INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES
Autarquia Associada à Universidade de São Paulo

Estudo do jato de baixos níveis em Iperó com a técnica lidar Doppler

CÁSSIA MARIA LEME BEU

**Tese apresentada como parte dos
requisitos para obtenção do Grau de
Doutor em Ciências na Área
de Tecnologia Nuclear - Materiais**

**Orientador:
Prof. Dr. Eduardo Landulfo**

**São Paulo
2019**

INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES
Autarquia Associada à Universidade de São Paulo

Estudo do jato de baixos níveis em Iperó com a técnica lidar Doppler

Versão Corrigida

Versão Original disponível no IPEN

CÁSSIA MARIA LEME BEU

**Tese apresentada como parte dos
requisitos para obtenção do Grau de
Doutor em Ciências na Área
de Tecnologia Nuclear - Materiais**

**Orientador:
Prof. Dr. Eduardo Landulfo**

**São Paulo
2019**

Fonte de Financiamento: Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP)

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho,
para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte

Como citar:

BEU, C. M. L. ***Estudo do jato de baixos níveis em Iperó com a técnica lidar Doppler***. 2019. 124 p. Tese (Doutorado em Tecnologia Nuclear), Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, IPEN-CNEN/SP, São Paulo. Disponível em: (data de consulta no formato: dd/mm/aaaa)

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de geração automática da Biblioteca IPEN/USP,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Beu, Cássia Maria Leme

Estudo do jato de baixos níveis em Iperó com a técnica lidar Doppler / Cássia Maria Leme Beu; orientador Eduardo Landulfo. -- São Paulo, 2019.
124 p.

Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Nuclear (Materiais) -- Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, São Paulo, 2019.

1. jato de baixos níveis. 2. lidar Doppler. 3. dispersão atmosférica. 4. camada limite planetária. 5. turbulência. I. Landulfo, Eduardo, orient. II. Título.

FOLHA DE APROVAÇÃO

Autor: Cássia Maria Leme Beu

Título: Estudo do jato de baixos níveis em Iperó com a técnica lidar Doppler

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Tecnologia Nuclear da Universidade de São Paulo para
obtenção do título de Doutor em Ciências

Data: _____/_____/_____

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr.: _____

Instituição: _____ Julgamento: _____

Prof. Dr.: _____

Instituição: _____ Julgamento: _____

Prof. Dr.: _____

Instituição: _____ Julgamento: _____

Prof. Dr.: _____

Instituição: _____ Julgamento: _____

Prof. Dr.: _____

Instituição: _____ Julgamento: _____

*Dedico este trabalho à minha
sobrinha Alice Geórgia, a quem
amo como filha.*

Agradecimentos

Agradeço especialmente ao Professor Doutor Eduardo Landulfo, pela orientação e confiança dedicadas ao longo dos últimos 4 anos e as valiosas contribuições do grupo Laser Environmental Applications Laboratory (LEAL) do Centro de Lasers e Aplicações (CLA) do IPEN. Agradeço ao Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN) por oferecer a infraestrutura para esta pesquisa, bem como aos professores e funcionários com quem tive a oportunidade de conviver durante o doutorado.

À família, especialmente aos meus pais, Maria Matilde e Jorge, ao mesmo tempo que agradeço pelo suporte, me desculpo pelas prolongadas ausências.

Não posso deixar de agradecer ao Centro Tecnológico da Marinha em São Paulo (CTMSP), à Amazônia Azul Tecnologias de Defesa (Amazul) e à Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) pelo apoio. Agradeço especialmente aos colegas da Assessoria de Meio Ambiente e do Laboratório Radioecológico do CTMSP, que tanto contribuíram para a realização deste trabalho.

Agradeço também aos professores e funcionários do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) onde iniciei minhas atividades acadêmicas e aos colegas que fiz ao longo da minha vida profissional nas empresas Somar Meteorologia e no Centro de Monitoramento de Alertas e Desastres Naturais (Cemaden) que certamente contribuíram muito para o meu desenvolvimento profissional e pessoal.

RESUMO

BEU, C. M. L. *Estudo do jato de baixos níveis em Iperó com a técnica lidar Doppler*. 2019, 124 p. Tese (Doutorado em Tecnologia Nuclear), Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, IPEN-CNEN/SP, São Paulo.

É uma tendência crescente a aplicação de equipamentos de sensoriamento remoto para investigar características da Camada Limite Planetária (CLP). Neste trabalho um lidar Doppler foi empregado para estudar os Jatos de Baixos Níveis (JBNs) em Iperó, interior de São Paulo, Brasil. Trabalhos anteriores mostraram que os JBNs ocorrem frequentemente em Iperó. Os JBNs foram primeiramente reconhecidos nas Grandes Planícies dos Estados Unidos, mas atualmente já foram identificados em muitas outras localidades, em praticamente todos os continentes. Os JBNs produzem impactos econômicos e sociais, dentre os quais estão: a dispersão e o transporte de poluentes, transporte de umidade, propagação de incêndios florestais, segurança de voo e produção de energia eólica. Apesar da sua importância, a simulação dos JBNs é uma tarefa com alto custo computacional, uma característica comum da CLP, devido às suas escalas temporal e espacial típicas. A campanha experimental de um ano com o lidar Doppler gerou um extenso banco de dados do perfil vertical do vento em Iperó. Esse banco de dados permitiu investigar características dos JBNs, tais como: sazonalidade, frequência e intensidade. Foi possível também aplicar métodos que tem sido propostos recentemente para investigar propriedades como a Energia Cinética Turbulenta (ECT) e a taxa de dissipação da ECT na presença de JBN. Verificou-se que existe ECT acima do nível do JBN e que a dissipação local não é uma representação adequada em eventos de JBN. Para o Estudo de Caso foi selecionado um JBN formado bem próximo à superfície e com longo ciclo de vida. Dados observacionais contínuos permitiram acompanhar a evolução temporal desse evento e os impactos nas simulações de transporte e dispersão atmosférica.

Palavras-chave: jato de baixos níveis, lidar Doppler, dispersão atmosférica, camada limite planetária

ABSTRACT

BEU, C. M. L. *Low-level jet study at Ipero with the Doppler lidar technique*. 2019, 124 p. Tese (Doutorado em Tecnologia Nuclear), Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, IPEN-CNEN/SP, São Paulo.

There is a growing trend toward applying remote sensing equipment to investigate the Planetary Boundary Layer (PBL) characteristics. In this work, a Doppler lidar was employed to study the Low Level Jets (LLJs) at Ipero, Sao Paulo countryside, Brazil. Previous works have shown that the LLJs are a common feature at Ipero. The LLJs were firstly recognized on the Great Plains of the United States, but have now been identified in many other locations and nearly all continents. LLJs cause economical and social impacts, which includes: pollutants transport and dispersion, moisture transport, forest fire propagation, flight safety and wind power production. Despite their importance, the LLJ simulation has a high computational cost, a common PBL feature due to its typical temporal and spatial scales. The one-year experimental campaign with the Doppler lidar generated an extensive dataset of the vertical wind profile at Ipero. This dataset allowed to investigate the LLJ features such as seasonality, frequency and intensity. It was possible to apply methods that have been recently proposed for the assesment of other properties, like the turbulent kinetic energy (TKE) and the TKE dissipation rate. It was found that there is TKE above the LLJ level and that the local dissipation is not a proper representation during LLJ events. For the Case Study, a LLJ formed near the surface and with a long life cycle was selected. Continuous observational data allowed to monitor the temporal evolution of this event and the impacts on transport and atmospheric dispersion simulations.

Key words: low-level jets, Doppler lidar, atmospheric dispersion, planetary boundary layer

Lista de Tabelas

Tabela 1	Especificações técnicas do lidar Windcube v2	53
Tabela 2	Características do lidar Windcube v2	59
Tabela 3	Regimes de turbulência	60
Tabela 4	Dados meteorológicos do CTMSP	66

Lista de Figuras

Figura 1	Esquema ilustrativo do JBN no perfil vertical do vento	25
Figura 2	Esquema ilustrativo do ciclo diurno da CLP	27
Figura 3	Perfis verticais do vento, à esquerda; da Energia Cinética Turbulenta (ECT), no centro e do transporte turbulento vertical da ECT ($\overline{w'^3}$), à direita, para a CLP tradicional (parte superior) e para a CLP invertida (parte inferior)	28
Figura 4	Esquema ilustrativo da oscilação inercial	42
Figura 5	Modelo conceitual de duas células de mesoescala	45
Figura 6	pluma gaussiana	51
Figura 7	Esquema ilustrativo da configuração básica de um lidar Doppler	54
Figura 8	Esquema de varredura do Windcube v2	58
Figura 9	Mapa da localização de Iperó (polígono verde) e seus municípios fronteiriços	69
Figura 10	Bacia hidrográfica do rio Sorocaba - Médio Tietê	70
Figura 11	Limites da FLONA Ipanema, zona de amortecimento e municípios	71
Figura 12	Topografia de Iperó	72
Figura 13	Percentual da recuperação diária dos dados do lidar Doppler Windcube v2 durante a campanha em Iperó (período: agosto/2017 a janeiro/2018). Nos gráficos mensais, o eixo horizontal indica o dia do respectivo mês, o eixo vertical representa a altura entre 40 e 290 m e a barra lateral indica o percentual de recuperação entre 0 e 100%	74
Figura 14	Percentual da recuperação diária dos dados do lidar Doppler Windcube v2 durante a campanha em Iperó (período: fevereiro/2018 a julho/2018). Nos gráficos mensais, o eixo horizontal indica o dia do respectivo mês, o eixo vertical representa a altura entre 40 e 290 m e a barra lateral indica o percentual de recuperação entre 0 e 100%	75
Figura 15	Precipitação média mensal da região de Iperó (período 1961 a 1990) . . .	76
Figura 16	Percentual da recuperação mensal dos dados do lidar Doppler Windcube v2 durante a campanha em Iperó	76
Figura 17	Imagem ilustrativa dos instrumentos da torre meteorológica do IPEN . . .	77
Figura 18	Localização da USP, contorno do município de São Paulo e mancha urbana	78
Figura 19	Vista aérea do IPEN	79

Figura 20	Comparação entre o lidar e a torre meteorológica do IPEN	80
Figura 21	Frequência acumulada dos JBNs em função da velocidade	81
Figura 22	Distribuição mensal dos JBNs em função da velocidade	82
Figura 23	Número de JBNs em relação à direção do vento	83
Figura 24	Rosa dos ventos - agosto/2017 a janeiro/2018	84
Figura 25	Rosa dos ventos - fevereiro/2018 a julho/2018	85
Figura 26	Percentual de eventos detectados por intervalo de tempo	86
Figura 27	Altura média dos JBNs em função da hora	86
Figura 28	Número de perfis de JBNs detectados em relação à altura - agosto/2017 a janeiro/2018	88
Figura 29	Número de perfis de JBNs detectados em relação à altura - fevereiro/2018 a julho/2018	89
Figura 30	Número de dias com JBNs	90
Figura 31	Anomalia de precipitação em Iperó entre agosto/2017 e julho/2018	90
Figura 32	Perfis verticais médios de σ_w normalizados pela V_{JBN} e pela H_{JBN}	91
Figura 33	Velocidade limiar (asteriscos) e mediana de σ_w	92
Figura 34	Perfil vertical do vento horizontal (ms^{-1}) de 17 e 18 de setembro de 2017. Ventos acima de 6 m/s são contornados. Pontos pretos ligados por linha representam a altura do JBN	93
Figura 35	Perfil vertical do CNR (dB) de 17 e 18 de setembro de 2017. Pontos pretos ligados por linha representam a altura do JBN	93
Figura 36	Perfil vertical da direção do vento (graus) de 17 e 18 de setembro de 2017. Pontos pretos ligados por linha representam a altura do JBN	94
Figura 37	Hodógrafa do vento. Início as 15 Hora Local do dia 17 e final 9 Hora Local do dia 18, conforme indicado pelas setas. A altura correspondente é indicada pela legenda	95
Figura 38	Perfil vertical do vento vertical (ms^{-1}) de 17 e 18 de setembro de 2017. A linha tracejada representa a altura do JBN e a linha vermelha corresponde ao vento vertical nulo	95
Figura 39	Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 500 hPa (ms^{-1}) - 17/09/17 21 HL	96
Figura 40	Imagem de satélite - 17/09/17 21 HL	97
Figura 41	Temperatura e Umidade Relativa (UR) a 2 m da superfície - 17/09/17 . .	97
Figura 42	Radiação solar incidente a 2 m da superfície - 17/09/17	98

Figura 43	Direção e velocidade do vento a 2 m da superfície - 17/09/17	98
Figura 44	Espectro de V_r (esquerda) e regressão local (direita) de 17/09/17 21 HL. A altura e tempo estimado pela regressão local são indicados na legenda de cada figura.	100
Figura 45	Espectro de V_r (esquerda) e regressão local (direita) de 18/09/17 00 HL. A altura e tempo estimado pela regressão local são indicados na legenda de cada figura.	101
Figura 46	Espectro de V_r (esquerda) e regressão local (direita) de 18/09/17 05:15 HL. A altura e tempo estimado pela regressão local são indicados na legenda de cada figura.	102
Figura 47	Taxa de dissipação da ECT (a) e ECT (b) estimadas para $N = 165$ de 19 HL do dia 17 até 6 HL do dia 18	103
Figura 48	Taxa de dissipação da ECT (a) e ECT (b) estimadas para $N = 193$ de 19 HL do dia 17 até 6 HL do dia 18	104
Figura 49	Fluxo vertical de momentum (m^2s^{-2}) de 18 de setembro de 2017	106
Figura 50	Perfil vertical do vento horizontal (ms^{-1}) de 17 e 18 de setembro de 2017 (GDAS)	106
Figura 51	Perfil vertical da direção do vento (graus) de 17 e 18 de setembro de 2017 (GDAS)	107
Figura 52	Trajetórias iniciadas em diferentes horários do dia 17/09/17. As cores vermelho, azul e verde correspondem às alturas de 10 m, 42 m e 100 m, respectivamente. O espaço entre as marcas nas trajetórias (círculo, triângulo e quadrado) indicam o intervalo de 3 horas	108
Figura 53	Concentração relativa de Xe^{133} ($/m^3$) média nos 100 primeiros m após 24 horas de simulação - emissão da altura de 42 m	110
Figura 54	Concentração relativa de Xe^{133} ($/m^3$) média nos 100 primeiros m após 24 horas de emissão da altura de 42 m	111
Figura 55	Radiação solar incidente	112
Figura 56	Espectro de V_r (esquerda) e regressão local (direita) de 17/09/17 17 UTC. A altura e tempo estimado pela regressão local são indicados na legenda de cada figura.	123
Figura 57	Taxa de dissipação da ECT (a) e ECT (b) estimadas para $N = 386$ do dia 17 entre 9 e 18 HL	124

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	21
1.1	Objetivos	22
1.1.1	Objetivos gerais	22
1.1.2	Objetivos específicos	22
2	REVISÃO DA LITERATURA	25
2.1	Jatos de Baixos Níveis	25
2.1.1	Estudos observacionais e numéricos	29
2.1.2	Mecanismos de formação dos JBNs	40
2.1.3	CLP e JBNs em Iperó	41
2.2	Sensoriamento remoto da atmosfera	47
2.2.1	Lidar Doppler	48
2.3	Dispersão atmosférica	50
3	MATERIAIS E MÉTODOS	53
3.1	Lidar pulsado	53
3.1.1	Componentes	53
3.1.2	Equação do lidar	55
3.1.3	Processamento espectral MLE	56
3.1.4	Reconstrução do vetor vento	56
3.1.5	Instalação e configuração do lidar Windcube v2	59
3.2	Tratamento dos dados	59
3.3	Procedimento para identificação dos JBNs	59
3.4	Estimativa do perfil vertical da turbulência	60
3.5	Estimativa da Energia Cinética Turbulenta (ECT)	60
3.6	Estimativa da taxa de dissipação da ECT (ϵ)	61
3.6.1	Regressão local LOESS	64
3.6.2	Espectro do vento radial (S_{V_r})	65
3.7	Fluxo turbulento de momentum (F_v)	65
3.8	Velocidade limiar (V_l)	65
3.9	Dados meteorológicos de superfície	66
3.10	O modelo HYSPLIT	67
3.11	GDAS	67
3.12	Local do Estudo	67
4	RESULTADOS e DISCUSSÃO	73
4.1	Recuperação dos dados	73
4.2	Comparação lidar X anemômetro	73
4.3	Características dos JBNs	80
4.4	Estudo de Caso	92
4.4.1	Simulações de trajetória e dispersão	106
5	CONCLUSÕES	113
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
7	APÊNDICE	123

1 INTRODUÇÃO

Os Jatos de Baixos Níveis (JBNs) são correntes de ventos intensos que se formam próximo à superfície, geralmente no período noturno e por isso, muitas vezes são chamados de Jatos Noturnos (JNs). Os JBNs separam a Camada Limite Estável (CLE) da Camada Residual (CR) e confinam todas as emissões de origem antropogênica e natural na camada entre a superfície e a sua altura de atuação. Essa camada entre a superfície e a altura do JBN é bem mais rasa do que a espessura da Camada Limite Convectiva (CLC) que se forma durante o dia. Em resumo, o volume de ar para a dispersão das emissões durante um evento de JBN é menor do que o volume de ar durante o dia quando a CLC está desenvolvida, o que por sua vez produz efeitos na concentração de poluentes e na qualidade do ar. Por se tratar de uma corrente de ventos intensos, uma vez que o poluente atinge o nível do JBN, esse material pode ser transportado rapidamente por longas distâncias.

