urban boundary layer structure during a strong urban heat island event. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 15, p. 373-398,

2015, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10652-014-9335-6>.

BARLOW, J. F. Progress in observing and modelling the urban boundary layer. **Urban Climate**, v. 10, p. 216-240, 2014, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2014.03.011>.

BEARDSLEY, R. C.; DORMAN, C. E.; FRIEHE, C. A.; ROSENFELD, L. K.; WINANT, C. D. Local atmospheric forcing during the coastal ocean dynamics experiment 1. A description of the marine boundary layer and atmospheric conditions over a Northern California upwelling region. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 1467-1488, 1987, DOI: <https://doi.org/10.1029/JC092iC02p01467>.

BEU, C. M. L. Estudo de jato de baixos níveis em Iperó com a técnica lidar Doppler. Tese de doutorado. Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 pp, 2019. Disponível em: [https://www.researchgate.net/publication/343333283\\_Estudo\\_do\\_jato\\_de\\_baixos\\_niveis\\_em\\_Ipero\\_com\\_a\\_tecnica\\_lidar\\_Doppler](https://www.researchgate.net/publication/343333283_Estudo_do_jato_de_baixos_niveis_em_Ipero_com_a_tecnica_lidar_Doppler). Acesso em: 20 fev. 2022.

BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 38, p. 283-290, 1957, DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0477-38.5.283>.

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833-850, 1968, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1968\)096<0833:COTLLJ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1968)096<0833:COTLLJ>2.0.CO;2).

BONNER, W. D.; PAEGLE, J. Diurnal variations in boundary layer winds over the south-central United States in summer. **Monthly Weather Review**, v. 98, p. 735-744, 1970, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1970\)098<0735:DVIBLW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1970)098<0735:DVIBLW>2.3.CO;2).

BRILL, K. F.; UCCELLINI, L. W.; BURKHART, R. P.; WARNER, T. T.; ANTHES, R. A. Numerical simulations of a transverse indirect circulation and low level jet in the exit region of an upper-level jet. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 1306-1320, 1985, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1985\)042%3C1306:NSOATI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042%3C1306:NSOATI%3E2.0.CO;2).

BURK, S. D.; THOMPSON, W. T. The summertime low level jet and marine boundary layer structure along the California coast. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 4, p. 668-686, 1996, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124,0668:TSLJLA.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124,0668:TSLJLA.2.0.CO;2).

CARVALHO, D.; ROCHA, A.; GÓMEZ-GESTEIRA, M.; SANTOS, C. A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for an area of high wind energy. **Environmental Modelling & Software**, v. 33, p. 23-34, 2012, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2012.01.019>.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; DIAS, M. A. F. S.; SILVA, M. G. A. J. Tempo e clima no Brasil. **São Paulo: Oficina de Textos**, 460 pp, 2009.

CHANDRASEKHAR SARMA, T. V.; NARAYANA RAO, D.; FURUMOTO, J.; TSUDA, T. Development of radio acoustic sounding system (RASS) with Gadanki MST radar - first results. **Annales Geophysicae**, v. 26, p. 2531-2542, 2008, DOI: <https://doi.org/10.5194/angeo-26-2531-2008>.

CHEN, Y.-L.; CHEN, X. A.; ZHANG, Y.-X. A Diagnostic study of the low-level jet during TAMEX IOP 5. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 10, p. 2257-2284, 1994, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122%3C2257:ADSOTL%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122%3C2257:ADSOTL%3E2.0.CO;2).

CHIMONAS, G. The nighttime accelerations of the wind in the boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 116, p. 519-531, 2005, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-005-0609-x>.

CORRÊA, P. B.; DIAS-JÚNIOR, C. Q.; CAVA, D.; SÖRGEL, M.; BOTÍA, S.; ACEVEDO, O.;

- OLIVEIRA, P. E. S.; MANZI, A. O.; MACHADO, L. A. T.; MARTINS, H. D.; TSOKANKUNKU, A.; DE ARAÚJO, A. C.; LAVRIC, J. V.; WALTER, D.; MORTARINI, L. A case study of a gravity wave induced by Amazon forest orography and low level jet generation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 307, 108457, 2021, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2021.108457>.
- CORSMEIER, U.; KALTHOFF, N.; KOLLE, O.; KOTZIAN, M.; FIEDLER, F. Ozone concentration jump in the stable nocturnal boundary layer during a LLJ-event. **Atmospheric Environment**, v. 31, n. 13, p. 1977-1989, 1997, DOI: [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(96\)00358-5](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(96)00358-5).
- CUXART, J. Nocturnal basin low-level jets: an integrated study. **Acta Geophysica**, v. 56, n. 1, p. 100-113, 2008, DOI: <https://doi.org/10.2478/s11600-007-0042-2>.
- DE JESUS, E. M.; ROCHA, R. P.; REBOITA, M. S.; LLOPART, M.; DUTRA, L. M. M.; REMEDIO, A. R. C. Contribution of cold fronts to seasonal rainfall in simulations over the southern la Plata Basin. **Climate Research**, v. 68, p. 243-255, 2016, DOI: <https://doi.org/10.3354/cr01358>.
- DROSTE, A. M.; STEENEVELD, G. J.; HOLTSLAG, A. A. M. Introducing the urban wind island effect. **Environmental Research Letters**, v. 13, n. 9, 094007, 2018, DOI: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aad8ef>.
- DUARTE, H. F.; LECLERC, M. Y.; ZHANG, G. Assessing the Shear-Sheltering Theory Applied to Low-Level Jets in the Nocturnal Stable Boundary Layer. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 110, n. 3, p. 359-371, 2012, DOI: <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0621-2>.
- DU, J.; WANG, K.; JIANG, S.; CUI, B.; WANG, J.; ZHAO, C.; LI, J. Urban Dry Island Effect Mitigated Urbanization Effect on Observed Warming in China. **Journal of Climate**, v. 32(18), p. 5705-5723, 2018, DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0712.1>.
- DU, Y.; QINGHONG, Z.; CHEN, Y-L.; ZHAO, Y.; WANG, X. Numerical simulations of spatial distributions and diurnal variations of low-level jets in China during early summer. **Journal of Climate**, v. 27, p. 5747-5767, 2014, DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00571.1>.
- DU, Y.; ROTUNNO, R. A simple analytical model of the nocturnal low-level jet over the Great Plains of the United States. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, p. 3674-3683, 2014, DOI: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0060.1>.
- DU, Y.; ZHANG, Q.; YING, Y. YANG, Y. Characteristics of low-level jets in Shanghai during the 2008–2009 warm seasons as inferred from wind profiler radar data. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 90, n. 6, p. 891-903, 2012, DOI: <http://dx.doi.org/10.2151/jmsj.2012-603>.
- EMEIS, S. Current Issues in Wind Energy Meteorology. **Meteorological Applications**, v. 21, n. 4, p. 803-19, 2014a, DOI: <https://doi.org/10.1002/met.1472>.
- EMEIS, S. Wind speed and shear associated with low-level jets over Northern Germany. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 23, n. 3, p. 295-304, 2014b, DOI: <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2014/0551>.
- FEDOROVICH, E.; GIBBS, J.; SHAPIRO, A. Numerical study of nocturnal low-level jets over gently sloping terrain. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 74, p. 2813-2834, 2017, DOI: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0013.1>.
- FERREIRA, M. J. Estudo do balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo. Tese de doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 183 pp, 2010. Disponível em: [https://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d\\_mauricio\\_j\\_ferreira.pdf](https://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_mauricio_j_ferreira.pdf). Acesso em: 20 fev. 2022.

FOSS, M.; CHOU, S. C.; SELUCHI, M. E. Interaction of cold fronts with the Brazilian Plateau: a climatological analysis. **International Journal of Climatology**, v. 37, p. 3644-3659, 2017, DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.4945>.

GEVORGYAN, A. A case study of low-level jets in Yerevan simulated by the WRF model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, p. 300-314, 2018, DOI: <https://doi.org/10.1002/2017JD027629>.

GÖRSDORF, U.; LEHMANN, V. Enhanced accuracy of RASS measured temperatures due to an improved range correction. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, p. 406-416, 2000, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017%3C0406:EAORMT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017%3C0406:EAORMT%3E2.0.CO;2).

GUO, J.; MIAO, Y.; ZHANG, Y.; LIU, H.; LI, Z.; ZHANG, W.; HE, J.; LOU, M.; YAN, Y.; BIAN, L.; ZHAI, P. The climatology of planetary boundary layer height in China derived from radiosonde and reanalysis data. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, p. 13309-13319, 2016, DOI: <https://doi.org/10.5194/acp-16-13309-2016>.

HAIKIN, N.; CASTELLI, S. T. On the Effect of a Low-level Jet on Atmospheric Pollutant Dispersion: A Case Study Over a Coastal Complex Domain, Employing High-Resolution Modelling. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 182, p. 471-495, 2022, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-021-00661-x>.

HARMAN, I. N. The energy balance of urban areas. A thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, Department of Meteorology, University of Reading, 167 pp, 2003. Disponível em: <http://www.met.rdg.ac.uk/phdtheses/The%20energy%20balance%20of%20urban%20areas.pdf>. Acesso em: 20 fev. 2022.