Estudos tem mostrado diferentes consequências associadas aos JBNs, como, por exemplo: transporte de poluentes da zona urbana para a zona rural (BANTA et al., 1998), transporte de poeira do deserto para outras regiões (ALLEN; WASHINGTON, 2014), impactos no desenvolvimento de convecção (JIA et al., 2016), impactos no desenvolvimento e propagação de incêndios florestais, segurança do tráfego aéreo e impactos na produção de energia eólica e vida útil das turbinas eólicas (BODINI; LUNDQUIST; NEWSOM, 2018).

Apesar dos importantes impactos econômicos e sociais, nem sempre os JBNs são simulados pelos modelos numéricos, pois trata-se é uma tarefa de alto custo computacional, como é a modelagem da Camada Limite Planetária (CLP). O alto custo computacional deve-se ao fato de que as escalas temporal e espacial características da CLP exigem modelos de alta resolução (espacial e temporal), o que pode se tornar inviável em uma rotina operacional. Resultados confiáveis de transporte e dispersão atmosférica, por sua vez, requerem uma representação próxima da condição real da atmosfera, mas não podem ser alcançados, se aspectos importantes, como os JBNs não forem corretamente simulados.

O JBN foi detectado na região de Iperó pela primeira vez nos anos 1990 (KARAM, 2002). Estudos identificaram a importância dos JBNs em Iperó para emissões industriais, bem como as dificuldades em produzir simulações confiáveis (PEREIRA, 2004; LAMESA, 2001; OLIVEIRA, 2003). Os experimentos de campo realizados na época adotaram métodos de amostragem considerados mais convencionais atualmente, como o balão cativo e anemômetros sônicos. A radiossonda é um outro método convencional de amostragem da CLP. Os sensores convencionais da CLP tem como característica principal a capacidade de realizar medidas com alta frequência, informação necessária para estimar a turbulência e os fluxos. Se por um lado, esses sensores apresentam a ca-

racterística necessária para estimar a turbulência e os fluxos, por outro, oferecem limitações, como por exemplo: a dificuldade de operação do balão cativo, o custo das radiossondas e a inviabilidade de construção/manutenção de torres meteorológicas com a altura da CLP. As limitações impostas pelas técnicas tradicionais limitam os experimentos a um reduzido número de observações. Essas limitações estão sendo superadas com o uso de equipamentos de sensoriamento remoto. Os equipamentos de sensoriamento remoto são equipamentos autônomos, com longo alcance vertical e que possibilitam a realização de medidas contínuas, produzindo dessa forma, extenso conjunto de dados. Uma das desvantagens é no que diz respeito à frequência de amostragem (que é inferior aos anemômetros sônicos, por exemplo), embora, lidars tipo *high spectral resolution lidar* (HSRL) possam amostrar perfis de umidade e temperatura com frequência de até 50 Hz (Weitkamp, 2005; RAZENKOV; ELORANTA, 2016; SPULER et al., 2015). Trabalhos recentes tem mostrado que embora a frequência de amostragem dos equipamentos de sensoriamento remoto seja menor do que as técnicas tradicionais, seus resultados são suficientes para avaliar o desempenho dos modelos numéricos de previsão (WAGNER; KLEIN; TURNER, 2019; TURNER et al., 2018). Seguindo essa nova tendência de uso de sensoriamento remoto para estudar a CLP, um lidar Doppler foi empregado para estudar os JBNs em Iperó, dessa forma, contribuindo com os resultados previamente publicados e com o desenvolvimento das atividades da região.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivos gerais

Considerando-se a importância dos JBNs para o transporte e dispersão atmosférica, dentre os objetivos gerais estão:

- (a) contribuir com os estudos ambientais e planejamento para a futura operação do Reator Multipropósito Brasileiro (RMB), a ser instalado no município de Iperó, bem como com as atividades atualmente em operação na região;
- (b) aplicar a técnica de sensoriamento remoto lidar Doppler em complemento aos métodos tradicionais de amostragem da CLP.

1.1.2 Objetivos específicos

A partir das vantagens oferecidas pelas técnica de sensoriamento remoto, neste caso, o lidar Doppler, que tem com grandes vantagens, autonomia e alcance, extrair as características dos JBNs em Iperó.

A autonomia do lidar Doppler permite realizar longas campanhas experimentais e dessa forma produzir extenso banco de dados. Neste caso, a campanha experimental de um ano permite, além de extrair as características típicas dos JBNs, como aquelas publicadas comumente em outros trabalhos, tais como: altura, intensidade e frequência e avaliar a sazonalidade deste fenômeno. A amostragem contínua permite analisar detalhadamente o ciclo de vida (desde a formação até a dissipação) dos eventos de JBNs, o que se constitui em uma importante fonte de informação para a modelagem atmosférica, dadas as suas escalas temporal e espacial típicas. Seguindo as tendências recentemente propostas, aplicar novos métodos aos dados obtidos por sensoriamento remoto para estimar informações como a energia cinética turbulenta, a taxa de dissipação da energia cinética turbulenta e o fluxo de momentum para a avaliação de modelos numéricos.

Este trabalho, tem ainda como objetivo, avaliar a dispersão de uma pluma em um evento real de JBN capturado durante a campanha experimental e propor uma solução rápida e necessária para eventos de emergência, alternativa aos modelos gaussianos adotados nos processos de licenciamento, e dessa forma, contribuir para o novo empreendimento, o RMB, a ser instalado em Iperó.

2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 Jatos de Baixos Níveis

O termo Jato de Baixos Níveis na Camada Limite Planetária é adotado para descrever um máximo do perfil vertical do vento (Figura 1) que exibe forte oscilação diurna da velocidade, da altura e da direção e forte cisalhamento do vento (DAVIS, 2000). Segundo a definição de Stull (1988), os JBNs geralmente se localizam entre 100 e 300 m de altura acima da superfície, apresentam velocidade entre 10 e 30 m/s, largura de centenas de quilômetros e comprimento de milhares de quilômetros, podendo ser comparados à uma folha de papel.

Figura 1: Esquema ilustrativo do JBN no perfil vertical do vento. V_{JBN} e H_{JBN} representam, respectivamente, a velocidade e altura do JBN

Fonte: autora da tese

Geralmente, os JBNs ocorrem durante a noite e por isso também são chamados de Jatos Noturnos, embora, possam ocorrer também durante o dia. Quando ocorrem durante a noite, os JBNs situam-se na interface entre a Camada Limite Estável e a Camada Residual, que são partes da CLP (STULL, 1988). A CLP é a região da atmosfera mais próxima à superfície e é dominada por movimentos turbulentos, enquanto a camada acima, denominada atmosfera livre, é caracterizada por movimentos laminares.

A Camada Limite Planetária

Os movimentos turbulentos característicos da CLP desempenham o papel fundamental de misturar as propriedades do meio, tais como: temperatura, umidade, momentum e poluentes na CLP (STULL, 1988). Tanto a CLP quanto os JBNs apresentam um ciclo diurno que depende de forçantes, tais como: incidência de radiação solar, forçantes sinóticas, rugosidade e cobertura da superfície. A figura 2 apresenta um esquema ilustrativo do ciclo diurno da CLP típica, isto é, sem perturbações que possam alterar seu desenvolvimento. A CLP é uma camada bastante rasa, com altura em média de 2 km e é dividida em subcamadas (Figura 2). A Camada Limite Superficial (CLS) é aquela em contato com a superfície. Acima da CLS está a Camada de Mistura (CM) que se desenvolve devido à turbulência térmica resultante do aquecimento da superfície pela incidência de radiação solar. Na ausência de perturbações, a CM atinge sua máxima altura durante o período da tarde. Durante sua fase de crescimento, ocorre entranhamento da camada adjacente superior, a Camada Residual, remanescente do dia anterior. A zona de entranhamento é a interface entre a Camada Limite Convectiva e a atmosfera livre, onde os movimentos são predominantemente laminares. O pôr do sol provoca decaimento da produção de turbulência térmica e consequentemente, colapso da CM. Neste contexto, o termo colapso representa a redução da espessura da CM devido ao enfraquecimento da turbulência térmica (seu principal mecanismo de sustentação). Com o colapso da CM, duas novas camadas são identificadas: a Camada Limite Estável (CLE) e acima, a CR que conserva as propriedades da CM que a antecedeu. A CLE evolui ao longo da noite e é caracterizada pela estabilidade estática e fraca turbulência. Na CLE, a turbulência é de origem mecânica, associada aos obstáculos da superfície ou ao JBN. A fraca turbulência (em comparação à CLC) faz com que a dispersão vertical seja fraca e as emissões originadas na superfície se dispersem mais rapidamente na horizontal. Quando a turbulência é gerada pelos obstáculos da superfície, o fluxo vertical da componente vertical do vento é positivo (ascendente). Porém, quando a turbulência é gerada pelo JBN (localizado entre a CLE e a CR), o fluxo vertical da componente vertical é negativo (descendente), motivo que levou alguns autores a adotarem os termos *"upside-down boundary layer"* (BANTA; PICHUGINA; BREWER, 2006). Uma sugestão para esse termo na língua portuguesa é CLP "invertida" (Figura 3), pois neste caso, o máximo da Energia Cinética Turbulenta (ECT) está afastado do solo e é transportada em direção à superfície (ao contrário da CLP típica).

A figura conceitual de Banta, Pichugina e Brewer (2006) (Figura 3) ilustra como a presença dos JBNs pode alterar a estrutura vertical da CLP com consequentes impactos na dispersão atmosférica. Segundo (STENSRUD, 1996), os JBNs que se formam abaixo de 200 m de altura tem maior potencial para controlar os fluxos entre a superfície e a atmosfera, porém, dificilmente estes fluxos são simulados pelos modelos numéricos (BANTA et al., 2002). Um estudo comparativo entre

Figura 2: Esquema ilustrativo do ciclo diurno da CLP

Fonte: OLIVEIRA, P. E. S, 2011

noites com CLP tradicional e CLP "invertida" com dados do experimento CASES-99, detectou importantes diferenças nos perfis verticais de cisalhamento do vento, número de Richardson, fluxo de calor e fluxo de ECT (MAHRT; VICKERS, 2002). Mahrt e Vickers (2002) verificaram que o transporte vertical da ECT é ascendente e muito fraco (quase nulo) em condições de CLP típica, pois para a CLP fortemente estratificada, a escala de comprimento da turbulência é pequena e a turbulência é dissipada mais eficientemente localmente. Já para o caso da CLP "invertida", o transporte vertical de ECT é consideravelmente mais forte e descendente. Trata-se neste caso de uma CLP mais profunda, mas a turbulência não necessariamente está acoplada com a superfície, pois a intensidade da turbulência depende da intensidade do JBN. O fluxo de calor descendente provoca aquecimento temporário próximo à superfície em condições de CLP "invertida". A teoria da CLP foi desenvolvida considerando-se superfícies homogêneas e planas, mas na realidade, as superfícies são heterogêneas e complexas. Cuxart, De e Balears (2011) descreveram os efeitos da heterogeneidade associada à vegetação e topografia. Quando a vegetação é densa, seu topo age efetivamente como superfície e é onde quase todo o aquecimento diurno e resfriamento noturno acontecem. No interior da vegetação pode ocorrer estratificação estável durante o dia e convecção durante a noite. A topografia produz gradientes horizontais de temperatura que por sua vez origina os JBNs. "Poços de ar frio" formados em depressões topográficas podem se desacoplar do JBN, o que aumenta a intensidade da inversão térmica na superfície. Apesar do seu importante papel na dispersão e transporte de poluentes, as características da CLP, dentre as quais está o JBNs, geralmente não são bem representados pelos modelos numéricos, devido as suas escalas espaciais (da ordem de quilômetros, na horizontal e da ordem de metros, na vertical) e temporais (inferior a

Figura 3: Perfis verticais do vento, à esquerda; Energia Cinética Turbulenta (ECT), no centro e do transporte vertical turbulento da ECT ($\overline{w'^3}$), à direita, para a CLP tradicional (parte superior) e para a CLP "invertida" (parte inferior)

Fonte: adaptado de Banta, Pichugina e Brewer (2006)

1 hora) e consequentemente comprometem os resultados das simulações de dispersão atmosférica.

A representação adequada da atmosfera real é de grande importância para a performance dos modelos de dispersão atmosférica, como mostraram White et al. (2009), pois quando informações como a altura da camada de mistura não é prevista adequadamente, os resultados do modelo de dispersão podem produzir resultados errados e em casos de emergência, a população pode ficar desprotegida. Além do uso de dados reais nas simulações de dispersão, os autores defendem a realização de experimentos em condições com perturbações atmosféricas, diferentemente dos trabalhos que tem sido publicados, em que somente condições sem perturbações atmosféricas tem sido consideradas.

Impactos dos JBNs na dinâmica e na dispersão atmosférica

Ao longo dos anos muitos trabalhos vem mostrando os impactos dos JBNs na dinâmica e na dispersão da atmosfera. Blackadar (1957) é uma referência clássica neste assunto e apontou a

importância dos JBNs para a produção de turbulência na CLE. Blackadar (1957) também indicou que a advecção de calor produzida pelos JBNs pode ser um dos fatores responsáveis pelo aumento da frequência de tempestades noturnas no meio-oeste americano. O uso de sensoriamento remoto e a disponibilidade de novos recursos computacionais (máquinas mais rápidas e modelos mais sofisticados) tem contribuído para estudar mais detalhadamente o assunto. Inicialmente, os maiores esforços voltados para a investigação dos JBNs ficaram restritos às Grandes Planícies (EUA), porém, com o passar do tempo e a disponibilidade de novas tecnologias, as investigações tem se difundido para diversos locais. A seguir é apresentado um resumo de resultados obtidos a partir de trabalhos recentes, incluindo o uso de técnicas de sensoriamento remoto e modelagem numérica.

2.1.1 Estudos observacionais e numéricos

1. Bacia Duero - Espanha (CUXART, 2008)

Em bacia Duero, os JBNs persistentes ocorrem em situações em que sistemas de alta pressão favorecem o rápido resfriamento da superfície durante a noite e o vento máximo geralmente se estabelece após a 01 UTC. Quando normalizados pelo vento máximo e altura, os JBNs convergem para um perfil padrão, que tem um máximo aproximadamente 3 vezes maior do que o vento em 10 m e decrescem gradativamente acima disso. A evolução do JBNs é dividida em 3 fases: (i) nas primeiras 2 horas não há turbulência e a direção apresenta tendência de girar no sentido horário (oscilação inercial); (ii) depois de 2 horas, há um incremento significativo da turbulência, mudança da direção para o quadrante leste, diminuição do resfriamento e oscilações de todas as variáveis com uma periodicidade de 20 a 30 minutos; (iii) outras súbitas mudanças ocorrem ao longo da noite, correlacionadas ao incremento da turbulência e mudanças da direção. Uma estrutura de 2 camadas é estabelecida depois do primeiro incremento de turbulência e permanece bem definida entre os incrementos, mas em alguns momentos há mistura através da interface. Mesmo para uma região quase plana, os JBNs na bacia Duero apresentam características atribuídas a combinação do vento catabático a partir de montanhas distantes e gradientes horizontais de temperatura. Uma simulação com LES mostrou que há trocas intermitentes entre as camadas separadas pelo JBNs.

2. Cardington - Inglaterra (DAVIS, 2000)

Um modelo unidimensional foi usado para investigar os mecanismos de formação do JBN observado em Cardington. Davis (2000) concluiu que deve haver suficiente resfriamento radiativo para desenvolver uma inversão térmica noturna. O desenvolvimento do JBN pode ser interrompido, se a estabilidade for insuficiente para absorver a mistura turbulenta gerada pelo

cisalhamento do vento. A frequência de ocorrência de JBN é esperada ser menor em áreas com ventos predominantes do mar, pois o ar originado do mar apresenta menor variação diurna e conseqüentemente dificultará a produção de inversão térmica noturna. A estrutura da superfície pode determinar a intensidade do JBN. Se o vento geostrófico permanece constante, mas a rugosidade da superfície aumenta, a intensidade do JBN pode aumentar.