HELMIS, C. G.; WANG, Q.; SGOUROS, G.; WANG, S.; HALIOS, C. Investigating the Summertime Low-Level Jet Over the East Coast of the U.S.A.: A Case Study. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 149, p. 259-276, 2013, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-013-9841-y>.

HE, M.-Y.; LIU, H. B.; WANG, B.; ZHANG, D. L. A modeling study of a low-level jet along the Yun-Gui Plateau in South China. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 1, p. 41-60, 2016, DOI: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0067.1>.

HIGGINS, R. W.; YAO, Y.; YAROSH, E. S.; JANOWIAK, J. E.; MO, K. C. Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the central United States. **Journal of Climate**, v. 10, p. 481-507, 1997, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010%3C0481:IOTGPL%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010%3C0481:IOTGPL%3E2.0.CO;2).

HOLTON, J. R. The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. **Tellus**, v. 19, p. 199-205, 1967, DOI: <https://doi.org/10.3402/tellusa.v19i2.9766>.

HU, X.-M.; KLEIN, P. M.; XUE, M.; LUNDQUIST, J. K.; ZHANG, F.; QI, Y. Impact of low-level jets on the nocturnal urban heat island intensity in Oklahoma City. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, p. 1779-1802, 2013a, DOI: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0256.1>.

HU, X.-M.; KLEIN, P. M.; XUE, M.; ZHANG, F.; DOUGHTY, D. C.; FORKEL, R.; FUENTES, J. D. Impact of the vertical mixing induced by low-level jets on boundary layer ozone concentration. **Atmospheric Environment**, v. 70, p. 123-130, 2013b, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2012.12.046>.

IAGO, A.; EIRAS-BARCA, J.; NIETO, R.; GIMENO, L. Global Climatology of Nocturnal Low-Level Jets and Associated Moisture Sources and Sinks. **Atmospheric Research**, v. 229, p. 39-59, 2019, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.06.016>.

- IBGE; Censos Demográficos IBGE, 2019. Disponível em: <https://ibge.gov.br/>. Acesso em: 23 Feb. 2022.
- JIA, W. X.; Zhang, X. Y. The Role of the Planetary Boundary Layer Parameterization Schemes on the Meteorological and Aerosol Pollution Simulations: A review. **Atmospheric Research**, v. 239, p. 1285-1294, 2020, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104890>.
- JOHANSSON, C.; BERGSTRÖM, H. An auxiliary tool to determine the height of the boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 115, p. 423-432, 2005, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-004-1424-5>.
- JONES, C. Recent changes in the South America low-level jet. **Climate and Atmospheric Science**, v. 2, n. 1, p. 1-8, 2019, DOI: <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0077-5>.
- KALLISTRATOVA, M. A.; KOUZNETSOV, R. D. Low-level jets in the Moscow region in summer and winter observed with a Sodar network. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 143, p. 159-175, 2012, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-011-9639-8>.
- KALLISTRATOVA, M.; KOUZNETSOV, R. D.; KUZNETSOV, D.; KUZNETSOVA, I. N.; NAKHAEV, M.; CHIROKOVA, G. Summertime low-level jet characteristics measured by sodars over rural and urban areas. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 18, n. 3, p. 289-295, 2009, DOI: <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2009/0380>.
- KAPLAN, M. L.; LIN, Y.-L.; CHARNEY, J. J.; PFEIFFER, K. D.; ENSLEY, D. B.; DECROIX, D. S.; WEGLARZ, R. P. A terminal area PBL prediction system at Dallas–Fort Worth and its application in simulating diurnal PBL jets. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 81, n. 9, p. 2179-2204, 2000, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081%3C2179:ATAPPS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081%3C2179:ATAPPS%3E2.3.CO;2).
- KARAM, H. A. Estudo do Jato de Baixos Níveis de Iperó e das Implicações no Transporte de Poluentes no Estado de São Paulo. Tese de doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 213 pp, 2002. Disponível em: <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-29052003-161622/pt-br.php>. Acesso em: 22 fev. 2022.
- KARIPOT, A.; LECLERC, M. Y.; ZHANG, G. Characteristics of nocturnal low-level jets observed in the north Florida area. **Monthly Weather Review**, v. 137, p. 2605-2621, 2009, DOI: <https://doi.org/10.1175/2009MWR2705.1>.
- KARIPOT, A.; LECLERC, M. Y.; ZHANG, G.; MARTIN, T.; STARR, G.; HOLLINGER, D.; MCCAUGHEY, J. H.; HENDREY, G. R. Nocturnal CO<sub>2</sub> exchange over a tall forest canopy associated with intermittent low-level jet activity. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 85, p. 243-248, 2006, DOI: <https://doi.org/10.1007/s00704-005-0183-7>.
- KLEIN, P. M.; HU, X. M.; SHAPIRO, A.; XUE, M. Linkages between boundary-layer structure and the development of nocturnal low-level jets in central Oklahoma. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 158, n. 3, p. 383-408, 2016, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0097-6>.
- KLEIN, P. M.; HU, X. M.; XUE, M. Impacts of mixing processes in nocturnal atmospheric boundary layer on urban ozone concentrations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 150, n. 1, p. 107-130, 2014, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-013-9864-4>.
- KOTRONI, V.; LAGOUVARDOS, K. Low-level jet streams associated with atmospheric cold fronts: seven case studies from the FRONTS 87 experiment. **Geophysical Research Letters**, v. 20, n. 13, p. 1371-1374, 1993, DOI: <https://doi.org/10.1029/93GL01701>.
- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic.

**Tellus**, v. 33, p. 538-551, 1981, DOI: <https://doi.org/10.3402/tellusa.v33i6.10775>.

KUSAKA, H.; KIMURA, F. Coupling a Single-Layer Urban Canopy Model with a Simple Atmospheric Model: Impact on Urban Heat Island Simulation for an Idealized Case. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 82, n. 1, p. 67-80, 2004, DOI: <https://doi.org/10.2151/jmsj.82.67>.

KUSAKA, H.; KONDO, H.; KIKEGAWA, Y.; KIMURA, F. A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer and slab models. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 101, p. 329-358, 2001, DOI: <http://dx.doi.org/10.1023/A:1019207923078>.

KUTSHER, J.; HAIKIN, N.; SHARON, A.; HEIFETZ, E. On the formation of an elevated nocturnal inversion layer in the presence of a low-level jet: A case study. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 144, p. 441-449, 2012, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-012-9720-y>.

LAMPERT, A.; BERNALTE JIMENEZ, B.; GROSS, G.; WULFF, D.; KENULL, T. One-year observations of the wind distribution and low-level jet occurrence at Braunschweig, North German Plain. **Wind Energy**, v. 19, p. 1807-1817, 2016, DOI: <https://doi.org/10.1002/we.1951>.

LI, D.; STORCH, H. Von.; YIN, B.; XU, Z.; QI, J.; WEI, W.; GUO, D. Low-level jets over the Bohai Sea and Yellow Sea: Climatology, variability, and the relationship with regional atmospheric circulations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, p. 5240-5260, 2018, DOI: <https://doi.org/10.1029/2017JD027949>.

LI, J.; CHEN, Y-L. Barrier jets during TAMEX. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 959-971, 1998, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<0959:BJDT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<0959:BJDT>2.0.CO;2).

LIN, L.; GAO, T.; LUO, M.; GE, E.; YANG, Y.; LIU, Z.; ZHAO, Y.; NING, G. Contribution of urbanization to the changes in extreme climate events in urban agglomerations across China. **Science of The Total Environment**, v. 744, p. 140264, 2020, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140264>.

LUNDQUIST, J. K. Intermittent and Elliptical Inertial Oscillations in the Atmospheric Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, n. 21, p. 2661-2673, 2003, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<2661:iaei>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<2661:iaei>2.0.co;2).

LUNDQUIST, J. K.; MIROCHA, J. D. Interaction of nocturnal low-level jets with urban geometries as seen in Joint Urban 2003 data. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, p. 44-58, 2008, DOI: <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1581.1>.

MADDOX, R. A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v. 111, p. 1475-1493, 1983. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1983\)111%3C1475:LSMCAW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111%3C1475:LSMCAW%3E2.0.CO;2).

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP – NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2261-2280, 2004, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3C2261:COTLJE%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017%3C2261:COTLJE%3E2.0.CO;2).

MARKOWSKI, P. M.; RICHARDSON, Y. P. **Meso-scale Meteorology in Midlatitudes**. John Wiley and Sons, 407 pp, 2010.

MARTINS, H. S.; SÁ, L. D. A.; MORAES, O. L. L. Low Level Jets in the Pantanal Wetland Nocturnal Boundary Layer – Case Studies. **American Journal of Environmental Engineering**, v. 3, n. 1, p. 32-47, 2013, DOI: <https://doi.org/10.5923/j.ajee.20130301.06>.

- MEANS, L. L. A study of the mean southerly wind-maximum in low levels associated with a period of summer precipitation in the middle west. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 35, p. 166-170, 1954, DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0477-35.4.166>.
- MIAO, Y.; GUO, J.; LIU, S.; WEI, W.; ZHANG, G.; LIN, Y.; ZHAI, P. The climatology of low-level jet in Beijing and Guangzhou, China. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, p. 2816-2830, 2018, DOI: <https://doi.org/10.1002/2017JD027321>.
- MILIONIS, A. E.; DAVIES, T. D. Associations between atmospheric temperature inversions and vertical wind profiles: A preliminary assessment. **Meteorological Applications**, v. 9, p. 223-228, 2002, DOI: <https://doi.org/10.1017/S1350482702002074>.
- MIROCHA, J. D.; SIMPSON, M. D.; FAST, J. D.; BERG, L. K.; BASKETT, R. Investigation of boundary-layer wind predictions during nocturnal low-level jet events using the Weather Research and Forecasting model. **Wind Energy**, v. 19, p. 739-762, 2016, DOI: <https://doi.org/10.1002/we.1862>.
- MISHRA, S. K.; RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H. Genesis of the northeast Brazil upper-tropospheric cyclonic vortex: a primitive equation barotropic instability study. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, p. 1379-1392, 2007, DOI: <https://doi.org/10.1175/jas3893.1>.
- MISHRA, S. K.; RAO, V. B.; GAN, M. A. Structure and evolution of the large-scale flow and an embedded upper-tropospheric cyclonic vortex over northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 1673-1688, 2001, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<1673:saeotl>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<1673:saeotl>2.0.co;2).
- MONTINI, T. L.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. The South American low-level jet: A new climatology, variability, and changes. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, p. 1200-1218, 2019, DOI: <https://doi.org/10.1029/2018JD029634>.
- NAIR, K. N.; FREITAS, E. D.; SÁNCHEZ-CCOYLLO, O. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; ANDRADE, M. F.; MASSAMBANI, O. Dynamics of urban boundary layer over São Paulo associated with mesoscale processes. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 86, p. 87-98, 2004, DOI: <https://doi.org/10.1007/s00703-003-0617-7>.
- NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121-140, 2005.
- OKE, T. R. Boundary layer climates. **Routledge Press**, London, 435 pp, 1987.
- OKE, T. R.; MILLS, G.; CHRISTEN, A.; VOOGT, J. A. Urban Climates. **Cambridge University Press**, 542 pp, 2017.
- OLIVEIRA, A. P.; BORNSTEIN, R. D.; SOARES, J. Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo. **Water, Air, and Soil Pollution: Focus**, v. 3, p. 3-15, 2003, DOI: <https://doi.org/10.1023/A:1026090103764>.
- OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The Amazon river breeze and local boundary layer: II. linear analysis and modelling. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 67, p. 75-96, 1994, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/BF00705508>.
- OLIVEIRA, A. P.; MARQUES FILHO, E. P.; FERREIRA, M. J.; CODATO, G.; RIBEIRO, F. N. D.; LANDULFO, E.; MOREIRA, G. A.; PEREIRA, M. M. R.; MLAKAR, P.; BOZNAR, M. Z.; ASSIS, E. S.; FERREIRA, D. G.; CASSOL, M.; ESCOBEDO, J. F.; DAL PAI, A.; FRANÇA, J. R. A.; QUINTÃO, D. A.; RABELO, F. D.; SOUZA, L. A. T.; SILVA, W. P.; DOMINGUES, L. M.; SÁNCHEZ, M. P.; SILVEIRA, L. C.; VITO, J. V. Assessing urban effects on the climate of metropolitan regions of Brazil - Preliminary results of the MCITY BRAZIL project. **Exploratory**

**Environmental Science Research**, v. 1, n. 1, p. 38-77, 2020, DOI: <https://dx.doi.org/10.47204/EESR.1.1.2020.038-077>.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scale for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 56, p. 527-530, 1975.

OVERLAND, J. E.; BOND, N. A. Observations and scale analysis of coastal wind jets. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 10, p. 2934-2941, 1995, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<2934:OASAOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<2934:OASAOC>2.0.CO;2).

PAEGLE, J.; RASCH, G. E. Three-dimensional characteristics of diurnally varying boundary-layer flows. **Monthly Weather Review**, v. 101, p. 746-756, 1973, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1973\)101%3C0746:TCODVB%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1973)101%3C0746:TCODVB%3E2.3.CO;2).

PAL, S.; XUEREF-REMY, I.; AMMOURA, L.; CHAZETTE, P.; GILBERT, F.; ROYER, P.; DIEUDONNÉ, E.; DUPONT, J.-C.; HAEFFELIN, M.; LAC, C.; LOPEZ, M.; MORILLE, Y.; RAVETTA, F. Spatio-temporal variability of the atmospheric boundary layer depth over the Paris agglomeration: An assessment of the impact of the urban heat island intensity. **Atmospheric Environment**, v. 63, p. 261-275, 2012, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2012.09.046>.

PARISH, T. R. Barrier winds along the Sierra Nevada mountains. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, p. 925-930, 1982, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1982\)021%3C0925:BWATSN%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1982)021%3C0925:BWATSN%3E2.0.CO;2).

PARISH, T. R. Forcing of the summertime low-level jet along the California coast. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, p. 2421-2433, 2000, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<2421:FOTSLL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<2421:FOTSLL>2.0.CO;2).

PARISH, T. R. On the forcing of the summertime Great Plains low-level jet. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 74, n. 12, p. 3937-3953, 2017, DOI: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0059.1>.

PARISH, T. R.; OOLMAN, L. D. On the role of sloping terrain in the forcing of the Great Plains low-level jet. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, p. 2690-2699, 2010, DOI: <https://doi.org/10.1175/2010JAS3368.1>.

PITCHFORD, K. L.; LONDON, J. The low-level jet as related to nocturnal thunderstorms over midwest United States. **Journal of Applied Meteorology**, v. 1, p. 43-47, 1962, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1962\)001%3C0043:TLLJAR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1962)001%3C0043:TLLJAR%3E2.0.CO;2).

PU, B.; DICKINSON, R. E. Diurnal spatial variability of Great Plains summer precipitation related to the dynamics of the low-level jet. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, p. 1807-1817, 2014, DOI: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0243.1>.

QUAN, J.; GAO, Y.; ZHANG, Q.; TIE, X.; CAO, J.; HAN, S.; MENG, J.; CHEN, P.; ZHAO, D. Evolution of planetary boundary layer under different weather conditions, and its impact on aerosol concentrations. **Particuology**, v. 11, p. 34-40, 2013, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.partic.2012.04.005>.

RANJHA, R.; SVENSSON, G.; TJERNSTRÖM, M.; SEMEDO, A. Global distribution and seasonal variability of coastal low-level jets derived from ERA-Interim reanalysis. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 65, 20412, 2013, DOI: <https://doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.20412>.

RIBEIRO, F. N. D.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J.; MIRANDA, R. M.; BARLAGE, M.; CHEN, F. Effect of sea breeze propagation on the urban boundary layer of the metropolitan region of Sao Paulo, Brazil. **Atmospheric Research**, v. 214, p. 174-188, 2018, DOI:

<https://doi:10.1016/j.atmosres.2018.07.015>.

RIBEIRO, F. N. D.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A. P. Sea-Breeze and Topographic Influences on the Planetary Boundary Layer in the Coastal Upwelling Area of Cabo Frio (Brazil). **Boundary-Layer Meteorology**, v. 158, n. 1, p. 139-150, 2016, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0085-x>.

RIJO, N. A.; SEMEDO, A.; MIRANDA, P. M. A.; LIMA, D. C. A.; CARDOSO, R. M.; SOARES, P. M. M. Spatial variability of the Iberian Peninsula coastal low-level jet. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 4, p. 1605-1622, 2017, DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.5303>.

ROQUE, A. R. El chorro de los bajos niveles em Casa Blanca. **Revista Cubana de Meteorologia**, v. 12, n. 1, 2005.

ROTH, M. Review of atmospheric turbulence over cities. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, p. 941-990, 2000, DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.49712656409>.

RUCHITH, R. D.; RAJ, P. E. Features of nocturnal low level jet (NLLJ) observed over a tropical Indian station using high resolution Doppler wind lidar. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 123, p. 113-123, 2015, DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2015.01.001>.

RUCHITH, R. D.; RAJ, P. E.; KALAPUREDDY, M. C. R.; DESHPANDE, S. M.; DANI, K. K. Time evolution of monsoon low-level jet observed over an Indian tropical station during the peak monsoon period from high-resolution Doppler wind lidar measurements. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, p. 1786-1795, 2014, DOI: <https://doi.org/10.1002/2013JD020752>.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290-1309, 2007, DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR3305.1>.

SÁNCHEZ, M. P. Investigação da Camada Limite Urbana na Região Metropolitana de São Paulo. Dissertação de mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 136 pp, 2017. Disponível em: <https://www.iag.usp.br/pos/meteorologia/portugues/dissertacoestestes/investigacao-da-camada-limite-urbana-na-regiao-metropolitana>. Acesso em: 22 fev. 2022.