3. **Mar de Weddell - Antártida** (ANDREAS; CLAFFY; MAKSHITAS, 2000)

As condições desse experimento (pelo menos 200 km de área plana e homogênea) são consideradas ideais para investigar as características da CLP e dos JBNs. O JBN foi identificado em quase 80% das sondagens válidas feitas no período compreendido entre o outono e início do inverno, sendo que em aproximadamente 66% dos eventos, o JBN apresentou altura inferior a 175 m. O JBN sopra de todas as direções, predominando norte, nordeste, sul e sudoeste. Esta variabilidade deve-se a ausência de controle da topografia e da superfície. Com um modelo de 2 camadas, Andreas, Claffy e Makshtas (2000) verificaram que a oscilação inercial e a baroclinicidade são os mecanismos de formação dos JBNs.

4. **Kansas - EUA** (BANTA et al., 2002; BANTA; PICHUGINA; BREWER, 2006; SUN et al., 2012; BANTA; PICHUGINA; NEWSOM, 2003)

O emprego de sensoriamento remoto permitiu investigar de forma detalhada as características dos JBNs no sudeste do Kansas, durante o experimento 1999 Cooperative Surface-Atmosphere Exchange Study (CASES-99).

Verificou-se que a maior parte dos JBNs apresenta velocidade entre 7 e 10 m/s, altura em torno de 100 m e são distribuídos em todas as direções, com predomínio de sul. Os eventos mais intensos ocorrem em níveis mais altos e a altura do JBN não acompanha a inclinação do terreno, que apresenta declive para oeste-noroeste na região de estudo da bacia do rio Walnut. JBNs mais intensos produzem mais turbulência na CLE e favorecem o seu transporte para a superfície, porém, em geral, essa turbulência não é simulada pelos modelos numéricos. Foram observadas flutuações quase-periódicas da velocidade e altura dos JBNs que podem ser parte do processo de transição noturna e estar associadas com flutuações da pressão. Dias com CLE fracamente estável (presença de JBN) apresentaram número de Richardson inferior a 0,2. Para condição fortemente estável o número de Richardson é superior a 0,3 e o intervalo entre 0,2 e 0,3 é uma zona de transição entre os regimes fracamente estável e fortemente estável. Alguns perfis verticais da ECT apresentaram estratificação abaixo do JBN e um segundo máximo acima do JBN. Esse segundo máximo é bem definido para os eventos em

que o cisalhamento do vento é intenso acima do JBN. Neste caso, pode haver ondas fortes e ativas, mistura e turbulência acima do JBN.

Banta, Pichugina e Newsom (2003) investigaram a relação entre as propriedades dos JBNs e a ECT na CLE. Comparando um evento de JBN intenso com um JBN fraco, os autores verificaram que o evento intenso estava associados com valores altos de cisalhamento do vento e da ECT e baixos valores do número de Richardson. Já o JBN fraco estava associado com valores baixos da ECT e de cisalhamento do vento e valores altos do número de Richardson. A análise com 10 eventos de JBNs indicou que a ECT é praticamente constante para valores altos do número de Richardson ($> 0,4$), mas aumenta à medida que o número de Richardson diminui e o cisalhamento do vento tende a um valor constante (neste caso $0,1 \text{ s}^{-1}$) quando a ECT ultrapassa um limiar ($0,1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$). Os autores concluíram que as propriedades da turbulência podem ser diagnosticadas a partir das propriedades dos JBNs para CLE moderadamente estável, no entanto, para condições fortemente estável, pode haver contribuição de outros fatores. Um aspecto positivo identificado pelos autores, para modelos de mesoescala, é que após o desacoplamento completo da CLP, a intensidade da mistura na CLE é mais dependente dos aspectos de escala maiores (boa previsão do JBN) do que de detalhes da parametrização da superfície. A boa previsão do JBN depende da correta simulação do vento ageostrófico e apropriada representação dos processos de estabilização durante a transição CLC-CLE.

O conceito de **velocidade limite ou limiar** (V_l), do termo em inglês "*threshold windspeed*" foi introduzido por Sun et al. (2012) que mostrou que turbulência é gerada quando a intensidade do vento supera a V_l . A V_l é definida como o valor no qual ocorre mudança da taxa de variância do vento em relação à velocidade do vento horizontal. A turbulência também pode ocorrer quando a V_l não é atingida ($V_{JBN} < V_l$), porém, neste caso é mais fraca.

5. **Baltimore-Washington D.C. - EUA** (SULLIVAN et al., 2017)

Sullivan et al. (2017) estudaram o transporte de ozônio (O_3) fotoquímico na presença do JBN e o impacto na concentração do ar no dia seguinte. Os autores verificaram que após a formação do JBN houve entranhamento de ar da CR para a CLE, o que provocou aumento de O_3 na superfície. A persistência do JBN (10 horas, aproximadamente) foi relevante para o transporte de O_3 e no dia seguinte foram registradas altas concentrações de O_3 em localidades corrente abaixo do escoamento predominante. A simulação com alta resolução espacial com

o WRF (4,5 km para o domínio externo e 1,5 km para o domínio interno) e 80 níveis verticais revelou a presença de um JBN de grande extensão horizontal (desde as Carolinas até o Atlântico) de sudoeste e uma situação pré-frontal. O JBN inicialmente transportou ar mais limpo da região das Carolinas para a área do experimento, reduzindo a concentração de O_3 nas primeiras horas da CLE na superfície. No entanto, a concentração de O_3 permaneceu alta na CR. As trajetórias produzidas pelo WRF mostraram que durante a noite houve movimento descendente e, portanto, entranhamento da CR e aumento do O_3 a nordeste de Baltimore no dia seguinte.

6. **Julich - Alemanha** (MARKE et al., 2018)

Com observações contínuas de um lidar Doppler entre 2012 e 2016, Marke et al. (2018) detectaram um total de 1.020 dias com JBNs dos 1.518 dias analisados, sendo de 375 m e 8,8 m/s os valores correspondentes as medianas da altura e velocidade, respectivamente. O inverno apresentou frequência ligeiramente menor em relação às demais estações, 23% de ocorrência. De acordo com os autores, a menor ocorrência de JBNs no inverno deve-se provavelmente ao ciclo diurno mais fraco e menor gradiente de temperatura entre o dia e a noite. Além disso, o inverno na região é caracterizado por maior presença de nuvens, o que por sua vez, ameniza o resfriamento radiativo e dificulta o desacoplamento da superfície. Por outro lado, a cobertura de nuvens durante o dia reduz a turbulência térmica e dessa forma, dificulta o acoplamento da CLP com a superfície, o que por sua vez, produz maior quantidade de JBNs durante o dia no outono e inverno. No inverno os JBNs são mais intensos e apresentam 2 direções preferenciais: sudoeste, que foi explicada pela circulação sinótica e sudeste que foi explicada pela circulação induzida pela topografia do vale do rio Rur. No verão e na primavera, a direção é mais variável, apresentando um terceiro máximo de nordeste. Do total de JBNs detectados, 16% ficaram a uma altura abaixo de 200 m. Em condições de cisalhamento mais intenso, os JBNs são detectados em níveis mais baixos e com velocidades maiores, pois ventos intensos inibem o desenvolvimento vertical da camada estável e são causados por taxas elevadas de resfriamento noturno e forçantes sinóticas mais fracas. Para fracos gradientes de temperatura e cisalhamento fraco entre a superfície e o nível do JBN, o cisalhamento direcional foi pequeno e pouca turbulência foi detectada abaixo do JBN. Já nos casos de forte cisalhamento, foram verificados altos valores de cisalhamento direcional e turbulência na camada entre os JBN e a superfície. Comparando eventos com a presença de JBNs e sem JBNs, os autores verificaram: diminuição da velocidade característica (u_*) e do desvio padrão da velocidade vertical na superfície, aumento do valor do parâmetro

de estabilidade de Monin-Obukhov (z/L) e concentrações mais altas de CO_2 na superfície devido à condição de intermitência da turbulência mecânica associada ao JBN. O modelo LES ICON-LEM capturou bem os principais aspectos do perfil do vento e foi usado para investigar a estrutura espacial do campo de vento. Concluiu-se que topografia moderada provoca heterogeneidade suficiente para causar distúrbios significativos no campo de vento no local deste experimento.

7. **Hampton - EUA** (JIA et al., 2016)

Neste experimento foi investigado o impacto do JBN na formação de nuvens devido ao transporte de umidade e aerossóis causado pela turbulência mecânica. O experimento foi realizado na Universidade de Hampton, costa leste dos EUA. Os perfis verticais do lidar Doppler identificaram um JBN intenso, com velocidade máxima de 20 m/s e forte cisalhamento direcional. A coincidência da altura do JBN com a altura da base das nuvens, levou os autores a concluir que a formação das nuvens está associada à presença do JBN. A forte turbulência gerada pelo JBN rompeu a CLE e provocou mistura turbulenta acima do JBN. A turbulência transportou verticalmente aerossóis e umidade da CLE para a CR.

8. **Pune - Índia** (RUCHITH; RAJ, 2015)

Com dois anos de dados do lidar Doppler WindCube 200 e das reanálises ERA e MERRA, Ruchith e Raj (2015) analisaram as características dos JBNs de Pune, na Índia, apenas para o período noturno (entre as 22 e 6 horas local). O lidar WindCube 200 faz medidas do vento entre 100 e 6.000 m de altura, com resolução vertical de 50 m. Os JBNs ocorrem frequentemente na pré-moção (66%), no inverno (52%), na pós-moção (49%) e menos frequentemente na estação chuvosa (14%). Em média, a altura dos JBNs varia entre 500 m e 700 m (aproximadamente 35% do total), sendo a altura menor no inverno e maior no período de pré-moção. Em termos de velocidade, os JBNs mais intensos ocorrem durante a monção (9,9 m/s) e os mais fracos no inverno (7,3 m/s). A direção é predominante de oeste e noroeste na monção e pré-moção e de leste e sudeste no inverno e pós-moção. Os resultados de Ruchith e Raj (2015) mostraram que a sazonalidade tem impacto nas características dos JBNs de Pune, sendo que o gradiente horizontal de temperatura é um mecanismo importante para a sua formação, enquanto a oscilação inercial tem maior impacto nos períodos de pós-moção e inverno.

9. **Great Salt Lake - EUA** (BANTA et al., 2004; DARBY; ALLWINE; BANTA, 2006)

A Bacia de Great Salt Lake abrange uma área aproximada de 55.000 km² entre Utah, Idaho, Wioming e Nevada. A área do lago é variável, dependendo do volume de água que recebe, mas a média anual é de aproximadamente 4.400 km². O escoamento noturno na Bacia de Great Salt Lake é dominado por JBNs, resultantes da circulação termicamente induzida (ventos anabáticos durante o dia e catabáticos durante a noite), porém, na presença de forçantes sinóticas, não ocorre reversão do vento e o escoamento obedece o gradiente de pressão (da alta para a baixa pressão). A altura dos JBNs varia entre 30 e 200 m e em alguns episódios apresentam duplo máximo. Os experimentos com traçadores mostraram que em episódios em que ocorre a inibição da circulação local, os poluentes ficam sujeitos à atuação do JBNs que os transporta para distancias mais longes da fonte. Nos dias em que a circulação local está mais ativa, a concentração do poluente permanece mais alta próximo à fonte, pois durante a transição do vento anabático para catabático, ocorre um período de calmaria que inibe a mistura do poluente.

10. **Grandes Planícies - EUA** (SQUITIERI; GALLUS, 2016a, 2016b; SMITH et al., 2018; BONIN et al., 2015; SHAPIRO; FEDOROVICH; RAHIMI, 2016)

Os JBNs de sul tem influência na formação dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) na região das Grandes Planícies e conseqüentemente, na precipitação que atinge a região. O acoplamento da convergência na altura do JBN com a divergência na altura da corrente de jato em altos níveis favorece o movimento vertical de grande escala e frequentemente promove a organização de tempestades e tempo severo. Os testes com o modelo WRF com resolução vertical de 4 km foram feitos com 2 esquemas de microfísica (WRF single-moment 6-class (WSM6) e Thompson) e 3 esquemas de CLP (Mellor-Yamada-Janjić (MYJ), Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN 2.5) e Yonsei University (YSU)), o que permitiu realizar 6 rodadas para cada um dos 31 casos de JBNs (16 JBNs com acoplamento com a corrente de jato em altos níveis e 15 JBNs sem acoplamento em altitude) selecionados, totalizando 186 rodadas. Os testes mostraram que simular eventos de chuva convectiva intensa e pequena escala (CCM) ainda é uma tarefa difícil. O resultado de um dos estudos de caso (com acoplamento com a corrente de jato) que ocorreu sob a influência de uma frente fria intensa, sugeriu que a acurácia da previsão do JBN é mais importante do que da umidade para uma boa simulação do CCM. No segundo estudo de caso (sem acoplamento com a corrente de jato e nenhuma outra forçante intensa), o JBN não foi bem reproduzido pelo WRF e conseqüentemente, a previsão de chuva apresentou mais erros do que o caso anterior, sugerindo que em um regime de JBNs fracamente forçado, cujo mecanismo principal é a oscilação inercial, a previsão do

CCM pode ser fortemente dependente do conteúdo de umidade no JBN. A alta variabilidade dos testes realizados levou Squitieri e Gallus (2016a) a concluir que a escolha dos esquemas de microfísica e CLP não são triviais. Squitieri e Gallus (2016b) verificaram que os JBNs ocorrem com maior frequência entre as 0 e 3 hora local, mas que a máxima intensidade para os JBNs que se desenvolvem sob o mecanismo da oscilação inercial ocorre mais tarde do que os JBNs que se formam sob o mecanismo de forçantes sinóticas. Aproximadamente 80% dos JBNs com forçante sinótica atingem sua máxima intensidade as 0 hora local, embora, as diferentes configurações do WRF apresentaram tendência de atrasar esse máximo. Nos casos com forçante sinótica há maior interferência da convecção, uma vez que o desenvolvimento dos CCMs é favorecido, e por consequência pode alterar a previsão do campo de vento. Esses casos são mais intensos (26 a 28 m/s) do que os JBNs que se desenvolvem sem a forçante sinótica (22 a 24 m/s), mas em geral, as simulações reproduziram JBNs mais fracos do que os observados. A altura predominou em torno de 500 m para os JBNs sem forçante e 750 m para os JBNs com forçante sinótica.

Smith et al. (2018) testaram diferentes configurações do WRF para casos de JBNs do Lower Atmospheric Boundary Layer Experiment (LABLE). Primeiramente, os autores selecionaram 2 casos de JBNs: um fracamente turbulento (caso 1) e outro fortemente turbulento (caso 2). Depois, a avaliação foi estendida para outros oito casos observados. Os testes indicaram que a extensão do domínio do modelo é tão importante quanto a escolha do espaçamento de grade horizontal e que não necessariamente a maior resolução horizontal reproduz melhor o JBNs no caso 1. Já para o caso 2, o aumento da resolução horizontal não produziu diferenças significativas, não justificando o custo computacional. Já o aumento da resolução vertical promoveu significativa melhora na performance do WRF, especialmente para o caso 2, mais intenso. Com relação aos esquemas de parametrização da CLP, o esquema (Quasi-normal scale elimination) QNSE mostrou-se superior aos esquemas MYNN e YSU para o topo do modelo com 4 km. O QNSE é um esquema de fechamento local com equação prognóstica da ECT e foi desenvolvido especificamente para a CLE. A performance com o esquema MYNN melhora quando o topo do modelo é 16 km, porém, essa mudança não altera significativamente os resultados para os outros 2 esquemas de parametrização. Testes realizados com os 8 outros casos indicaram que o esquema QNSE apresentou melhor performance e Smith et al. (2018) concluíram que essa é a melhor opção para os trabalhos futuros e que a resolução horizontal de 4 km, resolução vertical de 40 m, domínio horizontal de 256 pontos de grade e domínio vertical de 4 km oferecem a melhor configuração do WRF para simulações de JBNs nas Grandes Planícies.

Bonin et al. (2015) analisaram os JBNs de sul e verificaram que em situações de CLE fortemente estável, a turbulência proveniente da superfície é importante, ao contrário das situações em que a CLE é fracamente estável e que a turbulência se estende por uma camada mais espessa. Os casos em que foi observada moderada a forte turbulência estão associados aos JBNs mais intensos, mais altos e cuja temperatura potencial é quase constante na CLE. A turbulência é fraca nos casos em que os JBNs são mais fracos, localizados mais próximos à superfície e a temperatura potencial apresenta maior variação na CLE (inversão térmica intensa e alta estabilidade estática). Com o conceito de Velocidade limite (V_l), Bonin et al. (2015) mostraram que a V_l precisa ser excedida próximo à superfície para que turbulência significativa seja gerada e que a mistura se estenda verticalmente. Quando a V_l é excedida em níveis mais altos, a turbulência se estende por uma camada mais profunda. Os autores usaram a V_{JBN} e H_{JBN} (velocidade e altura dos JBNs, respectivamente) como escalas características para normalizar as composições dos perfis de V , σ_w e $\overline{w'^3}^{1/3}$ para cada regime de turbulência. No regime de fraca turbulência, verificou-se valores altos de σ_w próximo à superfície, decrescendo linearmente com a altura até o nível do JBN e permanecendo quase que constante acima do JBN e valores positivos de $\overline{w'^3}^{1/3}$ abaixo do JBN, indicativo de uma CLE tradicional (turbulência gerada na superfície e transportada para cima). No regime de fraca turbulência, o perfil normalizado de σ_w é quase constante. O perfil normalizado de σ_w do regime de forte turbulência apresenta máximo próximo ao meio da CLE ($H/H_{JBN} = 0,5$). No regime moderado, o perfil de σ_w é intermediário entre os outros dois regimes e o perfil de $\overline{w'^3}^{1/3}$ é positivo entre a metade da CLE até a altura do JBN, indicando que a turbulência é gerada abaixo desse nível e transportada para cima. A variação temporal da temperatura mostrou que em regimes fortemente estáveis, a taxa temporal de resfriamento é intensa na superfície e diminui com a altura, havendo aquecimento acima de 500 m. No regime de moderada/forte turbulência, a taxa de resfriamento é menor e praticamente constante com a altura e o aquecimento é observado somente acima dos 800 m. Nos dois casos, o aquecimento pode ser resultado da advecção e pode contribuir para aumentar a estabilidade na CLE, com impactos no desenvolvimento da CLC do dia seguinte.

O efeito de várias forçantes externas foi estudado por meio de Simulação Numérica Direta (sigla em inglês, DNS) por Shapiro, Fedorovich e Rahimi (2016). Os autores concluíram que nas Grandes Planícies, os JBNs se desenvolvem como uma oscilação gravito-inercial (combinação da redução da turbulência e do aquecimento/resfriamento da superfície) em uma CLP inclinada. A oscilação é iniciada por abrupta mudança da forçante térmica de superfície durante a transição da tarde. Nas simulações, a forçante foi prescrita como empuxo

da superfície e fluxo de empuxo da superfície. As simulações produziram JBNs mais intensos em superfícies inclinadas do que em superfícies planas. Verificou-se também que a advecção de temperatura potencial durante a noite tem maior impacto na estrutura e evolução dos JBNs. Em particular, a advecção altera o empuxo e pode disparar a instabilidade estática em fluxo de JBNs com fraca turbulência. A turbulência que reemerge como resultado da instabilidade leva a uma completa ou parcial mistura da porção inferior do fluxo e drasticamente muda a aparência do JBN em termo de sua forma e posição vertical. Além disso, confirmou-se que um jato pronunciado forma-se em um plano inclinado na ausência de forçante geostrófica.

11. **Bordj-Badji Mokhtar - Argélia** (ALLEN; WASHINGTON, 2014)

Regiões desérticas sofrem intenso resfriamento radiativo durante a noite e são fortemente favoráveis à formação de JBNs. Em Bordj-Badji Mokhtar (região central do Saara), o JBN é um mecanismo de emissão de poeira para grandes extensões. Uma campanha observacional intensiva foi realizada em junho (verão) de 2011, época em que a poeira é mais intensa, para caracterizar os JBNs e suas consequências. Os dados observacionais do lidar Doppler mostraram que em média, os JBNs no verão se formam depois do pôr do sol, muito próximo à superfície (≈ 190 m de altura e ≈ 10 m/s), atingem seu ápice (velocidade máxima ≈ 12 m/s e altura ≈ 300 m) por volta das 4 - 6 hora local e entram em estágio de dissipação após o nascer do sol, quando se observa enfraquecimento do vento e elevação da sua altura. A velocidade dos JBNs é em média 5 a 6 m/s mais intensa do que a velocidade do vento a 10 m de altura. Embora, em média, no verão a velocidade do JBNs foi aproximadamente 12 m/s, a variabilidade diária é alta, e JBNs com até 23 m/s foram observados. O decaimento do JBN coincide com o nascer do sol, elevação da temperatura e intensificação do vento na superfície (devido ao transporte de momentum do JBN para a superfície). Os JBNs foram detectados em 21 dos 28 dias de dados observacionais. O Modelo de Área Limitada (MAL do UK Met Office Unified Model) simulou o JBN com grandes extensões (largura entre 100 e 500 km) ao invés de estreitas faixas. A comparação de eventos de JBNs com o MAL e com reanálises do ERA Interim, mostrou que a performance do MAL é notavelmente superior ao do Era Interim para os JBNs embebidos no escoamento de Harmattan (escoamento seco de norte/nordeste - 67% dos eventos). Os ventos do ERA Interim são subestimados e não atingem o limiar de 8 m/s para emissão de poeira. Já para o escoamento de monção (relativamente úmido de sul/sudoeste), tanto o MAL como o ERA Interim subestimaram significativamente os JBNs, indicando que a umidade do escoamento de monção representa um desafio maior para os modelos na CLP. A formação de JBNs está condicionada a presença de gradiente horizontal

de pressão e são mais intensos quanto maior o gradiente de pressão, coincidentemente em escoamento de Harmattan. Na escala local, o resfriamento radiativo é o fator que contribui para a formação dos JBNs que também são mais intensos para inversões térmicas mais intensas. Nem todos os eventos de JBNs produziram emissão de poeira, somente os eventos mais intensos, quando o momentum vertical atinge a superfície.

12. **Mahbubnagar - Índia** (RUCHITH et al., 2014; Deb Burman et al., 2018)

O experimento em Mahbubnagar aconteceu em junho de 2011 (verão) e empregou dentre outros equipamentos, o lidar Doppler Windcube 200. O local é uma região montanhosa, com altura máxima de 600 m acima do nível do mar e vales com altitude em torno de 100 m acima do nível do mar. As medidas foram feitas a 440 m de altitude. O JBN tipicamente se forma após o pôr do sol em torno de 600 m e velocidade entre 13 e 16 m/s. Após o nascer do sol, o JBN se desloca verticalmente para cima a uma altura aproximada de 2.400 m, porém, mantém a intensidade.

Na Índia, o JBN ocorre associado à circulação de monção, de escala sinótica. Também com dados do lidar Doppler Windcube 200, Deb Burman et al. (2018), analisaram um caso de JBN durante a monção de verão. Os autores observaram que existe uma cascata de energia das baixas para as altas frequências, processo através do qual, a turbulência gerada próxima ao JBN é transportada em direção à superfície. Os picos de fluxo descendente de turbulência, coincidiram com os eventos de forte cisalhamento. Neste trabalho, os autores verificaram que existe uma camada de turbulência acima do JBN.

13. **Lago Turkana - Etiópia e Quênia** (MUGHAL et al., 2017)

Mughal et al. (2017) usaram a Análise de Sensibilidade da Direção e Velocidade do Vento (ASDVV) para escolher a melhor configuração do WRF versão 3.4.1 para a região do lago Turkana, entre a Etiópia e o Quênia. O local é considerado uma área de terreno complexo, com elevações que variam entre 700 e 900 m acima do nível do mar. O clima é árido e o solo rochoso. O JBN, conhecido como *JBN Turkana de leste*, é formado principalmente pela canalização do vento devido à orografia, mas as forçantes térmicas e de atrito também influenciam na sua formação e persistência. Médias de 10 min da direção e velocidade do vento de três torres com 40 m de altura de julho de 2009 foram usadas para validar os resultados. As condições iniciais e de contorno forçadas com análises ERA-interim produziram melhores resultados do que quando usadas as análises do NCEP e GFS, devido à melhor resolução

horizontal e vertical do ERA-interim. Melhor resolução espacial (≈ 1 km) teve impacto direto na performance do WRF.

14. **Cabauw - Holanda** (BAAS et al., 2009)

Uma climatologia de JBNs com sete anos de dados de uma torre meteorológica e um perfilador de vento foi apresentada por Baas et al. (2009) para Cabauw, Holanda. A estabilidade da CLE foi classificada para o resfriamento radiativo e o vento geostrófico. Em Cabauw (área plana), o desacoplamento acontece principalmente devido à oscilação inercial e baroclinia associada a sistemas sinóticos, embora a proximidade com o Mar do Norte (50 km) também tenha influência. A classificação da estabilidade indicou que quando o $V_g < 10$ m/s, a velocidade do vento aumenta com o aumento do resfriamento noturno. Quando $V_g > 10$ m/s, o perfil do vento apresenta um máximo (JBN). Em Cabauw, os JBNs são mais frequentes no verão, por duas razões: (a) no verão, a convecção é mais intensa (turbulência mais intensa é associada com componente ageostrófica mais intensa) e a oscilação inercial apresenta maior amplitude (portanto, no verão, é o forte acoplamento entre a CLP e a superfície que estimula a formação dos JBNs); (b) no inverno, a frequência de noites nubladas com forte forçante geostrófica é maior do que no verão. Em relação à velocidade, a maior frequência é entre 6 e 10 m/s e em relação à altura, em torno de 140 m, sendo que JBNs mais intensos ocorrem em níveis mais altos, como já observado em outros locais. A formação de JBNs é menos provável sob condição de intensa forçante geostrófica, mas aumenta para o resfriamento noturno. A altura dos JBNs também está associada com o resfriamento e V_g : menor V_g , menor altura dos JBNs; maior resfriamento, maior a altura dos JBNs. A altura varia entre 130 e 300 m, para a classe de estabilidade mais fraca. O cisalhamento direcional entre a V_{JBN} e a altura de 10 m aumenta com o resfriamento e a variação aproximada é de 35° . A avaliação do mesmo período com o ERA-40 mostrou que a variação vertical da temperatura e vento é muito fraca e o cisalhamento direcional também é subestimado. Consequentemente, as características dos JBNs também são subestimadas.

15. **Braunschweig - Alemanha** (LAMPERT et al., 2015)

Com um ano de dados do lidar Windcube WL58-8, (LAMPERT et al., 2015) extraíram características do perfil vertical do vento em Braunschweig, Alemanha, como: cisalhamento e JBNs. Os JBNs são mais frequentes no verão (predominantemente durante a noite) e menos frequentes no outono. Nos meses de invernos, os JBNs são frequentemente observados durante o dia, também. A altura média é 243 m e 95% dos eventos apresentam velocidade

de até 11,5 m/s.

16. Nashville - EUA (BANTA et al., 1998)

Os impactos do transporte de ozônio (O_3) fotoquímico produzido na área urbana de Nashville (EUA) e transportado para a zona rural por um evento de JBN foram estudados por Banta et al. (1998). Um intenso sistema de alta pressão que se desenvolveu no sudeste dos EUA produziu um período de estagnação sinótica por três dias. Esta estagnação combinada com a forte insolação e ativação fotoquímica, produziram alta concentração de O_3 na área urbana de Nashville. Os autores enfatizaram o papel crítico dos processos noturnos na distribuição dos poluentes, limpando o ambiente urbano e transportando poluição para as áreas rurais. Neste evento, a estagnação inibiu o transporte horizontal durante o dia, enquanto, o JBN favoreceu o transporte durante a noite.

Embora toda a ênfase neste trabalho seja dada à dispersão de poluentes, tem sido documentado também a importância dos JBNs em outras áreas, como: segurança de vôo; previsão e gestão/manejo de incêndios florestais; e principalmente para a previsão e produção de energia eólica, pois a geração de energia é inversamente proporcional à intensidade da turbulência e a turbulência reduz o tempo de vida das turbinas eólicas (BODINI; LUNDQUIST; NEWSOM, 2018). JBNs também se formam acima da CLP, como acontece na América do Sul, à leste da Cordilheira dos Andes. Esse JBNs apresenta grande extensão latitudinal e é responsável pelo transporte de umidade da região Amazônica para a parte sul da América do Sul, com influência na formação dos Complexos Convectivos de Mesoescala (SILVA; AMBRIZZI, 2010).

2.1.2 Mecanismos de formação dos JBNs

Como indicado nos trabalhos mencionados nesta revisão bibliográfica, os JBNs se formam em condições variadas. Em seu artigo de revisão, Stensrud (1996) descreve os mecanismos de formação dos JBNs: (a) **oscilação inercial**, (b) **baroclinicidade rasa**, (c) **relevo**, (d) **forçantes isobáricas** e (e) **deslocamento vertical da parcela**. De acordo com Stull (1988), os JBNs podem ser formar devido a apenas um destes mecanismos ou a uma combinação deles.

A **oscilação inercial** age no vetor vento para reestabelecer o equilíbrio entre as forças gradiente de pressão e de Coriolis após a dissipação da força de atrito que ocorre com o colapso da CLC, resultando dessa forma, em um vento supergeostrófico e contribuindo para a formação do JBN. Blackadar (1957) foi o primeiro a descrever a oscilação inercial. Outros trabalhos seguiram os passos

de Blackadar (1957) para explicar a oscilação inercial, até que Wiel et al. (2010) combinaram estes resultados (substituição do modelo de camada por um modelo de perfil contínuo do vento e inclusão do atrito na CLP). O modelo de Wiel et al. (2010) capturou muito bem o comportamento do vento para uma composição dos dados observacionais de Cabauw (Holanda).

Em regiões onde há significativa mudança nas características da superfície, como ocorre em regiões costeiras ou próximo as margens de zonas de gelo, as diferenças horizontais dos fluxos de calor latente e sensível produzem fortes **baroclinicidades** de baixos níveis na CLP. Essa região de **baroclinicidade rasa** produz JBN através de forçante geostrófica, onde o JBN é orientado paralelamente ao gradiente horizontal de temperatura. A baroclinicidade devido a inclinação do terreno ou a formação e evolução de ciclones extratropicais também podem originar JBNs.

O aquecimento diferencial em áreas de terrenos complexos produzem as brisas vale-montanha e/ou ventos anabáticos e catabáticos que também contribuem para a formação de JBNs.

Alguns JBNs parecem se desenvolver em associação com uma forçante de escala sinótica e intensificam-se com o aumento da **componente isobárica** do vento em baixos níveis.

O JBN também pode ser uma manifestação do ajuste tridimensional que ocorre na circulação ageostrófica transversa resultante do **deslocamento vertical da parcela** em um ambiente fortemente baroclínico.

2.1.3 CLP e JBNs em Iperó

Em Iperó, estudos da CLP tiveram início com o Projeto Iperó (IPEROPROJECT, 2010). Dados obtidos em quatro campanhas de campo entre 1991 e 1993 produziram importantes resultados, dentre os quais está o JBN. Karam (2002) verificou que a oscilação inercial é o principal mecanismo para a formação do JBN em Iperó. À medida que a convecção decai, a mistura vertical se desintensifica e a parte superior da CLP se desacopla da superfície. Neste processo, o equilíbrio entre as forças gradiente de pressão, Coriolis e atrito é interrompido e a oscilação inercial age para reestabelecer o equilíbrio. A figura 4 ilustra que quanto mais subgeostrófico for o vento no início do ajuste (indicado pelo vetor V_0), mais supergeostrófico será o vento e mais intenso o JBN. Isto se deve ao fato de que o vento ageostrófico é proporcional ao módulo do vento ageostrófico no início do processo de ajuste (V_{a0}). Nesta figura, V_g , V_{a0} , V_a e ψ_0 correspondem respectivamente a: vento geostrófico, vento ageostrófico no início do processo de ajuste, vento agesostrófico e constante angular designando a orientação do V_{a0} .