SÁNCHEZ, M. P.; OLIVEIRA, A. P.; VARONA, R. P.; TITO, J. V.; CODATO, G.; RIBEIRO, F. N. D.; MARQUES FILHO, E. P.; SILVEIRA, L. C. Radiosonde based analysis of the urban boundary layer in the metropolitan region of São Paulo, Brazil. **Earth and Space Science**, v. 7, e2019EA000781, 2020, DOI: <https://doi.org/10.1029/2019EA000781>.

SCHEPANSKI, K.; KNIPPERTZ, P.; FIEDLER, S.; TIMOUK, F.; DEMARTY, J. The sensitivity of nocturnal low-level jets and near-surface winds over the Sahel to model resolution, initial conditions and boundary-layer set-up. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 141, p. 1442-1456, 2015, DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.2453>.

SHAPIRO, A.; FEDOROVICH, E. Analytical description of a nocturnal low-level jet. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 136, p. 1255-1262, 2010, DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.628>.

SHAPIRO, A.; FEDOROVICH, E.; RAHIMI, S. A Unified Theory for the Great Plains Nocturnal Low-Level Jet. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 73, n. 8, p. 3037-3057, 2016, DOI: <https://doi:10.1175/JAS-D-15-0307.1>.

SHASTRI, H.; Paul, S.; GHOSH, S.; KARMAKAR, S. Impacts of urbanization on Indian summer monsoon rainfall extremes. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, p. 495-516, 2015, DOI: <https://doi.org/10.1002/2014JD022061>.

SHIN, H. H.; HONG, S. -Y. Intercomparison of planetary boundary-layer parameterizations in the WRF model for a single day from CASES-99. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 139, p. 261-281, 2011, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-010-9583-z>.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GIL, D. A.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X. -Y.; WANG, W.; POWERS, J. G. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. **National Center for Atmospheric Research**. Boulder, Colorado, USA, 2008, DOI: <http://dx.doi.org/10.5065/D68S4MVH>.

SMEDMAN, A. S.; HÖGSTRÖM, U.; HUNT, J. C. R. Effects of Shear Sheltering in a Stable Atmospheric Boundary Layer with Strong Shear. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 596, p. 31-50, 2004, DOI: <https://doi.org/10.1256/qj.03.68>.

SMITH, E. N.; GIBBS, J.; FEDOROVICH, E.; KLEIN, P. M. WRF Model study of the Great Plains low-level jet: Effects of grid spacing and boundary layer parameterization. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 10, p. 2375-2397, 2018, DOI: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0361.1>.

SMITH, E. N. The Great Plains nocturnal low-level jet: spatial and temporal evolution. A Dissertation submitted to the graduate faculty in partial fulfillment of the requirements for the Degree of Doctor of Philosophy, University of Oklahoma, Graduate College, 203 pp, 2018. Disponível em: <https://shareok.org/handle/11244/316232>. Acesso em: 23 fev. 2022.

SONG, J.; LIAO, K.; COULTER, R. L.; LESHT, B. M. Climatology of the low-level jet at the southern Great Plains Atmospheric Boundary Layer Experiments site. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, p. 1593-1606, 2005, DOI: <https://doi.org/10.1175/JAM2294.1>.

STAUFFER, D. R.; WARNER, T. T. A numerical study of Appalachian cold-air damming and coastal frontogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 799-821, 1987, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115%3C0799:ANSOAC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115%3C0799:ANSOAC%3E2.0.CO;2).

STENSRUD, D. J. Importance of low-level jets to climate: A review. **Journal of Climate**, v. 9, p. 1698-1711, 1996, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<1698:IOLLJT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<1698:IOLLJT>2.0.CO;2).

STORM, B.; DUDHIA, J.; BASU, S.; SWIFT, A.; GIAMMANCO, I. Evaluation of the Weather Research and Forecasting Model on Forecasting Low-level Jets: Implications for Wind Energy. **Wind Energy**, v. 12, p. 81-90, 2009, DOI: <https://dx.doi.org/10.1002/we.288>.

STULL, R. B. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. **Kluwer Academic Publishers**, 667 pp, 1988.

SUKORIANSKY, S.; GALPERIN, B.; PEROV, V. Application of a new spectral theory of stably stratified turbulence to the atmospheric boundary layer over sea ice. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 117, p. 231-257, 2005, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-004-6848-4>.

SULLIVAN, J. T.; RABENHORST, S. D.; DREESSEN, J.; MCGEE, T. J.; DELGADO, R.; TWIGG, L.; SUMNICHT, G. Lidar observations revealing transport of O<sub>3</sub> in the presence of a nocturnal low-level jet: Regional implications for “next-day” pollution. **Atmospheric Environment**, v. 158, p. 160-171, 2017, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2017.03.039>.

SUN, X.; COOK, K. H.; VIZY, E. K. The South Atlantic subtropical high: Climatology and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 30, p. 3279-3296, 2017, DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0705.1>.

TITO, J. V. Investigação da evolução diurna da Camada Limite Planetária na Região Metropolitana de

São Paulo usando o modelo WRF-LES. Tese de doutorado na fase de redação, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

TRIER, S. B.; CHRISTOPHER, A. D.; CARBONE, R. E. Mechanisms governing the persistence and diurnal cycle of a heavy rainfall corridor. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, p. 4102-4126, 2014, DOI: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0134.1>.

TSIRINGAKIS, A.; THEEUWES, N. E.; BARLOW, J. F.; STEENEVELD, G.-J. Interactions between the nocturnal low-level jets and the urban boundary layer: a case study over London. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 183, p. 249-272, 2022, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-021-00681-7>.

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 6, p. 682-703, 1979, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1979\)107%3c0682::TCOUAL%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107%3c0682::TCOUAL%3e2.0.CO;2).

UCCELLINI, L. W. On the role of upper tropospheric jet streaks and leeside cyclogenesis in the development of low-level jets in the Great Plains. **Monthly Weather Review**, v. 108, n.10, p. 1689-1696, 1980, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<1689:OTROUT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<1689:OTROUT>2.0.CO;2).

UNESCO; United Nation Population Division, 2018. Disponível em: <https://www.un.org/development/desa/publications/2018-revision-of-world-urbanization-prospects.html>. Acesso em: 11 Jan. 2022.

VANDERWENDE, B. J.; LUNDQUIST, J. K.; RHODES, M. E.; TAKLE, E. S.; IRVIN, S. L. Observing and simulating the summertime low-level jet in central Iowa. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 6, p. 2319-2336, 2015, DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00325.1>.

VAN DE WIEL, B. J. H.; MOENE, A. F.; STEENEVELD, G. J.; BAAS, P.; BOLVELD, F. C.; HOLTSLAG, A. A. M. A conceptual view on inertial oscillations and nocturnal low-level jets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, p. 2679-2689, 2010, DOI: <https://doi.org/10.1175/2010JAS3289.1>.

VEMADO, F.; PEREIRA FILHO, A. J. Severe weather caused by heat island and sea breeze effects in the metropolitan area of São Paulo, Brazil. **Advances in Meteorology**, 8364134. 2016, DOI: <https://doi.org/10.1155/2016/8364134>.

VERGHESE, S. J. Characterization of Low-Level Jets and their influence on Air Pollution Using Raman Lidar and Wind Profiling Radar/RASS. Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Master of Science, Department of Electrical Engineering, The Pennsylvania State University, 95 pp, 2003. Disponível em: <http://www.crphilbrick.org/papers/Vergheese-MSThesis-Aug03.pdf>. Acesso em: 20 fev. 2022.

WANG, Y.; KLIPP, C. L.; GARVEY, D. M.; LIGON, D. A.; WILLIAMSON, C. C.; CHANG, S. S.; NEWSOM, R. K.; CALHOUN, R. Nocturnal low-level-jet-dominated atmospheric boundary layer observed by a Doppler lidar over Oklahoma City during JU2003. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, p. 2098-2109, 2007, DOI: <https://doi.org/10.1175/2006JAMC1283.1>.

WEI, W.; WU, B. G.; YE, X. X.; WANG, H. X.; ZHANG, H. S. Characteristics and mechanisms of low-level jets in the Yangtze River Delta of China. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 149, p. 403-424, 2013, DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-013-9852-8>.

WEI, W.; ZHANG, H. S.; YE, X. X. Comparison of low-level jets along the north coast of China in summer. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, p. 9692-9706, 2014, DOI:

<https://doi:10.1002/2014JD021606>.

WHITEMAN, C. D.; BIAN, X.; ZHONG, S. Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the southern Great Plains. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, p. 1363-1376, 1997, DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036%3C1363:LLJCFE%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036%3C1363:LLJCFE%3E2.0.CO;2).

WITTICH, K. P.; HARTMANN, J.; ROTH, R. On Nocturnal Wind Shear with a View to Engineering Applications. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 37, n. 3, p. 215-227, 1986, DOI: <https://doi:10.1007/BF00122985>.

WMO. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. Secretariat of the World Meteorological Organization-Geneva-Switzerland, WMO-No. 8, 2006.

WMO. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. Secretariat of the World Meteorological Organization-Geneva-Switzerland, WMO-No. 8, v. III, 2018.

WYNGAARD, J. C. Turbulence in the Atmosphere. **Cambridge University Press**: Cambridge UK, 408 pp, 2010.

YANG, P.; REN, G.; YAN, P.; DENG, J. Temporal Pattern of Surface Wind Speed and the “Urban Stilling Island” in Beijing City. **Journal of Meteorological Research**, v. 34, p. 986-996, 2020, DOI: <https://doi.org/10.1007/s13351-020-9135-5>.

ZEMBA, J.; FRIEHE, C. A. The marine atmospheric boundary layer jet in the Coastal Ocean Dynamics Experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 1489-1496, 1987, DOI: <https://doi.org/10.1029/JC092iC02p01489>.

ZHANG, Y.; XUE, M.; ZHU, K.; ZHOU, B. What is the main cause of diurnal variation and nocturnal peak of summer precipitation in Sichuan Basin, China? The key role of boundary layer low-level jet inertial oscillations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, p. 2643-2664, 2019, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2018JD029834>.

## 7. APÊNDICES

### Apêndice A. Derivação do modelo de JBN de Blackadar

O mecanismo de formação de JBNs através da oscilação inercial de Blackadar foi formulado matematicamente por Markowski e Richardson (2010). O ponto de partida no desenvolvimento da teoria de Blackadar são as equações de momento horizontal para a CLP (Eqs. A1a, b), considerando a força do gradiente de pressão e a força de Coriolis. O atrito foi descartado nas equações uma vez que o objetivo é observar o que acontece com o escoamento após o desacoplamento da CR com respeito à CLE onde o atrito está presente. Desse jeito, as equações de momento são escritas como:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv \quad (\text{A1a})$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \quad (\text{A1b})$$

onde  $u$  e  $v$  são as componentes zonal e meridional do vento,  $\rho$  é a densidade do ar e  $f$  é o parâmetro de Coriolis. Separando o vento horizontal na parte geostrófica ( $g$ ) e ageostrófica ( $a$ ), tem-se:

$$u = u_g + u_a \quad (\text{A2a})$$

$$v = v_g + v_a \quad (\text{A2b})$$

Substituindo-se as equações (A2) em (A1) e assumindo que  $\frac{dv_g}{dt} = 0$ , obtemos:

$$\frac{du_a}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f(v_g + v_a) \quad (\text{A3a})$$

$$\frac{dv_a}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f(u_g + u_a) \quad (\text{A3b})$$

Por definição:

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (\text{A4a})$$

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (\text{A4b})$$

Substituindo-se as equações (A4) em (A3) e rearranjando as equações de momento tornam-se:

$$\frac{du_a}{dt} = f v_a \quad (\text{A5a})$$

$$\frac{dv_a}{dt} = -f u_a \quad (\text{A5b})$$

Fazendo  $d(\text{A5a})/dt$  e usando a equação A5b obtemos uma equação com uma incógnita:

$$\frac{d^2 u_a}{dt^2} = f \frac{dv_a}{dt} = -f^2 u_a \quad (\text{A6})$$

Tratando-se  $f$  como uma constante (aproximação do plano- $f$ ), então (A6) é uma equação ordinária linear com coeficientes constantes e tem a seguinte solução geral:

$$u_a = C_1 \cos(ft) + C_2 \sin(ft) \quad (\text{A7})$$

onde  $C_1$  e  $C_2$  são constantes. Substituindo (A7) em (A5a) e isolando  $v_a$  obtemos:

$$v_a = -C_1 \sin(ft) + C_2 \cos(ft) \quad (\text{A8})$$

Em  $t = 0$ , definimos  $u_a = u_{a0}$  e  $v_a = v_{a0}$ . Então tem-se:

$$u_{a0} = C_1 \cos 0 + C_2 \sin 0 = C_1 \quad (\text{A9a})$$

$$v_{a0} = -C_1 \sin 0 + C_2 \cos 0 = C_2 \quad (\text{A9b})$$

e as equações para o vento ageostrófico ficam:

$$u_a(t) = u_{a0} \cos(ft) + v_{a0} \sin(ft) \quad (\text{A10a})$$

$$v_a(t) = v_{a0} \cos(ft) - u_{a0} \sin(ft) \quad (\text{A10b})$$

Usando identidades trigonométricas (por exemplo:  $\sin(\alpha - \beta) = \sin\alpha \cos\beta - \cos\alpha \sin\beta$  e  $\cos(\alpha - \beta) = \cos\alpha \cos\beta + \sin\alpha \sin\beta$ ) pode-se reescrever as equações (A10) como:

$$u_a(t) = |V_{a0}| \cos(\psi_0 - ft) \quad (\text{A11a})$$

$$v_a(t) = |V_{a0}| \text{sen}(\psi_0 - ft) \quad (\text{A11b})$$

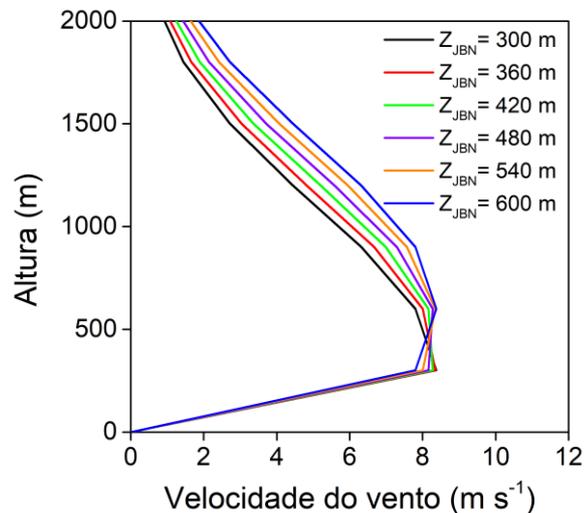
Onde  $V_{a0} = (u_{a0}, v_{a0})$ ,  $|V_{a0}| = \sqrt{u_{a0}^2 + v_{a0}^2}$  e  $\psi_0$  representam o vento ageostrófico e sua orientação no início do processo de ajuste e  $t$  indica o tempo.

## Apêndice B. Impacto da resolução vertical sobre as propriedades dos JBNs usando uma distribuição Gaussiana idealizada.

A seguir mostram-se as diferenças entre os valores teóricos e aqueles produzidos pelo algoritmo, variando a largura de um JBN idealizado em forma de Gaussiana em uma grade espacial de tamanho constante e similar à resolução vertical das sondagens regular (~300 m). A intensidade máxima do JBN em forma de Gaussiana é igual à intensidade média do JBN em agosto de 2009-2013.

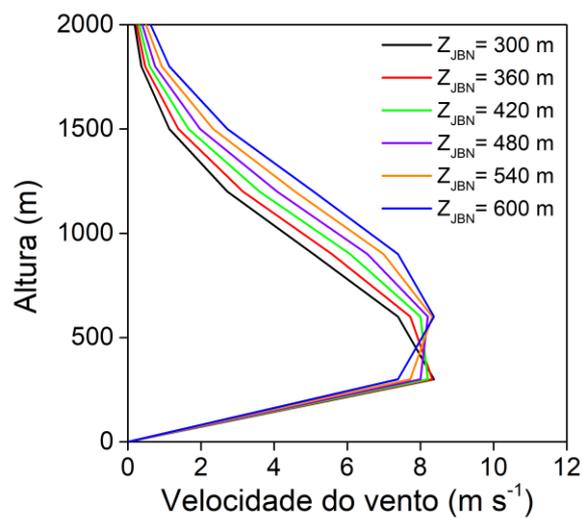
$$V(z) = \begin{cases} \frac{A}{\sqrt{2\pi\sigma_{JBN}^2}} e^{-\left[\frac{(z-Z_{JBN})^2}{2\sigma_{JBN}^2}\right]} & z > 0 \\ 0 & z = 0 \end{cases} \quad (\text{B1})$$

Onde  $\sigma_{JBN}$  é o desvio padrão da altura,  $Z_{JBN}$  é a altura do JBN.



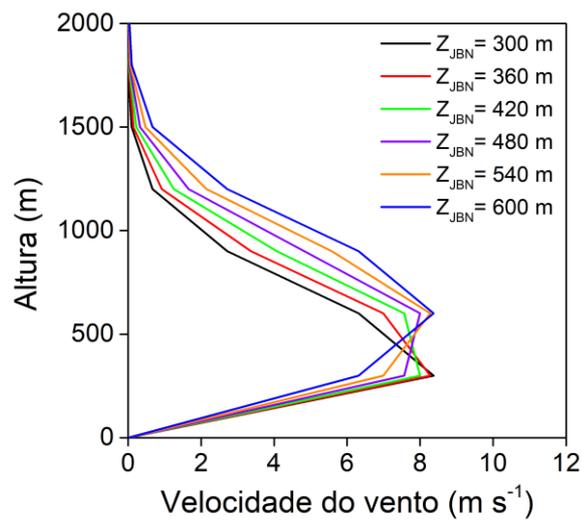
**Figura B1.** Perfil vertical de velocidade do vento considerando um JBN idealizado em forma de Gaussiana com  $A=16784,38 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ,  $\sigma_{JBN} = 400 \text{ m}$  (largura do JBN = 800 m) e variando  $Z_{JBN}$  de 300 a 600 m a cada 30 m.