As expressões matemáticas do vento ageostrófico (componentes zonal e meridional) são obtidas a partir das equações de momentum horizontal (equações 1a e 1b), considerando-se a força de Coriolis, na ausência de atrito (devido ao desacoplamento da Camada Limite Superficial):

Figura 4: Esquema ilustrativo da oscilação inercial para o Hemisfério Norte

Fonte: Markowski e Richardson (2010)

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

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

onde u , v , ρ e f são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vento, a densidade do ar e o parâmetro de Coriolis. Tomando as partições geostrófica (subscrito g) e ageostrófica (subscrito a) do vento horizontal, tem-se (2):

$$u = u_g + u_a \quad (2a)$$

$$v = v_g + v_a \quad (2b)$$

Substituindo-se (2) em (1) e assumindo que $\frac{dV_g}{dt} = 0$:

$$\frac{du_a}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f(v_g + v_a) \quad (3a)$$

$$\frac{dv_a}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + f(u_g + u_a) \quad (3b)$$

Por definição:

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (4a)$$

$$v_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4b)$$

e a equação do momentum se reduz a:

$$\frac{du_a}{dt} = f v_a \quad (5a)$$

$$\frac{dv_a}{dt} = -f u_a \quad (5b)$$

esse sistema pode ser reduzido a uma equação e uma incógnita, fazendo a derivada em relação ao tempo de (5a) e usando (5b):

$$\frac{d^2 u_a}{dt^2} = f \frac{dv_a}{dt} = -f^2 u_a \quad (6)$$

Tratando-se f como constante (aproximação plano- f), então, (6) é uma equação ordinária linear com coeficientes constantes e tem uma solução da forma

$$u_a = C_1 \cos(ft) + C_2 \text{sen}(ft) \quad (7)$$

onde C_1 e C_2 são constantes. Sabendo que

$$v_a = \frac{1}{f} \frac{du_a}{dt} \quad (8a)$$

$$= \frac{1}{f} (-C_1 f \text{sen}(ft)) + \frac{1}{f} (C_2 f \cos(ft)) \quad (8b)$$

$$= -C_1 \text{sen}(ft) + C_2 \cos(ft) \quad (8c)$$

Para $t = 0$, $u_a = u_{a0}$ e $v_a = v_{a0}$

$$u_{a0} = C_1 \cos 0 + C_2 \text{sen} 0 = C_1 \quad (9a)$$

$$v_{a0} = -C_1 \text{sen} 0 + C_2 \cos 0 = C_2 \quad (9b)$$

e as equações para o vento ageostrófico são:

$$u_a(t) = u_{a0} \cos(ft) + v_{a0} \text{sen}(ft) \quad (10a)$$

$$v_a(t) = v_{a0} \cos(ft) - u_{a0} \text{sen}(ft) \quad (10b)$$

Usando as identidades trigonométricas (por exemplo, $\text{sen}(\alpha - \beta) = \text{sen}\alpha \cos\beta - \cos\alpha \text{sen}\beta$ e $\cos(\alpha - \beta) = \cos\alpha \cos\beta + \text{sen}\alpha \text{sen}\beta$, pode-se reescrever (10) como:

$$u_a(t) = |V_{a0}| \cos(\psi_0 - ft) \quad (11a)$$

$$v_a(t) = |V_{a0}| \text{sen}(\psi_0 - ft) \quad (11b)$$

onde $|V_{a0}| = \sqrt{u_{a0}^2 + v_{a0}^2}$ e ψ_0 são o vento ageostrófico e seu ângulo de orientação no início do processo de ajuste, respectivamente; f é o parâmetro de Coriolis (negativo no Hemisfério Sul). Portanto, no Hemisfério Sul, $|V_{a0}|$ gira no sentido anti-horário durante o processo de ajuste que se inicia com o desacoplamento da CLP (por volta das 18 -19 horas local). Um ciclo se completa quando $t = 2\pi/f$ e leva o período de $12h/\text{sen}\phi$, onde ϕ é a latitude. Conforme já discutido por Karam (2002), para a latitude de Iperó (23,4°S), um ciclo inercial completo levaria aproximadamente 30 horas, havendo portanto a contribuição de outras forçantes para a formação dos JBNs. Quando a contribuição é devida apenas à oscilação inercial, o escoamento torna-se supergeostrófico após a rotação de $5\pi/6$ (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010), correspondente a 12 horas após o início do processo de ajuste para a área de estudo.

Além da oscilação inercial, outros fatores, como a brisa marítima e a topografia também contribuem para a formação dos JBNs em Iperó. Durante as quatro campanhas em Iperó, em aproximadamente 71% das noites houve JBN, mas de acordo com Karam (2002), a frequência pode ser maior, pois o balão cativo operava com velocidade máxima de 10 m/s. Nestas ocasiões, a CLS apresentou intenso cisalhamento do vento e o autor indica que cisalhamento do vento da ordem de 0,04 a 0,10 s^{-1} nos primeiros 100 m da atmosfera pode ser indício de JBN. Para mostrar como o JBN modula o comportamento do campo de concentração de poluentes gerado por uma fonte na superfície com emissão contínua, Pereira, Oliveira e Karam (2001) simularam a evolução espacial e temporal da CLP com um modelo de mesoescala (TVMnh) e a dispersão atmosférica com uma versão modificada da equação diferencial de Langevin. O campo de concentração diurno apresentou um padrão típico de condições homogêneas e estacionárias, com a maior concentração orientada na direção nordeste-sudoeste e concentração mais altas próximo à fonte, como esperado para condições convectivas. No período noturno, o campo de concentração ficou mais espalhado, devido à variação da direção do vento. Observou-se que o morro de Araçoiaba atua como um bloqueio, dificultando o transporte de poluente para o lado oposto. O cisalhamento associado a um JBN de sudeste, com velocidade máxima de 8,5 m/s, a 200 m da superfície, distorce fortemente a pluma de poluentes e o JBN desempenha um importante papel no transporte regional em uma escala de 250 km. A turbulência mecânica gerada pelo cisalhamento provoca aumento no transporte de poluentes da

camada residual para a CLE, provocando aumento da concentração na superfície. Karam (2002) propôs um modelo conceitual para descrever de forma integrada as células de circulação mais importantes que ocorrem sobre o estado de São Paulo ao longo da latitude de Iperó. Este modelo é composto por duas células básicas de circulação de mesoescala (Figura 5) cuja origem está na interação entre a topografia, os diferentes tipos de superfícies e a dinâmica da CLP. A primeira célula está associada à brisa marítima e ao escoamento induzido pela escarpa da Serra do Mar e se estabelece no período convectivo. A segunda célula se estabelece sobre o Planalto Paulista, no interior do estado, tem sua origem no efeito térmico da topografia do interior, caracterizada pela encosta que se inclina suavemente em direção ao vale do Rio Paraná. Durante a noite, os ramos inferiores se desacoplam da superfície, resultando no JBN de sudeste na região de Iperó. A zona de contato entre estas duas circulações é uma área de convergência caracterizada por ventos relativamente fracos, com notável cisalhamento do vento que pode induzir turbulência, contribuindo para a mistura das características das células do litoral e interior. Do ponto de vista prático, a dispersão de poluente atmosférico liberado no domínio da célula do litoral pode ser transferido por transporte e difusão turbulenta para o domínio da célula de circulação do interior, passando do ramo inferior da célula convectiva do litoral para o ramo superior da célula convectiva do interior.

Figura 5: Modelo conceitual de 2 células de mesoescala que atuam no transporte atmosférico entre o litoral e o interior paulista

Fonte: Karam (2002)

Segundo Oliveira (2003), devido ao grau de complexidade da CLP na região de Iperó, modelos LES representam a melhor ferramenta disponível para investigar suas propriedades, no entanto, devido ao alto custo computacional, os modelos de fechamento de segunda ordem acoplados a um esquema de interação solo-biosfera-atmosfera é a forma mais adequada de estimar as características da CLP. Oliveira (2003) usou o modelo de fechamento proposto por Mellor Yamada e modificado

por Nakanishi. Apesar da topografia complexa, Oliveira (2003) e Lamesa (2001) verificaram que a Camada Limite Superficial (CLS) apresenta um comportamento típico de superfícies homogêneas planas. A persistência do JBN chega por vezes a formar uma camada de mistura abaixo do nível de máxima velocidade (OLIVEIRA, 2003). A baixa velocidade do vento em superfície, pode trazer graves consequência para a modelagem da CLP. O Morro de Araçoiaba exerce bloqueio do escoamento, fazendo com que o vento de sul (predominante durante o período noturno) seja fraco. Do ponto de vista de dispersão atmosférica, Oliveira (2003) obteve resultados preocupantes: a altura da CLE simulada para a condição de verão variou entre 60 e 160 m. Foi verificado que a razão entre o Comprimento de Obukhov e a altura da CLP permaneceu constante, condição típica de regiões continentais e homogêneas e que permite estimar a altura da CLP em termos do comprimento de Obukhov. Existe uma relação forte entre os termos de produção e destruição de turbulência e a estrutura vertical dos momentos estatísticos de segunda ordem. Além disso, a estrutura vertical dos momentos estatísticos de segunda ordem não acompanham as variações da estrutura média do vento, temperatura potencial e umidade durante a noite. Na CLP estável existe um equilíbrio entre os termos de produção mecânica, destruição térmica e dissipação molecular de ECT. Já o transporte turbulento de ECT e da flutuação da pressão não são relevantes para a CLP estável. A altura da CLP foi superestimada para a condição convectiva e dentre as várias causas, podem estar a dificuldade em estimar a estabilidade da atmosfera livre e a ausência de subsidência nas simulações. A evolução temporal das escalas características de velocidade, temperatura e umidade específica refletiram um padrão diurno esperado para uma superfície continental parcialmente coberta (25%) por uma camada de vegetação. Oliveira (2003) concluiu que o modelo de fechamento de segunda ordem adotado, reproduziu com bastante precisão as componentes do balanço de radiação e do balanço de energia. A escala característica de temperatura foi melhor reproduzida para o inverno e superestimada no verão para o período convectivo. A escala característica de velocidade também foi superestimada na primeira metade do dia (tanto no inverno quanto no verão). A direção e velocidade do vento apresentaram discrepâncias significativas para o caso de inverno e de verão. A temperatura e umidade relativa do ar foram bem simuladas para o caso de verão. Já para o inverno, apesar do ciclo diurno ter sido capturado, a temperatura e a umidade foram superestimadas.

Com um modelo lagrangiano de partículas Pereira (2004) mostrou que para uma emissão pontual de material inerte com taxa constante por 24 horas, o poluente permaneceu próximo a fonte, com maior concentração a sudoeste. Durante a noite, o poluente ocupa o vale do Rio Sorocaba e a concentração diminui drasticamente acima da CLS devido à turbulência associada ao JBN.

Alves (2013) realizou um estudo de dispersão para condição normal de operação para o Reator

Multipropósito Brasileiro (RMB) adotando um modelo ARTM (Atmospheric Radionuclide Transport Model) associado com recursos de geoprocessamento, os quais permitiram incluir a topografia nas simulações e dados observacionais de vento do período entre 2009 e 2011. Os resultados indicaram maiores concentrações a noroeste do RMB.

2.2 Sensoriamento remoto da atmosfera

O termo sensoriamento remoto se originou na década de 1960 simultaneamente ao lançamento do primeiro satélite meteorológico, o Television Infrared Observation Satellite (TIROS-1) é definido como "a ciência e arte de obter informação sobre um objeto, área ou fenômeno através da análise dos dados adquiridos por um sensor sem contato com o objeto, área ou fenômeno sob investigação" (TOMLINSON et al., 2011).

Apesar do alto investimento inicial para a aquisição dos equipamentos de sensoriamento remoto, a extensa cobertura temporal e espacial de dados combinada com a facilidade de disponibilidade dos dados, oferecem uma marcante contribuição em relação às técnicas tradicionais de amostragem, tanto para o campo da pesquisa como para a área operacional.

Kidd, Levizzani e Bauer (2009) documentaram de forma sucinta a evolução dos sensores passivos e ativos a bordo dos satélites meteorológicos de órbita polar e geostacionários, bem como sua valiosa contribuição para a compreensão da dinâmica atmosférica e o aperfeiçoamento dos modelos numéricos de previsão do tempo e climáticos.

Peña et al. (2013) apresentaram uma revisão das técnicas de estimativa de parâmetros tais como: a altura da CLP, da CM e detecção dos JBNs a partir de equipamentos de sensoriamento remoto de superfície (sodar, lidar, ceilômetro e RASS). Bonin et al. (2015) mostraram que a Velocidade limiar (V_l), termo derivado do inglês threshold wind speed, pode ser estimada para com um lidar Doppler. A V_l é um critério útil para identificar se forte turbulência é gerada em alturas até 300 m (SUN et al., 2012), ou seja, se há turbulência devido à presença de JBNs.

Wulfmeyer et al. (2018) afirmam que novas estratégias observacionais que incluam informações do sistema solo-vegetação-atmosfera precisam ser empregadas para auxiliar na compreensão dos papéis dos fluxos da superfície e da CLP no sistema terra-atmosfera. Perfis verticais de vento, temperatura, umidade, seus gradientes e suas componentes turbulentas permitem a comparação com simulações e podem facilitar o desenvolvimento de novas relações de similaridades para parametrização de fluxos. Devido à sua autonomia, facilidade de operação, alto alcance vertical e alta resolução temporal, a técnica lidar tem contribuído significativamente para observação da CLP, inclusive em locais de difícil acesso e dessa forma, contribui para a avaliação e aperfeiçoamento dos esquemas de parametrização (WULFMEYER et al., 2018). O eclipse de 21 de agosto de 2017

ocorrido durante o Land-Atmosphere Feedback Experiment (LAFE), nos EUA, representou uma excelente oportunidade para avaliar as interações do processo superfície-atmosfera (TURNER et al., 2018), pois o eclipse simula um evento rápido de pôr e nascer do sol. No LAFE um sistema de lidars foi empregado de forma sinérgica para extrair parâmetros da CLP. O eclipse alterou o balanço de energia, os ciclos de temperatura e vento horizontal próximo à superfície. Em 200 m, a temperatura não sofreu alteração. Já a variância do vento vertical variou com a altura. Os autores mostraram que o perfil da ECT é qualitativamente similar ao perfil da variância do vento vertical. Durante o eclipse, com a redução da turbulência térmica e consequentemente da ECT, foi observada intensificação do vento horizontal (um tentativa de formação de JBN devido ao desacoplamento com a superfície, pois com o fim do eclipse, a turbulência térmica se reestabeleceu). Este evento exemplifica como o ciclo diurno da CLP pode ser alterado, inclusive por outras forçantes, como nebulosidade associada a um sistema sinótico ou até mesmo de mesoescala.

2.2.1 Lidar Doppler

Lidar é o acrônimo para **L**ight **D**etection **A**nd **R**anging, pois usa a energia do espectro eletromagnético para estimar informações desejadas. O lidar de vento ficou conhecido como lidar Doppler, pois estima a velocidade do vento pelo efeito Doppler no feixe de luz retroespalhado pelo alvo, no caso, aerossóis, assumindo-se que estes se movimentam com a mesma velocidade do vento. A relação entre o efeito Doppler e a velocidade radial (V_r) é dada por (12):

$$\delta f = 2 \frac{V_r}{\lambda} \quad (12)$$

onde δf é a variação entre a frequência da onda emitida e a onda recebida, λ é o comprimento da onda emitida e V_r é a velocidade radial a ser estimada, visto que todos os outros termos são conhecidos. O feixe de luz é emitido por um laser com um comprimento de onda bem definido (infravermelho próximo) e a transmissão pode ser contínua ou pulsada, definindo assim, dois tipos de lidars. Atualmente, as antenas de transmissão e recepção dos lidars estão acopladas em um único telescópio.

Lidars do tipo contínuo transmitem o feixe de luz continuamente para uma altura determinada, e estimam (também continuamente) a variação da frequência (efeito Doppler) naquela altura. Quando mais de uma altura é necessária, o telescópio do lidar precisa ser ajustado à nova altura. O alcance e a resolução espacial de um lidar de onda contínua são controlados pelas propriedades focais do telescópio.

Um lidar pulsado, por sua vez, transmite uma sequência de vários pulsos curtos e detecta

a variação da frequência na luz retroespalhada de cada pulso, com a possibilidade de estimar a velocidade do vento de várias alturas simultaneamente, em comparação ao lidar contínuo que somente estima a velocidade de uma altura por vez. Por outro lado, lidars do tipo contínuo apresentam taxa de aquisição de dados mais altas se comparados com os lidars pulsados.

Lidars estimam a velocidade do vento com maior precisão do que os sodars devido à natureza da luz que se propaga a uma velocidade aproximadamente 1 milhão de vezes maior do que a onda sonora e também porque o tamanho da abertura da antena do lidar comparada ao comprimento de onda é aproximadamente 1000 vezes maior do que do sodar, resultando em superior controle do feixe e maior taxa de amostragem (PEÑA et al., 2013). Somente a partir de 2008 é que o uso de lidar Doppler foi adotado pela indústria eólica, que exige alta precisão de medidas. Isto significa que foi na última década que a tecnologia lidar atingiu os requisitos mínimos para o ramo da atividade eólica. Para observação e estimativa das características da CLP para fins de pesquisa, principalmente, o lidar de vento vem sendo usado a muito mais tempo, com resultados documentados em inúmeros artigos científicos.

Banakh e Smalikho (2018) estimaram a ECT, a taxa de dissipação de energia e a escala integral de turbulência da CLE na presença de JBNs no lago Baikal, Rússia, com dados de um lidar pulsado. Os trabalhos publicados recentemente evidenciam a aceitabilidade do uso do sensoriamento remoto e em particular do lidar Doppler como alternativa em estudos da CLP.