<b>Tabela B1.</b> Altura e intensidade do JBN idealizado em forma de Gaussiana considerando $A=16784,38 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , $\sigma_{\text{JBN}} = 400 \text{ m}$ (largura do JBN = 800 m) e variando $Z_{\text{JBN}}$ de 300 a 600 m a cada 30 m.		
<b>Teórico</b>	<b>Algoritmo</b>	
$Z_{\text{JBN}} \text{ (m)}$	$Z_{\text{JBN}} \text{ (m)}$	$V_{\text{JBN}} \text{ (m s}^{-1}\text{)}$
300	300	8,37
330	300	8,36
360	300	8,35
390	300	8,32
420	300	8,28
450	300	8,22
480	600	8,28
510	600	8,32
540	600	8,35
570	600	8,36
600	600	8,37



**Figura B2.** Perfil vertical de velocidade do vento considerando um JBN idealizado em forma de Gaussiana com  $A=12588,28 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ,  $\sigma_{\text{JBN}} = 300 \text{ m}$  (largura do JBN = 600 m) e variando  $Z_{\text{JBN}}$  de 300 a 600 m a cada 30 m.

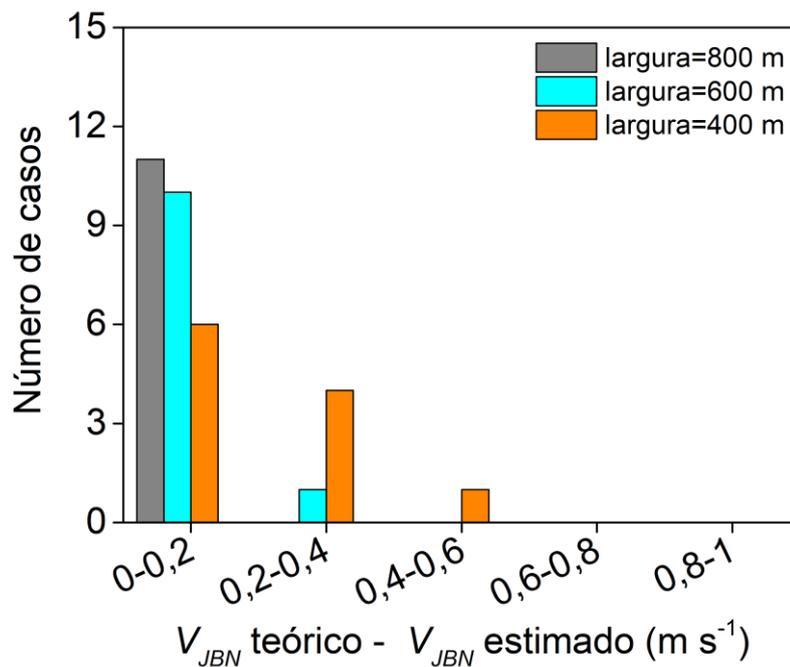
<b>Tabela B2.</b> Altura e intensidade do JBN idealizado em forma de Gaussiana considerando $A=12588,28 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , $\sigma_{\text{JBN}} = 300 \text{ m}$ (largura do JBN = 600 m) e variando $Z_{\text{JBN}}$ de 300 a 600 m a cada 30 m.		
<b>Teórico</b>	<b>Algoritmo</b>	
$Z_{\text{JBN}} \text{ (m)}$	$Z_{\text{JBN}} \text{ (m)}$	$V_{\text{JBN}} \text{ (m s}^{-1}\text{)}$
300	300	8,37
330	300	8,36
360	300	8,33
390	300	8,28
420	300	8,20
450	300	8,11
480	600	8,20
510	600	8,28
540	600	8,33
570	600	8,36
600	600	8,37



**Figura B3.** Perfil vertical de velocidade do vento considerando um JBN idealizado em forma de Gaussiana com  $A=8392,19 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ,  $\sigma_{\text{JBN}} = 200 \text{ m}$  (largura do JBN = 400 m) e variando  $Z_{\text{JBN}}$  de 300 a 600 m a cada 30 m.

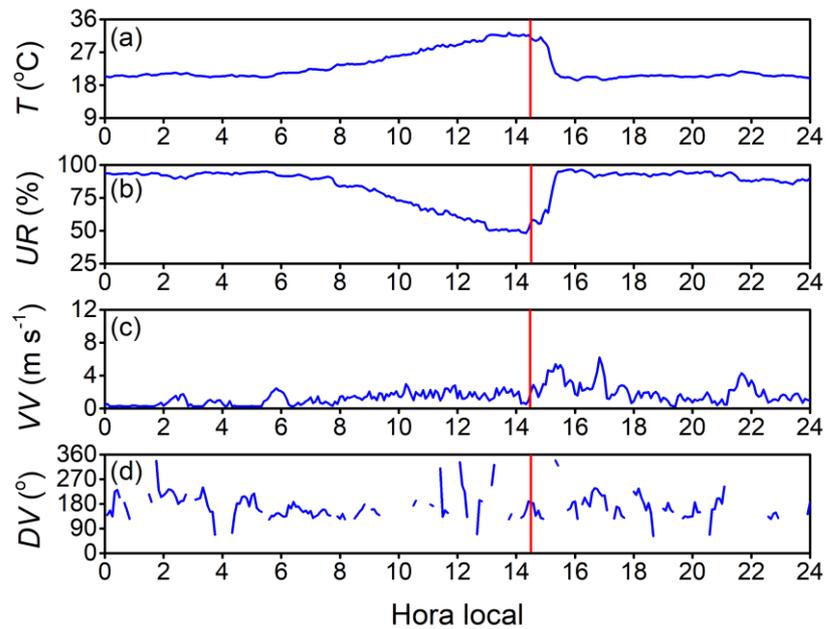
**Tabela B3.** Altura e intensidade do JBN idealizado em forma de Gaussiana considerando  $A=8392,19 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ,  $\sigma_{\text{JBN}} = 200 \text{ m}$  (largura do JBN = 400 m) e variando  $Z_{\text{JBN}}$  de 300 a 600 m a cada 30 m.

Teórico		Algoritmo	
$Z_{\text{JBN}}$ (m)		$Z_{\text{JBN}}$ (m)	$V_{\text{JBN}}$ ( $\text{m s}^{-1}$ )
300		300	8,37
330		300	8,35
360		300	8,28
390		300	8,16
420		300	8,00
450		300	7,80
480		600	8,00
510		600	8,16
540		600	8,28
570		600	8,35
600		600	8,37

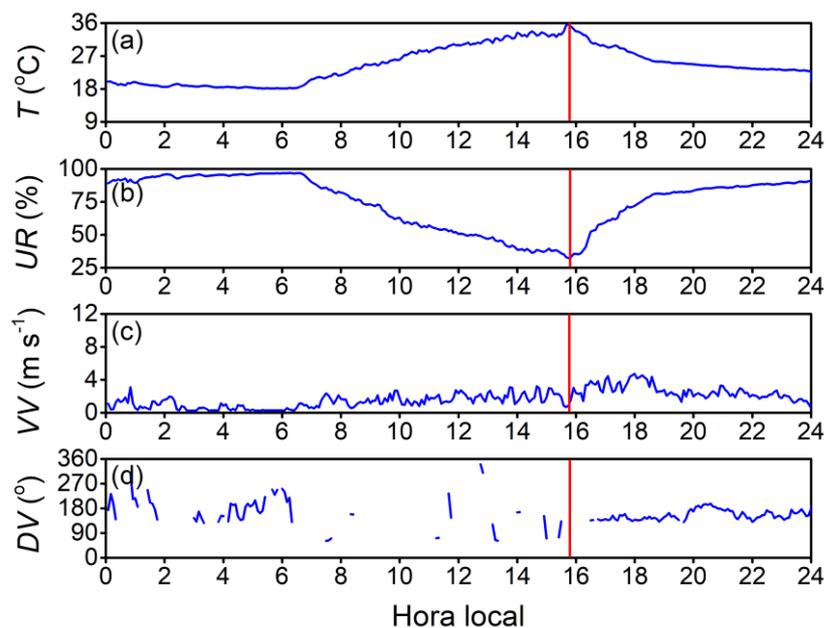


**Figura B4.** Diferença entre a velocidade do JBN teórico Gaussiano e a velocidade do JBN estimada pelo algoritmo. O histograma é baseado nas Tabelas B1-B3.

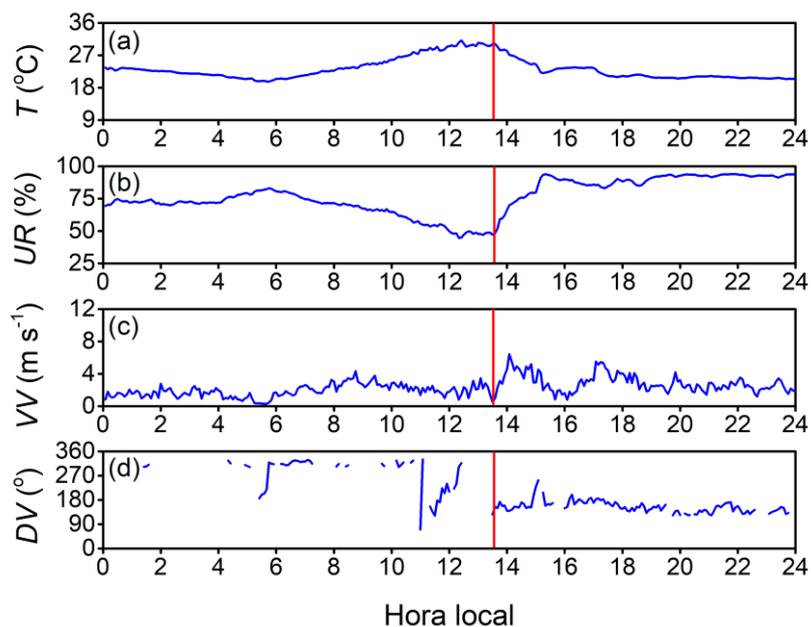
### Apêndice C. Caracterização dos eventos de BM na RMSP durante os experimentos de 2013 do Projeto MCITY BRAZIL.



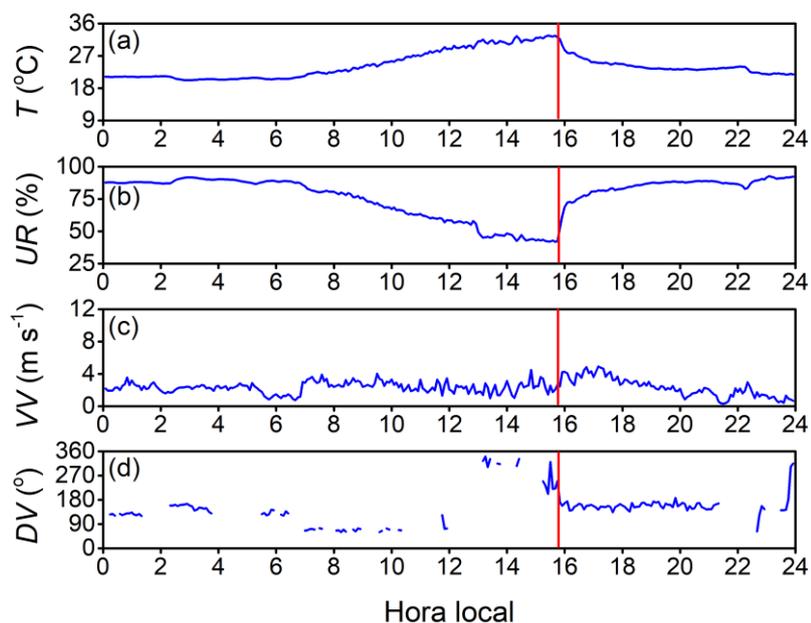
**Figura C1.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 19 de fevereiro de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.



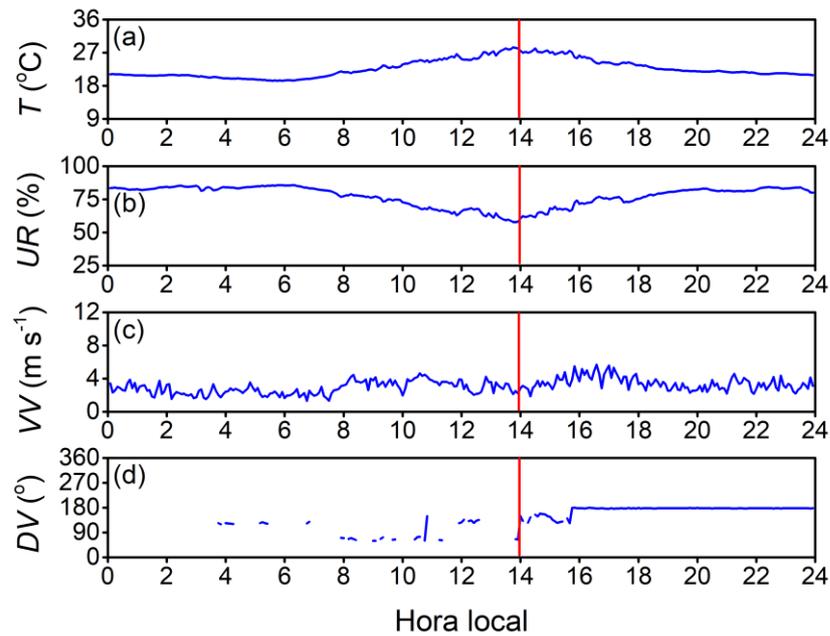
**Figura C2.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 20 de fevereiro de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.



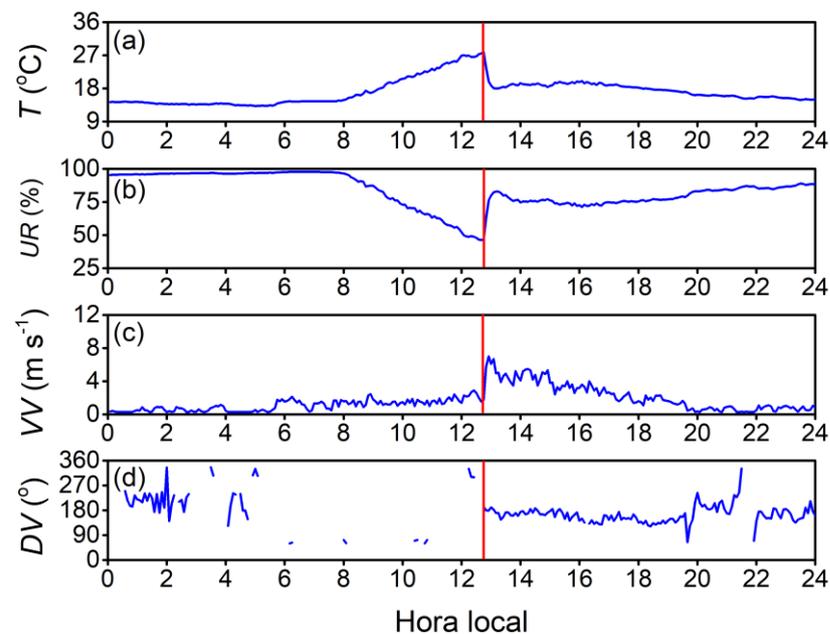
**Figura C3.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 22 de fevereiro de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.



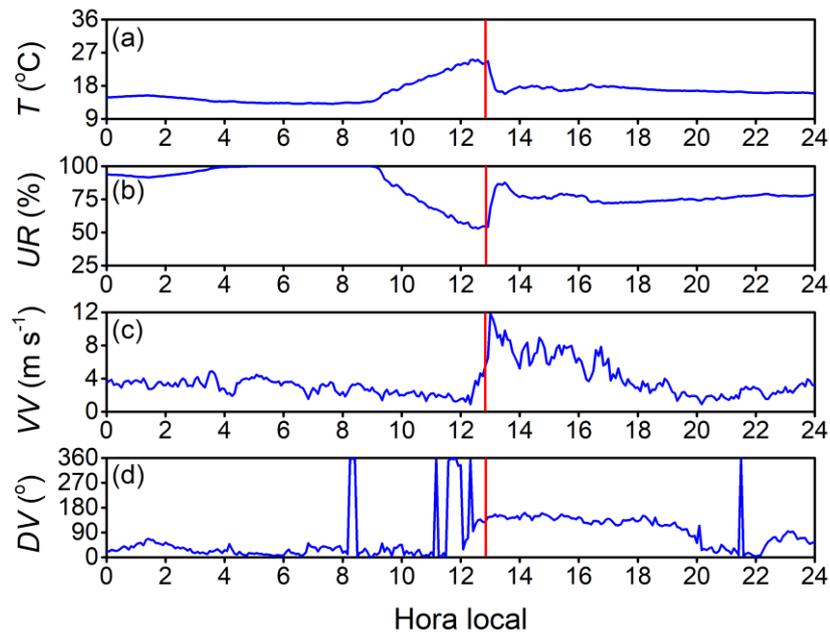
**Figura C4.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (c) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 24 de fevereiro de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.



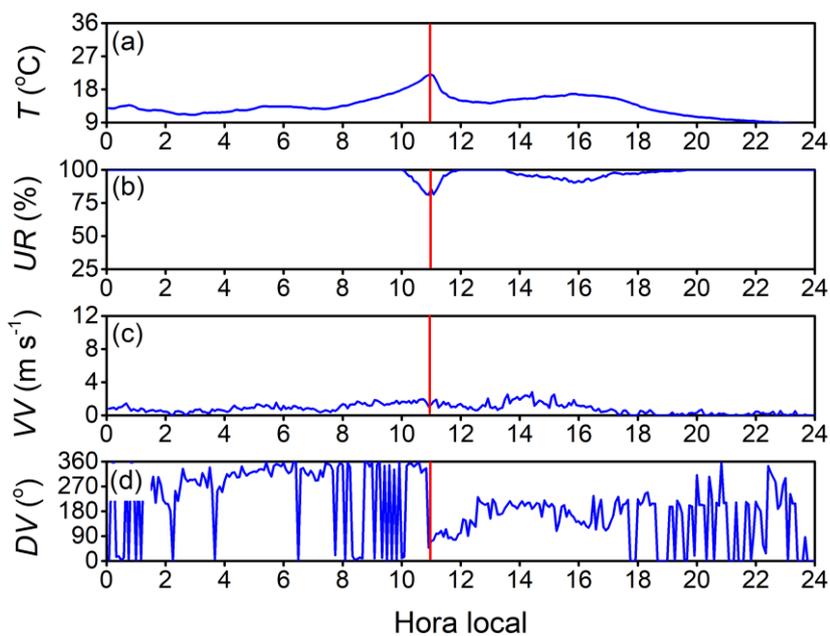
**Figura C5.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (d) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 28 de fevereiro de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.