Segundo Bonin et al. (2016), a variância da velocidade vertical (σ_w^2) e o espectro da velocidade vertical são as medidas mais simples e diretas de turbulência possíveis com um lidar Doppler, pois não requerem estratégias complexas e a componente vertical do vento (w) é medida diretamente com alta resolução temporal (aproximadamente 1 Hz). Os autores listam uma série de trabalhos nos quais w foi usado para estimar variáveis da CLP. A comparação entre o lidar Windcube v2 com um anemômetro sônico mostrou que σ_w apresenta tendência similar com tempo, com máximos e mínimos de cada sensor surgindo quase que simultaneamente, embora, a magnitude do σ_w do lidar seja menor. O lidar também não resolve todas as flutuações que são resolvidas pelo anemômetro, devido à menor frequência de amostragem. Verificou-se também que a concordância diminui para a atmosfera estável, quando comparada com a situação instável. Isto acontece porque durante a condição estável, os vórtices turbulentos são muito menores do que em condições instáveis. Embora o lidar subestime a turbulência, Bonin et al. (2017) concluiu que essa técnica pode ser adotada para avaliar a habilidade dos modelos numéricos. Neste trabalho, o lidar Doppler Windcube v2 foi usado para estudar as características da CLP de Iperó associadas à presença de JBNs.

2.3 Dispersão atmosférica

Para fins de licenciamento, a Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN), órgão que regula e fiscaliza instalações nucleares no Brasil, recomenda modelos de dispersão atmosférica reconhecidos internacionalmente. Dentre eles estão o PAVAN (NRC, 1982a) e o XOQDOQ (NRC, 1982b). Ambos os modelos são metodologias desenvolvidas pela Nuclear Regulatory Commission (NRC) dos Estados Unidos e vem sendo adotadas por décadas para fins regulatórios. O XOQDOQ (NRC, 1982b) é uma implementação dos métodos para estimativa de transporte e dispersão atmosférica de efluente gasoso de emissões rotineiras de reatores (NRC, 1977) que usa o modelo de pluma gaussiana. O PAVAN (NRC, 1982a), por sua vez, implementa os métodos para avaliação das consequências de acidentes em planta nucleares (NRC, 1983) e também adota o modelo de pluma gaussiana. No modelo de pluma gaussiana assume-se uma trajetória retilínea entre a fonte e os receptores e uma distribuição normal em torno da linha central (Figura 6). Para fins de análise de segurança, é desejável que médias horárias de direção e velocidade do vento de um ano (pelo menos) distribuídas nas seis classes de estabilidade de Pasquill (CNEN, 1989) sejam fornecidos como dados de entrada para o PAVAN e para o XOQDOQ, de forma que a o fator de dispersão atmosférica (χ/Q) de curta e de longa duração, respectivamente, resultante desses dois modelos representem a concentração relativa proporcional ao ciclo anual do vento. Os resultados desses modelos são usados em cálculos importantes do processo de licenciamento nuclear, tais como: grupo crítico, área de exclusão e zona de planejamento de emergência (CNEN, 2015) para a estimativa de dose. Com o passar dos anos e maior disponibilidade de recursos computacionais, novos modelos de transporte e dispersão atmosférica tem surgido ou tem sido aprimorados (LEELŐSSY et al., 2014, 2018) e podem ser adotados como alternativas, não necessariamente para o licenciamento, cujos procedimentos se encontram bem definidos internacionalmente, mas para as atividades operacionais e também em situações de emergência.

HAO et al. (2015) compararam simulações de um modelo gaussiano com um modelo lagrangiano-puff para condições normais de operação de uma planta nuclear em Chongqing (China) e verificaram divergências próximo à fonte (distâncias inferiores a 1 km), onde as concentrações do modelo gaussiano são até 3,4 vezes menores do que os resultados do modelo lagrangiano, pois a dispersão é principalmente afetada pela topografia complexa (não considerada no modelo gaussiano), além da alta frequência de ventos fracos que levam à estagnação do ar. Para distâncias maiores do que 1 km o cenário se inverte e as concentrações do modelo lagrangiano são até 2 ordens de grandeza menores do que os resultados do modelo gaussiano. Os autores recomendaram cautela ao usar modelos conservadores (tipo gaussiano) em áreas com topografia complexa e avaliação mais detalhada

Figura 6: Ilustração esquemática da pluma gaussiana. H_s é a altura real da fonte e H_e é a altura efetiva da pluma, efeito resultante da elevação que a pluma sofre devido à diferença em relação a temperatura ambiental.

Fonte: adaptado de Leelóssy et al. (2014)

para as condições de acidente.

A gravidade do acidente na planta nuclear de Fukushima Daiichi (Japão) gerou a publicação de diversos trabalhos relacionados à dispersão de radionuclídeos. Uma força-tarefa (DRAXLER et al., 2015) organizada pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) comparou os resultados produzidos por cinco diferentes modelos de dispersão e seis diferentes conjuntos de análises (usadas para inicializar os modelos de dispersão), totalizando 18 combinações para avaliação. Análises de alta resolução contribuíram para a performance dos modelos, porém, verificou-se que o melhor modelo para deposição não necessariamente é o melhor para dispersão, ainda que a condição inicial seja a mesma. Para minimizar o impacto das incertezas, Draxler et al. (2015) recomendam que ao invés de um único modelo, deve ser adotada a média por conjunto (ensemble) de diferentes modelos.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Lidar pulsado

Para o experimento realizado em Iperó entre agosto de 2017 e julho de 2018 foi empregado o lidar Doppler modelo Windcube v2, marca Leosphere. O lidar Windcube v2 é um lidar do tipo pulsado, cujas principais especificações técnicas são apresentadas na Tabela 1:

Tabela 1: Especificações técnicas do lidar Windcube v2

propriedade	valor
altura min e max	40 a 290 m
frequência de amostragem	1 s
número de alturas medidas	12
resolução vertical	20 m
resolução da velocidade	0,1 m/s
intervalo de velocidade	0 to 55 m/s
resolução da direção	2°
comprimento de onda	1,54 μm
frequência de disparo	30000 Hz
duração do pulso	200 ns
velocidade Nyquist (B)	44 m/s
largura espectral (Δv)	2,65 m/s
pulsos por perfil (n)	20000
pontos amostrados por altura (M)	32

Fonte: adaptado do manual e Bodini, Lundquist e Newsom (2018)

3.1.1 Componentes

O lidar pulsado é composto de 4 partes principais: a fonte de laser, o circulador, o telescópio e o scanner (PEÑA et al., 2013), conforme esquema ilustrativo na figura 7.

Um lidar pulsado precisa de um laser de onda contínua, chamado Oscilador Mestre (OM) para gerar o feixe Oscilador Local (OL) e um laser de onda pulsada para gerar o pulso transmitido. A defasagem da frequência entre as 2 fontes precisa ser estável em relação ao tempo para permitir a medida do efeito Doppler sem viés. O OM fornece o comprimento de onda, a largura e a intensidade do ruído do laser e seu estado de polarização. Estes parâmetros tem que ser bem conhecidos e estáveis para garantir a performance do lidar. A potência necessária da onda contínua é de alguns miliwatts. Já o laser pulsado produz pulsos cíclicos de alta energia com duração de alguns nanosegundos, que determina o comprimento do pulso e sua resolução espacial. A frequência de repetição do pulso (FRP) é tão alta quanto possível, mas não pode exceder um valor máximo

Figura 7: Esquema ilustrativo da configuração básica de um lidar Doppler

Fonte: adaptado de Peña et al. (2013)

FRP_{max} . Para evitar ambiguidade entre os sinais retroespalhados, o tempo entre os pulsos ($\frac{1}{FRP}$) deve ser maior do que o tempo de ida e volta do pulso até a maior altura a ser medida (Z_{max}), $FRP_{max} = \frac{c}{2Z_{max}}$, onde c é a velocidade da luz.

Existem duas tecnologias para o lidar pulsado. Na primeira, chamada MOPA (*master oscillator power amplifier*), os pulsos são emitidos do OM pelo uso de um modulador óptico do pulso. Os pulsos de baixa potência são amplificados em um único amplificador óptico para gerar pulsos de alta potência com a mesma duração, frequência e estado de polarização do pulso original. No segundo esquema, o OM é usado como um *alimentador* em um laser pulsado Q-Switched. As frequências das cavidades tem que ser adequadas para permitir que a frequência original seja amplificada. A duração do pulso e a FRP dependem dos parâmetros da cavidade. O MOPA produz maior FRP, porém, menor energia/pulso do que a segunda técnica.

A função do circulador é transmitir o pulso de laser do laser para o telescópio e redirecionar a luz retroespalhada do telescópio para o detector. O telescópio amplifica o feixe de laser para reduzir sua divergência à distância e focaliza o feixe a qualquer distância. Quanto mais largo o feixe, menor a divergência e melhor a razão *signal-to-noise ratio* (SNR) à longa distância. Como o SNR do lidar é inversamente proporcional à área do feixe, o diâmetro do feixe deve ser minimizado sobre a distância de medida global para assegurar máxima eficiência. Para manter as distorções desprezíveis, a abertura do telescópio tem que ser menor do que o diâmetro coerente do feixe, expresso por:

$$d_o = 2,4 \cdot 10^{-8} \lambda^{6/5} Z^{-3/5} C_n^{-6/5} \quad (13)$$

onde λ é o comprimento de onda, Z é a altura e C_n é uma constante.

Lidars coerentes medem a componente radial do vento, ou seja, a projeção do vetor vento na linha de visão (em inglês: line of sight, cuja sigla é LOS). Para fornecer 2 ou 3 componentes do vetor, o feixe tem que ser direcionado em 2 ou 3 direções diferentes independentes. Para isso, é usado o scanner, que pode mover o telescópio inteiro ou somente o feixe, dependendo do modelo do lidar. Para suprimir as partes móveis, alguns fabricantes optam por duplicar o telescópio. Para estimar o perfil vertical do vento, os feixes são emitidos verticalmente com um ângulo zenital, formando então um cone. Após a emissão do pulso de laser, o detector começa a coletar os sinal retroespalhado das sucessivas alturas. A potência do sinal retroespalhando é proporcional ao coeficiente de retroespalhamento atmosférico (β), enquanto a variação da frequência é proporcional à velocidade radial. Para cada pulso, o sinal coletado contém informação da velocidade do vento na linha de visão.

3.1.2 Equação do lidar

A equação do lidar estima a potência esperada do sinal retroespalhado da distância a ser analisada. A potência do sinal pode então ser comparada à potência do ruído para determinar o alcance do lidar. A potência óptica total (P_r) retroespalhada da altura Z é:

$$P_r(Z) = P_{peak} T_{inst} T_{atm} \beta_\pi(Z) \frac{c\tau}{2} \Omega \quad (14)$$

onde: P_{peak} é a potência do pulso transmitido, T_{inst} é a transmissão instrumental, T_{atm} é a transmissão atmosférica, $\beta_\pi(Z)$ é o coeficiente de retroespalhamento da atmosfera a uma distância Z , τ é um parâmetro relacionado à duração do pulso e Ω é o ângulo sólido de recepção. T_{atm} e Ω são expressos por 15 e 16, respectivamente:

$$T_{atm} = \exp(-2 \int_0^Z \alpha(x) dx) \quad (15)$$

$$\Omega = \frac{\pi \sigma^2}{Z^2} \quad (16)$$

e $T_{atm} = \exp(-2\alpha Z)$ se a atmosfera é homogênea. σ é o raio de abertura do telescópio e α e β_π são aproximadamente proporcionais, visto que ambos dependem da concentração de aerossóis na atmosfera. Parte da P_r é perdida devido à incompatibilidade entre fase e polarização e deve ser corrigida para a potência eficiente do sinal (P_s) através da equação 17:

$$P_s(Z) = P_{peak} T_{inst} T_{atm} \beta_\pi(Z) \frac{c\tau}{2} \lambda I(Z) \quad (17)$$

onde $I(Z)$ é uma função Lorentziana incluindo Ω e Z dependente da função foco:

$$I(Z) = \frac{\Delta Z}{(Z - Z_0)^2 + \Delta Z^2} \quad (18)$$

onde $Z_0 = \frac{F_t}{(1 + (F_t/Z_r)^2)}$, $Z_r = \frac{\pi\sigma^2}{\lambda}$ e $\Delta Z = Z_0 \frac{F_t}{Z_r}$. Z_0 é a distância onde $I(Z)$ é máxima, isto é, máximo SNR; Z_r é a distância Rayleigh; F_t é a distância focal geométrica instrumental (raio de curvatura da onda no telescópio) e ΔZ é a metade da profundidade geométrica de τ de foco. A potência real no detector é obtida através da equação 19:

$$\langle i_{het}^2 \rangle = 2\eta_{het} S^2 P_{OL} P_s(Z) \quad (19)$$

onde P_{OL} é a potência do oscilador local, η_{het} é a eficiência heteródina, que depende da combinação da fase, amplitude e polarização e S é a sensibilidade do detector.

$$\eta_{het} = \frac{[\int \int_{Ad} E_S(x, y) E_{OL}^*(x, y) dx dy]^2}{\int \int_{Ad} E_S^2(x, y) dx dy \int \int_{Ad} E_{OL}^2(x, y) dx dy} \quad (20)$$

$$\langle i_{het}^2 \rangle = \eta_{het} T_{inst} T_{atm} S^2 \beta_\pi(Z) P_{OL} P_{peak} \tau c I(Z) \quad (21)$$

A equação do lidar mostra que a potência do sinal é proporcional a energia do pulso (P_{peak}) e à potência do OL, mas depende também da geometria do telescópio receptor (*overlap*). O OL amplifica o sinal, o que permite que esse sinal seja detectado sobre o ruído.

3.1.3 Processamento espectral MLE

Um estimador de máxima verossimilhança (sigla MLE para o termo em inglês maximum likelihood estimator) baseado na probabilidade da transformada de Fourier do sinal é usado como processamento espectral. Esse estimador assume uma transformada de Fourier não correlacionada para usar dados obtidos do espectro acumulado. O estimador é sutilmente diferente da probabilidade do espectro tradicionalmente usada para estimadores de máxima verossimilhança, mas ainda assim mostra a mesma eficiência. O espectro do sinal é calculado usando um modelo temporal como o modelo Feuilleté e considera todos os efeitos de distúrbio do algoritmo de FFT, tais como a dispersão espectral que deve ser cuidadosamente caracterizada para um lidar atmosférico pulsado.

3.1.4 Reconstrução do vetor vento

Para reconstruir o vetor vento tridimensional, algumas hipóteses são necessárias:

- Homogeneidade horizontal: as três componentes do vento são as mesmas para os diferentes

pontos do disco em uma dada altura. Esta hipótese é válida em terrenos planos e oceano, mas não é perfeita em terrenos complexos;

- As variações temporais são mais lentas do que distância entre os feixes dividida pela velocidade horizontal. Este intervalo de tempo aumenta com a altura;
- O vento varia lentamente na distância da resolução vertical do lidar. O desvio padrão do vento reduz o SNR e produz *bias* se o cisalhamento é não linear.

A varredura pode ser configurada de duas formas: *velocity azimuth display* (VAD) ou *Doppler beam swinging* (DBS). A técnica VAD usa informação de uma varredura contínua em uma parte ou no disco total do cone e é mais usada em lidars de onda contínua. A técnica DBS é usada em lidars pulsados, como é o caso do lidar Windcube v2, para amostrar mais informação na linha de visão.

A figura 8 ilustra o esquema de varredura do lidar Windcube v2. Neste exemplo, o vento horizontal de oeste é representado pelos vetores azuis e o vento radial (V_r) é representado pelos vetores vermelhos. Cada feixe aponta para os pontos cardeais: norte (N), sul (S), leste (L) e oeste (O), com inclinação de 28° . Além dos 4 feixes inclinados, o lidar Windcube v2 conta com um quinto feixe, que aponta verticalmente. O feixe vertical fornece a medida direta da componente vertical do vento (w), enquanto os outros quatro feixes estimam a V_r . Essas 4 V_r formam um conjunto de equações (22a a 22d) que permite estimar as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento horizontal.

$$V_{r1} = v_1 \cos \phi + w_1 \sin \phi \quad (22a)$$

$$V_{r2} = u_2 \cos \phi + w_2 \sin \phi \quad (22b)$$

$$V_{r3} = -v_3 \cos \phi + w_3 \sin \phi \quad (22c)$$

$$V_{r4} = -u_4 \cos \phi + w_4 \sin \phi \quad (22d)$$

onde, $\phi = 62^\circ$ é o ângulo de elevação e os índices 1, 2, 3 e 4, correspondem às direções N, S, L e O, respectivamente. Este conjunto de equações pode ser resolvido para u e v . Assumindo que o fluxo é homogêneo e fazendo $\bar{u}_2 = \bar{u}_4 = \bar{u}$, $\bar{v}_1 = \bar{v}_3 = \bar{v}$ e $\bar{w}_1 = \bar{w}_2 = \bar{w}_3 = \bar{w}_4 = \bar{w}$, chega-se às equações para a velocidade média (23a e 23b) :

Figura 8: Esquema de varredura do Windcube v2

Fonte: manual

$$\bar{u} = \frac{\overline{V_{r2}} - \overline{V_{r4}}}{2\cos\phi} \quad (23a)$$

$$\bar{v} = \frac{\overline{V_{r1}} - \overline{V_{r3}}}{2\cos\phi} \quad (23b)$$

Uma varredura completa dura 4 s, mas o algoritmo do Windcube v2 calcula as componentes do vento para cada segundo, usando as 4 medidas anteriores. A cada 10 min são gerados: vento horizontal médio, média do vento vertical, desvio padrão das velocidades horizontal e vertical, direção média do vento, Carrier-to-Noise Ratio (CNR) e percentual da disponibilidade dos dados no intervalo de tempo. O CNR é um indicador da qualidade da medida, equivalente ao SNR, para lidars. Além do arquivo com extensão STA (um arquivo por dia) com as informações anteriormente citadas, o Windcube v2 gera mais dois arquivos, cujas extensões são RTD e DSP. No arquivo com extensão RTD, é registrada toda medida (frequência de 1 Hz) das três componentes do vento (u , v e w), do vento radial, do desvio padrão do vento radial, do vento horizontal e da direção do vento horizontal dos quatro pontos cardeais e do feixe vertical e CNR para as 12 alturas definidas. O arquivo DSP armazena informações do alargamento Doppler. Os arquivos ficam armazenados na memória interna do Windcube v2 e podem ser recuperados diretamente para o computador com

um cabo de rede. Existe também a opção de transmissão de dados em tempo real através de um serviço de internet.

3.1.5 Instalação e configuração do lidar Windcube v2

O lidar Windcube v2 é um equipamento portátil (suas dimensões são apresentadas na Tabela 2) e portanto, de fácil transporte. A instalação é simples, mas requer alguns cuidados, como um local plano e livre de obstáculos que possam obstruir os feixes do laser. Isto pode ser verificado através do valor do CNR de cada feixe que deve ser superior a -24 dB. Também é recomendável que a diferença entre os feixes não seja superior a 3 dB. O consumo de energia é baixo e durante todo o experimento esteve ligado a uma rede de energia elétrica. O lidar foi configurado para todos os 12 níveis possíveis: 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 230, 260 e 290 m.

Tabela 2: Características do lidar Windcube v2

comprimento x largura	54 x 54 cm
altura	55 cm
peso	45 kg
consumo de energia	45 W (aprox.)

Fonte: adaptado do manual

3.2 Tratamento dos dados

Dados cujo percentual de disponibilidade no intervalo de 10 minutos foi inferior a 80% foram descartados. Esses dados, de forma geral, são associados com eventos de chuva, densa nebulosidade ou nevoeiro e prejudicam o desempenho do lidar Doppler. Análises prévias indicaram que disponibilidade superior a 80% em 10 minutos representam dados confiáveis.

3.3 Procedimento para identificação dos JBNs

Para identificar os JBNs foram usadas as médias de 10 min do vento horizontal (V). O valor máximo do vento é considerado a velocidade do JBN (V_{JBN}) e a altura correspondente é considerada a altura do JBN (H_{JBN}), conforme ilustra a figura 1. O procedimento para identificação do JBN consiste em 4 etapas:

1. Localizar o máximo de vento (V_{JBN}) e a altura correspondente (H_{JBN}) no perfil vertical;
2. Verificar se em algum nível acima e abaixo de V_{JBN} , a velocidade é, pelo menos 0,5 m/s menor do que V_{JBN} . Esse critério foi adotado por Banta et al. (2002) que estudaram as características dos JBNs no Kansas (CASES-99) com um lidar Doppler. Banta et al. (2002)

verificaram que adotar limiares maiores do que 0,5 m/s implicava em descartar casos importantes de JBNs, como também verificado com os dados de Iperó. Somente foram considerados JBNs os perfis verticais que apresentaram a diminuição da velocidade acima da altura H_{JBN} na camada até 290 m, que é o alcance máximo do lidar;

3. Descartar perfis cujo V_{JBN} fosse menor a 5 m/s;
4. Somente foi considerado um evento de JBN quando as 3 condições acima se repetiram em 3 perfis consecutivos, ou seja, no intervalo de 30 min. Esta última etapa tem por finalidade descartar perfis isolados, apesar, dos critérios anteriores tenham sido atendidos.

3.4 Estimativa do perfil vertical da turbulência

Bonin et al. (2016) apresentou as vantagens em usar a componente vertical do vento (w) e sua variância (σ_w^2) para estimar informações da CLP. Em particular, a comparação de dados do Windcube v2 com dados de um anemômetro sônico apresentou bons resultados, embora, a magnitude da σ_w^2 estimada pelo lidar seja inferior ao do anemômetro sônico.

Para classificar quanto ao regime de turbulência, foi adotado o critério de Bonin et al. (2015). Bonin et al. (2015) definiram os regimes de turbulência de acordo com a média do desvio padrão do vento vertical ($\overline{\sigma_w}$) nos primeiros 100 m. Os valores de cada regime de turbulência são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3: Regimes de turbulência

classificação	$\overline{\sigma_w}$ (m/s)
fraco	$\overline{\sigma_w} < 0,2$
moderado	$0,2 \leq \overline{\sigma_w} < 0,5$
forte	$\overline{\sigma_w} \geq 0,5$

Fonte: autora da tese

3.5 Estimativa da Energia Cinética Turbulenta (ECT)

A ECT foi estimada como a soma das variâncias das componentes do vento (STULL, 1988):

$$ECT = \frac{1}{2}(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2) \quad (24)$$

3.6 Estimativa da taxa de dissipação da ECT (ϵ)

A ECT não é uma quantidade conservativa e tende a se dissipar, a menos que haja produção ou transporte. A versão simplificada da equação de balanço da ECT ($\frac{\partial \bar{e}}{\partial t}$) para o caso de homogeneidade horizontal, subsidência desprezível e o sistema de coordenadas alinhado com o fluxo médio pode ser escrita como (STULL, 1988):

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \frac{g}{\theta_v} (\overline{w' \theta'_v}) - \overline{u' w'} \frac{\partial U}{\partial z} - \frac{\partial (\overline{w' e})}{\partial z} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\overline{w' p'})}{\partial z} - \epsilon \quad (25)$$

O apóstrofo em cada variável representa a parte turbulenta da respectiva variável. g, θ_v, U, ρ e p são: aceleração da gravidade, temperatura potencial virtual, vento horizontal, densidade do ar e pressão, respectivamente.

Na equação 25:

$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t}$ taxa da variação local da ECT;

$\frac{g}{\theta_v} (\overline{w' \theta'_v})$ é a produção ou perda por empuxo;

$\overline{u' w'} \frac{\partial U}{\partial z}$ é a produção por cisalhamento;

$\frac{\partial (\overline{w' e})}{\partial z}$ é o termo do transporte turbulento da ECT;

$\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\overline{w' p'})}{\partial z}$ é o termo da correlação da pressão e

ϵ é a taxa de dissipação da ECT, ou seja, conversão de ECT em calor.

No caso de turbulência homogênea e isotrópica, a hipótese de Kolmogorov (FOKEN, 2008) estabelece que no subintervalo inercial a representação estatística do espectro de energia turbulenta $S(K)$ é dada pela equação 26:

$$S(k) = a \epsilon^{2/3} k^{-5/3} \quad (26)$$

onde: a é a constante de Kolmogorov ($a = 0,55$); ϵ é a taxa de dissipação da ECT e k é o número de onda que é relacionado à escala de comprimento L ($k = \frac{2\pi}{L}$).

Considerando-se que a variância do vento (σ_V^2) é dominada por processos turbulentos e que não há contribuições significativas de outras fontes, a variância pode ser escrita como (O'CONNOR

et al., 2010):

$$\sigma_V^2 = \int_k^{k_1} S(k) dk \quad (27)$$

onde número de onda $k_1 = \frac{2\pi}{L_1}$ corresponde ao comprimento de escala L_1 de uma única amostra e $k = \frac{2\pi}{L}$ corresponde ao comprimento de escala de N amostras.

Integrando-se a equação 27 e substituindo k e k_1 por L e L_1 , respectivamente, tem-se:

$$\sigma_V^2 = \frac{3a}{2} \left(\frac{\epsilon}{2\pi} \right)^{2/3} (L^{2/3} - L_1^{2/3}) \quad (28)$$

Rearranjando a equação 28, obtém-se a expressão para ϵ (equação 29):

$$\epsilon = 2\pi \left(\frac{2}{3a} \right)^{3/2} \left(\frac{\sigma_V^2}{L^{2/3} - L_1^{2/3}} \right)^{3/2} \quad (29)$$

O'connor et al. (2010) mostraram que para lidars, cujo o ângulo de divergência do feixe é muito pequeno, $L_1 = Vt$ e $L = NVt$, onde: N é o número de amostras, V é a velocidade do vento horizontal e t é o tempo que o lidar gasta para obter um perfil.

Para estimar ϵ na CLC, O'connor et al. (2010) usaram a variância do vento vertical σ_w^2 (equação 30):

$$\epsilon = 2\pi \left(\frac{2}{3a} \right)^{3/2} \left(\frac{\sigma_w^2}{L^{2/3} - L_1^{2/3}} \right)^{3/2} \quad (30)$$

Esse método assume que a variância do vento vertical é dominada por processos turbulentos. Na realidade há ainda a contribuição do ruído instrumental (σ_e) e da variação da velocidade terminal das partículas (σ_d). O'connor et al. (2010) mostraram que este último é desprezível. Dessa forma, a equação 30 pode ser reescrita como:

$$\epsilon = 2\pi \left(\frac{2}{3a} \right)^{3/2} \left(\frac{\sigma_w^2 - \sigma_e^2}{L^{2/3} - L_1^{2/3}} \right)^{3/2} \quad (31)$$

Já a contribuição do ruído depende de fatores do equipamento, como a largura espectral do laser, número de pulsos e o CNR. Os autores mostraram que essa contribuição diminui à medida que os parâmetros do lidar são ajustados para a CLP. O aumento da taxa de repetição do pulso de 15 para 20 kHz e a diminuição do tempo de integração de 30 para 4 s, resultou na diminuição de uma ordem de grandeza da contribuição do ruído (O'CONNOR et al., 2010). O lidar Windcube v2 apresenta taxa de repetição do pulso superior (30 kHz) e tempo de integração de 1 s. O método, assume ainda que as escalas de comprimento (L e L_1) estão no subintervalo inercial.

A estimativa de ϵ pela equação 31 também produziu bons resultados na CLE, especialmente próximo à superfície, mas diminuiu com a altura devido à atenuação do feixe e do CNR. O’connor et al. (2010) sugerem que esses efeitos podem ser corrigidos, descartando-se medidas de baixa qualidade antes de calcular σ_w .

Bodini, Lundquist e Newsom (2018) usaram o mesmo método (equação 31), substituindo o desvio padrão do vento vertical (σ_w) pelo desvio padrão do vento radial (σ_{V_r}), obtendo-se então, a seguinte expressão:

$$\epsilon = 2\pi \left(\frac{2}{3a}\right)^{3/2} \left(\frac{\sigma_{V_r}^2 - \sigma_e^2}{L^{2/3} - L_1^{2/3}}\right)^{3/2} \quad (32)$$

A alteração proposta na equação 32 representa incluir a contribuição também das componentes horizontais do vento. Os autores mostraram que o número de amostras (N) adequado (de forma a minimizar o erro) varia para condições estáveis e instáveis e para diferentes alturas. As escalas temporais que minimizaram o erro para a estimativa de ϵ com o lidar Windcube v2 em comparação a anemômetros sônicos foram 24 s para a condição estável e 88 s para a condição instável a 100 m da superfície. Os autores também mostraram que menor erro é observado em condições instáveis e neutras e que a escala temporal aumenta com a altura. Dos 3 modelos de lidars de vento avaliados, o Windcube v2 foi o que produziu os melhores resultados quando comparado com o anemômetro sônico. Segundo os autores, as possíveis fontes de discrepâncias são as diferentes resoluções temporais e o volume de amostragem de cada equipamento, mas que as estimativas obtidas com o refinamento do método proposto inicialmente por O’connor et al. (2010) são robustas.

A incerteza associada ao instrumento (σ_e) é dada pela equação 33 (O’CONNOR et al., 2010; BODINI; LUNDQUIST; NEWSOM, 2018):

$$\sigma_e^2 = \frac{\Delta v^2 \sqrt{8}}{\alpha N_p} \left(1 + \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}}\right)^2 \quad (33)$$

onde

$$\alpha = \frac{CNR}{\sqrt{2\pi}} \frac{B}{\Delta v} \quad (34)$$

e

$$N_p = CNR.n.M \quad (35)$$

Nas equações 33, 34 e 35, Δv , B , n e M são, respectivamente: a largura espectral do sinal, a velocidade Nyquist, o número de pulsos por perfil e o número de pontos amostrados por altura

(Tabela 1).

A maior dificuldade deste método é determinar o melhor valor de L , pois é um parâmetro que varia com a estabilidade e com a altura (O’CONNOR et al., 2010; BODINI; LUNDQUIST; NEWSOM, 2018; BODINI et al., 2018; SMALIKHO; BANAKH, 2017; BANAKH; SMALIKHO, 2018). Amostras muito grandes levam a subestimativa de ϵ e amostras muito pequenas também são prejudiciais às estimativas.

Na ausência de anemômetros sônicos e informações de estabilidade atmosférica, Bodini, Lundquist e Newsom (2018) propuseram ajustar um modelo espectral ao espectro observado em diferentes condições de estabilidade para determinar o comprimento de onda (λ_z) ideal que separa o subintervalo inercial das demais escalas.

Modelar o espectro da velocidade radial, por sua vez, não é uma tarefa trivial, pois a maioria dos modelos espectrais são válidos para as componentes horizontais e vertical do vento e aplicar esses modelos à velocidade radial pode provocar contaminação da variância. Para superar essas dificuldades, Bodini et al. (2018) mostraram que o comprimento da amostra (N) pode ser determinado através da extensão do subintervalo inercial como o máximo na curva representada pela regressão local do espectro da V_r . Este método torna desnecessário conhecer a forma funcional precisa do espectro da velocidade. Bodini et al. (2018) adotaram a técnica de regressão local LOESS.

3.6.1 Regressão local LOESS

A regressão local LOESS (CLEVELAND, 1979) é um método não paramétrico que estima curvas e superfícies através da suavização. As ideias básicas do método podem ser observadas ao considerar-se o mais simples modelo de regressão (a regressão linear, por exemplo).

Na regressão linear, a variável dependente y_i é relacionada à variável independente x_i , por (equação 36):

$$y_i = g(x_i) + \delta_i \quad (36)$$

onde δ_i denota o termo de erro independente e identicamente distribuído, com distribuição normal, média zero e variância constante.

Ao contrário dos métodos paramétricos que estimam a função globalmente, a regressão local estima a função g , na vizinhança de cada ponto de interesse $x = x_o$.

A regressão local LOESS implementada através da rotina LOWESS no pacote statmodels da linguagem Python foi aplicada ao espectro do vento radial (V_r) obtido com o lidar Doppler para estimar o comprimento da amostra (N), da mesma forma que fizeram Bodini et al. (2018) e desta

forma, calcular ϵ .

3.6.2 Espectro do vento radial (S_{V_r})

O espectro do vento radial (S_{V_r}) foi obtido com a técnica da Transformada Rápida de Fourier (sigla em inglês: FFT), usando para isso, o algoritmo da linguagem Python. Antes de aplicar o algoritmo de FFT, foi removida a tendência linear e depois foram suavizados os extremos (STULL, 1988). Para o cálculo do espectro foram usados dados de 1 Hz produzidos pelo lidar Windcube v2.

3.7 Fluxo turbulento de momentum (F_v)

Para estimar o fluxo turbulento de momentum (F_v) também foram usados os dados com frequência de 1 Hz das componentes de vento do Windcube v2 para intervalos de 15 min, de acordo com a equação 37. Recentemente Wulfmeyer et al. (2018) estimaram F_v com dados de um lidar Doppler.

$$F_V = \overline{w'u'} + \overline{w'v'} \quad (37)$$

3.8 Velocidade limiar (V_l)

O conceito de Velocidade limiar (V_l) foi introduzido por Sun et al. (2012) que mostraram que turbulência é gerada quando a velocidade do vento ultrapassa um determinado valor, a V_l . É um critério útil para diagnosticar forte turbulência acima da superfície e indiretamente, a presença de JBNs, visto que na presença de JBNs, o máximo de turbulência ocorre afastado da superfície (Figura 3). Sun et al. (2012) usaram anemômetros sônicos para estimar a V_l no Kansas (EUA). Posteriormente, Bonin et al. (2015) mostraram que a V_l pode ser estimada com dados de lidar Doppler.