**Figura C6.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (d) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 6 de agosto de 2013 na PM IAG, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.

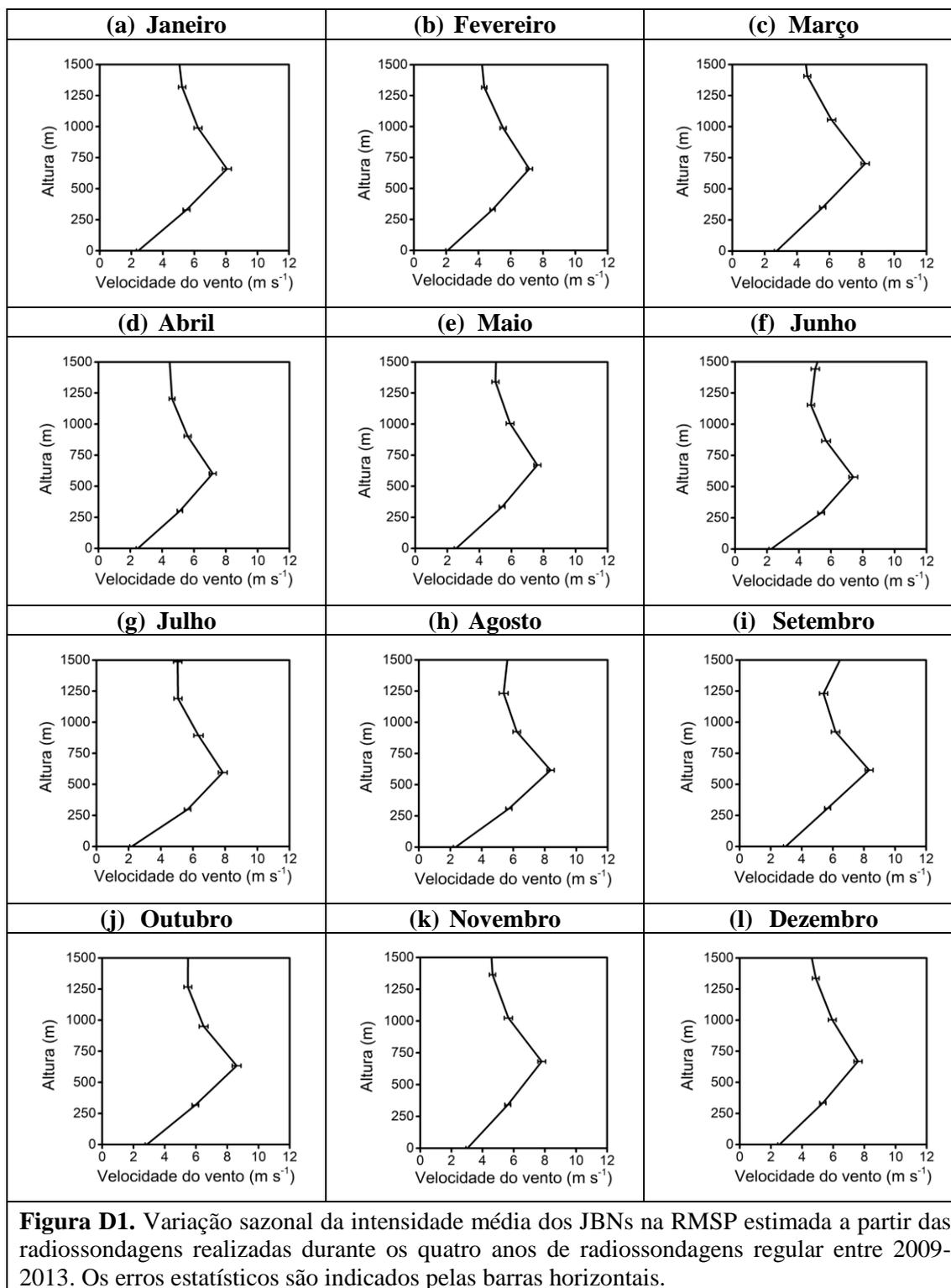


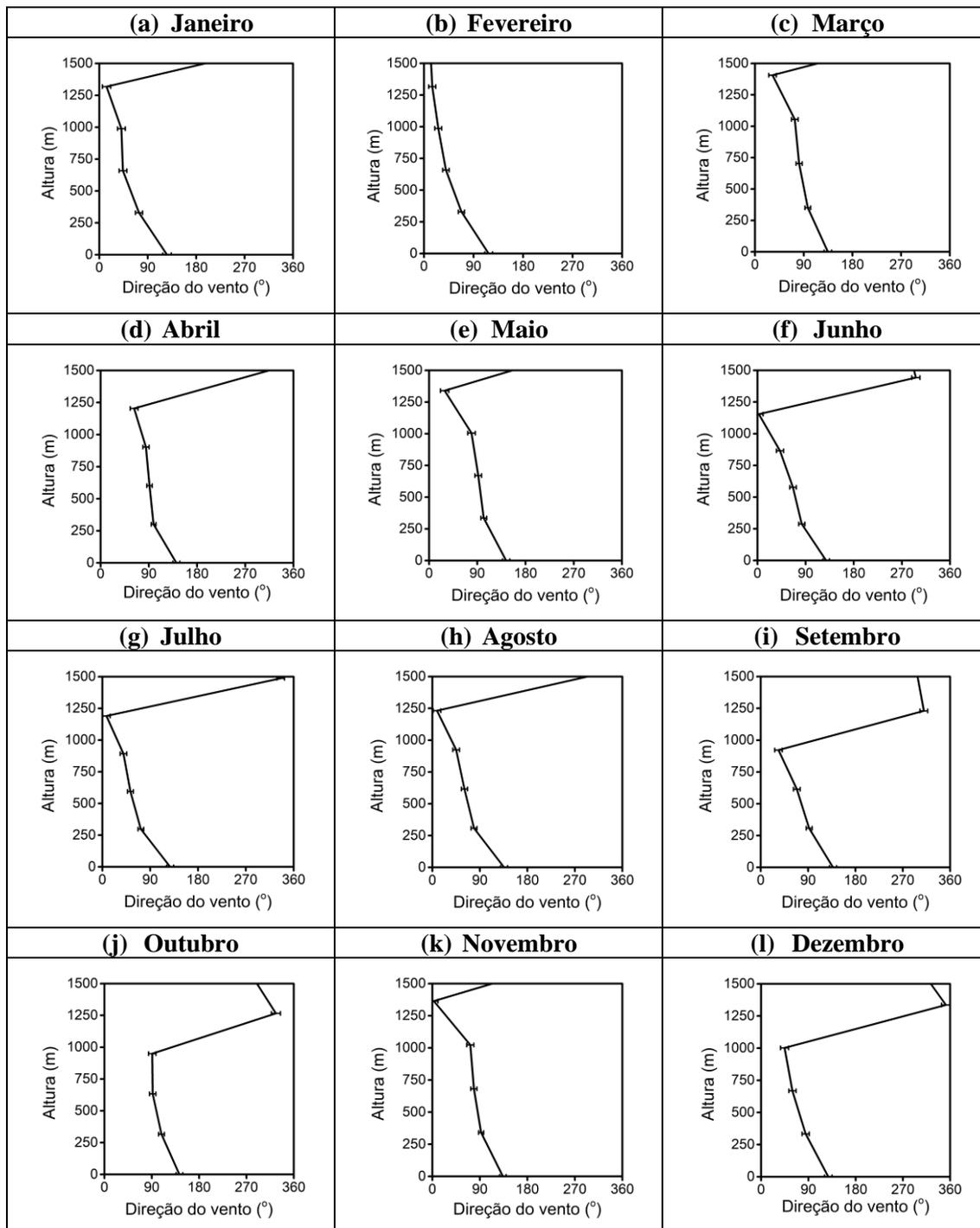
**Figura C7.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (d) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 6 de agosto de 2013 na PM SFZ, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.



**Figura C8.** Evolução diurna dos valores horários de (a) temperatura do ar ( $T$ ), (b) umidade relativa ( $UR$ ), (c) velocidade do vento ( $VV$ ) e (d) direção do vento ( $DV$ ) observado durante o evento de BM do dia 6 de agosto de 2013 na PM ITU, na RMSP. A passagem da frente de BM é indicada pela linha vertical vermelha.

**Apêndice D. Estrutura vertical média do JBN durante o período de sondagens regular entre 2009-2013.**





**Figura D2.** Variação sazonal da direção média dos JBNs na RMSP estimada a partir das radiossondagens realizadas durante os quatro anos de radiossondagens regular entre 2009-2013. Os erros estatísticos são indicados pelas barras horizontais.