Para eliminar a turbulência convectiva, somente dados entre 17 h (hora local) e 6 h do dia seguinte foram considerados na determinação da V_l . Média de 10 min da velocidade do vento horizontal (V) e o desvio padrão do vento vertical (σ_w) foram usados, mas dados com disponibilidade inferior a 80% no intervalo de 10 min foram descartados. Sun et al. (2012) e Bonin et al. (2015) usaram o seguinte procedimento para determinar a V_l .

1. Os valores de σ_w foram separados em categorias da intensidade de V a cada 1 m/s para cada altura;
2. Em seguida, foi calculada a mediana de σ_w ;
3. Os valores de V_l são identificados graficamente como a velocidade na qual a inclinação $\frac{d\sigma_w}{dV}$ aumenta significativamente.

3.9 Dados meteorológicos de superfície

Dados de temperatura, umidade relativa, precipitação e radiação solar incidente foram usados nas análises. Todas essas variáveis foram coletadas no Centro Tecnológico da Marinha em São Paulo (CTMSP), também conhecido como Aramar ($23^{\circ}21'S$; $47^{\circ}41'O$), localizado no município de Iperó (SP). As informações sobre os sensores e as respectivas variáveis são apresentadas na Tabela 4.

Tabela 4: Dados meteorológicos do CTMSP

sensor (marca)	variável	saída
sonda HC2S3-L (Campbell)	temperatura 2 m umidade relativa 2 m	média de 1 minuto
piranômetro LI200X (Campbell)	radiação solar 2 m	média de 1 minuto
pluviômetro (DualBase)	precipitação	acumulada em 5 minutos

Fonte: autora da tese

A última coluna da Tabela 4 indica as informações que foram extraídas para compor as análises. Além dos dados meteorológicos do CTMSP, também foram usados dados da torre meteorológica do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), cujo objetivo é comparar os dados do lidar Windcube v2 com anemômetros convencionais. O IPEN está localizado na Cidade Universitária, município de São Paulo. A campanha observacional no IPEN foi realizada no período entre 1 e 26 de outubro de 2018. Apesar da torre do IPEN ser instrumentada em 3 níveis, apenas o nível de 30 m coincidiu com o primeiro nível do lidar (40 m) que nesta campanha observacional foi instalado em uma quota mais baixa que a quota da torre meteorológica. Os dados originais da torre meteorológica do IPEN são médias de 15 min e para esta comparação, os dados foram reduzidos para médias horárias.

3.10 O modelo HYSPLIT

Para as simulações de transporte e dispersão atmosférica foi usado o modelo HYSPLIT versão 4 (STEIN et al., 2015). O HYSPLIT (sigla para Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model) do Air Resources Laboratory da NOAA usa a aproximação lagrangiana para estimativas próximas à fonte, mas pode adotar a aproximação euleriana para longas distâncias e é usado pela NOAA tanto para fins de pesquisa, como para situações de emergência. Os módulos do HYSPLIT permitem fazer estimativas futuras (*forward*), retrotrajetórias (*backward*) e estimativas de deposição. O modelo também tem sido aplicado para estimar concentrações de radionuclídeos e outros materiais perigosos, transporte de poeira, cinza vulcânica, fumaça de incêndios florestais, alérgenos e outros poluentes de fontes móveis e fixas. O HYSPLIT foi um dos modelos usados para avaliar os impactos decorrentes do acidente de Fukushima (DRAXLER et al., 2015).

3.11 GDAS

O HYSPLIT foi inicializado com o Global Data Assimilation System (GDAS) com resolução horizontal de $0,5^\circ$ da NOAA (KANAMITSU, 1989; KANAMITSU et al., 1991). O GDAS é um sistema de assimilação de dados que consiste de análises para 0, 6, 12 e 18 UTC e previsão a cada 3 horas entre 2 análises consecutivas. A física da camada limite é dividida em camada limite superficial e CLP. Na camada limite superficial, é usada a fórmula aerodinâmica da camada (os fluxos de calor sensível, umidade e momentum são proporcionais aos valores na superfície e na camada adjacente). Na CLP, o transporte turbulento é formulado pelo uso de processos de difusão vertical dependentes do número de Richardson. Em 2015, foi implementada uma parametrização de CLP híbrida de fluxo de massa com difusividade turbulenta (HAN et al., 2016).

3.12 Local do Estudo

Iperó ($23^\circ 21'S$; $47^\circ 41'O$) é um município do estado de São Paulo, pertencente à Região Metropolitana de Sorocaba. Sua localização e municípios fronteiriços são indicados na figura 9. Como já destacado em outros trabalhos (IPEROPROJECT, 2010), as características físicas da região são de relevante importância para a dispersão atmosférica. O município está na bacia hidrográfica do rio Sorocaba e Médio Tietê (Figura 10) cuja orientação é sudeste-noroeste. A uma altitude média de 600 m acima do nível do mar, o relevo ondulado de Iperó e região é classificado como relevo complexo.

Apesar de estar inserido na Região Metropolitana de Sorocaba, densamente ocupada, como mostra a mancha urbana na figura 10, Iperó encontra-se em uma região de transição entre a zona

urbana (Sorocaba), a zona rural e uma Unidade de Conservação (UC), a Floresta Nacional de Ipanema (FLONA Ipanema). A FLONA Ipanema (FLONA . . . , 1992) é uma UC de uso sustentável, cujo o objetivo é o uso múltiplo sustentável dos recursos florestais para pesquisa científica, com ênfase em métodos de exploração sustentável de florestas naturais. A FLONA Ipanema é constituída por um grande maciço de floresta estacional semidecidual de Mata Atlântica, com 5.069 hectares, dois quais, aproximadamente 2 mil hectares são área de preservação permanente. Na figura 11 são indicados os limites da FLONA, dos municípios e da zona de amortecimento. Como se observa, a FLONA ocupa uma grande extensão do município de Iperó.

Além das diferentes superfícies que compõem a região, outro fator de grande importância para a dispersão atmosférica é o relevo. Destacam-se: o declive para noroeste associado ao vale do rio Sorocaba e o morro de Araçoiaba, dentro da FLONA Ipanema. A variação da altitude é vista na figura 12, na qual destaca-se a elevação do Morro de Araçoiaba, com altitude superior a 960 m. A altitude do rio Sorocaba, que corta Iperó de sudeste para noroeste gira em torno de 550 m. A posição aproximada do lidar Doppler é indicada pela letra L.

Figura 9: Mapa da localização de Iperó (polígono verde) e seus municípios fronteiriços

Fonte: adaptado de IBGE

Figura 10: Bacia hidrográfica do rio Sorocaba - Médio Tietê

Fonte: Portal do Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (SigRH)

Figura 11: Limites da FLONA Ipanema, zona de amortecimento e municípios

Fonte: extraído do site icmbio.gov.br/flonaipanema/

Figura 12: Topografia de Iperó

Fonte: extraído do site topographic-map.com

4 RESULTADOS e DISCUSSÃO

4.1 Recuperação dos dados

As figuras 13 e 14 apresentam o percentual de recuperação diária dos dados da campanha experimental em Iperó. Durante a campanha experimental, o lidar operou quase continuamente, a não ser por curtas interrupções propositalmente para a realização de ajustes no equipamento.

Estas interrupções aconteceram no período entre 6 e 8 de novembro de 2017 (3 dias), 9 e 16 de março de 2018 (8 dias), 29 de março e 5 de abril de 2018 (8 dias) e 12 e 17 de julho de 2018 (6 dias). totalizando portanto, 25 dias de não-operação no período de 12 meses. Foram descartados dados cuja disponibilidade no intervalo de 10 min foi inferior a 80%, conforme item 3.2. De forma geral, a recuperação foi alta e esteve entre 80 e 100% em todos os meses. O índice de recuperação é menor nos níveis mais altos, acima de 160 m e principalmente nos meses chuvosos (Figura 15). A redução dos dados acima de 160 m tem início em outubro, de forma esporádica, mas passa a ser mais persistente até março. Dias caracterizados por chuva persistente, como por exemplo, o dia 20 de dezembro (Figura 13e), tiveram maior redução de dados em toda a coluna. Eventos como esse foram observados também fora da estação chuvosa, como é o caso dos dias 6 e 28 de agosto, 25 e 26 de setembro, 7 e 27 de abril, 9 de maio e 21 e 25 de junho.

A recuperação é mostrada de forma resumida na figura 16 pelas médias mensais. A campanha experimental de 12 meses resultou em aproximadamente 8.000 horas de dados.

4.2 Comparação lidar X anemômetro

Após a campanha observacional em Iperó, houve uma segunda campanha experimental. Essa segunda campanha foi realizada nas dependências do IPEN, situado na Cidade Universitária Armando Salles de Oliveira (USP), cidade de São Paulo. O lidar foi instalado no telhado do Centro de Lasers e Aplicações (CLA) a uma altitude de 760 m acima do nível do mar. A torre meteorológica, também nas dependências do IPEN, está a uma cota mais alta, a 778 m acima do nível do mar e faz medições do vento nas alturas de 3, 10 e 30 m. A velocidade do vento é medida pelo anemômetro tipo concha, modelo A100L2 Low Power e a direção é medida pelo *windvane*, modelo W200P/L, ambos da marca Vector Instruments (Figura 17). As manutenções preventivas e calibrações são realizadas conforme recomendação do fabricante. Considerando-se as diferenças de altitude entre os dois equipamentos (lidar e torre meteorológica), apenas um nível pode ser comparado: o nível de 30 m da torre meteorológica (correspondente à altitude de 808 m) com o nível de 40 m do lidar (correspondente à altitude de 800 m).

As figuras 18 e 19, indicam respectivamente, a posição da USP em relação ao município de São

Figura 13: Percentual da recuperação diária dos dados do lidar Doppler Windcube v2 durante a campanha em Iperó (período: agosto/2017 a janeiro/2018). Nos gráficos mensais, o eixo horizontal indica o dia do respectivo mês, o eixo vertical representa a altura entre 40 e 290 m e a barra lateral indica o percentual de recuperação entre 0 e 100%

Fonte: autora da tese

Paulo e a vista aérea do IPEN, com indicações da posição do CLA e da torre meteorológica. A USP está inserida em uma região densamente urbanizada, como indica a mancha urbana (Figura 18) que abrange a quase totalidade do município e parte dos municípios adjacentes. O Instituto

Figura 14: Percentual da recuperação diária dos dados do lidar Doppler Windcube v2 durante a campanha em Iperó (período: fevereiro/2018 a julho/2018). Nos gráficos mensais, o eixo horizontal indica o dia do respectivo mês, o eixo vertical representa a altura entre 40 e 290 m e a barra lateral indica o percentual de recuperação entre 0 e 100%

Fonte: autora da tese

Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) estima que em 2019 a população ultrapassou a marca de 12 milhões de habitantes, o que corresponde à densidade populacional de aproximadamente 7.400 habitantes/km². A densa urbanização implica em alta taxa de impermeabilização da superfície com

Figura 15: Precipitação média mensal da região de Iperó (período 1961 a 1990)

Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)

Figura 16: Percentual da recuperação mensal dos dados do lidar Doppler Windcube v2 durante a campanha em Iperó

Fonte: autora da tese

diferentes padrões construtivos que variam entre residências muito simples a altos edifícios. Na vista aérea do IPEN (Figura 19) observa-se a distribuição dos edifícios por entre a vegetação, composta por diversas espécies de plantas, dentre as quais estão árvores de grande porte, como pinheiros, por exemplo. A ocupação da Região Metropolitana de São Paulo e da Cidade Universitária adicionam complexidade ao escoamento do vento.

Figura 17: Imagem ilustrativa dos instrumentos da torre meteorológica do IPEN

(a) anemômetro A100L2 Low Power

(b) Windvane W200P/L

Fonte: site Vector Instruments (<https://www.windspeed.co.uk/ws/index.php>)

A comparação foi feita para o período entre 1 e 26 de outubro de 2018, utilizando-se as médias horárias. As médias horárias das componentes u e v são mostradas na figura 20, na qual também é indicada a correlação entre os dois equipamentos, bem como a equação da regressão linear. A média da velocidade estimada pelo lidar para todo o período é 3,37 m/s é um pouco superior à média da torre meteorológica, cujo valor é 2,83 m/s. As diferenças são admissíveis, visto que existem diferenças cruciais nos princípios físicos de cada um dos equipamentos. Lidars estimam a média espacial do vetor em um volume, enquanto anemômetros tipo concha medem a velocidade escalar do vento e anemômetros sônicos medem o vetor vento em um ponto. Variação da velocidade do vento com a altura também produz diferença entre as medições de anemômetros e lidars (ANDREW, 2015). Apesar das diferenças dos princípios de cada equipamento e da rugosidade do terreno (Figuras 18 e 19) em que estavam posicionados, o lidar apresentou alta correlação com as

Figura 18: Localização da USP, contorno do município de São Paulo e mancha urbana

Fonte: Google Maps (imagem de 2020)

observações do anemômetro. Segundo Andrew (2015) que avaliou os efeitos dos fluxos complexos em lidars, lidars cuja varredura é cônica (como os DBS), são os mais indicados para substituir torres meteorológicas, pois seu padrão de varredura se repete regularmente.

Recentemente diversos trabalhos tem apresentado resultados obtidos com o lidar Windcube v2 (BONIN et al., 2016; BODINI; LUNDQUIST; NEWSOM, 2018; BODINI et al., 2018; NEWMAN; CLIFTON, 2017). Newman e Clifton (2017) obtiveram correlação de $\approx 0,99$ nas comparações do lidar Windcube v2 com anemômetros sônicos e de concha em seus experimentos em Oklahoma e sul das Grandes Planícies (EUA). Bodini, Lundquist e Newsom (2018) exploraram a capacidade de três diferentes lidars de vento (entre os quais estava o Windcube v2) para estimar a taxa de dissipação de turbulência e o Windcube v2 foi o que apresentou menor erro.

Figura 19: Vista aérea do IPEN

Fonte: Google Earth (imagem de 2020)

Figura 20: Comparação entre o lidar e a torre meteorológica do IPEN

Fonte: autora da tese

4.3 Características dos JBNs

As análises da campanha com o lidar Doppler confirmaram os resultados de Karam (2002), conforme mostra a frequência acumulada de JBNs em função da velocidade (Figura 21). Além do percentual dos perfis em função da velocidade, a figura também indica o número de perfis identificados, bem como o número de dias com JBNs (canto superior esquerdo) em cada mês. Vê-se que a quantidade de perfis aumenta entre o final do inverno (agosto) e a primavera (setembro), quando atinge o valor máximo (670 perfis e 28 dias com JBNs). A partir de outubro, tanto o número de perfis, como o número de dias com JBNs diminui. Janeiro, fevereiro e março foram os meses com menor detecção de JBNs: apenas 8, 8 e 9 dias, respectivamente. A partir de abril, verifica-se novamente a tendência de aumento de JBNs, sendo que julho alcança valores similares aos de agosto.

Nesta análise, algumas observações devem ser consideradas: (i) em março, o lidar ficou desligado por 1 semana; (ii) durante a estação chuvosa houve maior perda de dados nos níveis mais altos (Figura 16) devido à cobertura de nuvens; (iii) o alcance do lidar é relativamente pequeno (apenas 290 m) e a não detecção de um JBNs não significa a sua inexistência, mas que simplesmente os critérios não foram atendidos, porém, um JBN pode estar acima do alcance do lidar (vários eventos, por exemplo, apresentaram cisalhamento vertical, porém, não foi possível classificá-lo como JBN conforme o procedimento estabelecido na seção 3.3). Portanto, embora exista uma tendência clara de máximo de ocorrência de JBNs entre o final do agosto e início da primavera, todos os fatores citados acima podem ter algum impacto nesta tendência. Apesar disso, é certo, que nos meses do inverno, primavera e outono de 2017, os JBNs se formam bem mais próximo à superfície do que nos meses do verão de 2017/2018. Outra característica visível nas figuras, é que no verão tem-se maior

Figura 21: Frequência acumulada dos JBNs em função da velocidade

Fonte: autora da tese

número de JBNs mais fracos do que no inverno, mas que de forma geral, em quase sua totalidade, a velocidade dos JBNs é inferior a 11 m/s. Ruchith e Raj (2015) também verificaram sazonalidade dos JBNs em Pune (Índia), sendo a ocorrência muito menor na estação chuvosa. Sazonalidade também foi observada em Cabauw (BAAS et al., 2009) e em Braunschweig (LAMPERT et al., 2015), com maior frequência de JBNs na estação seca.

Setembro (Figura 22) apresentou uma distribuição quase que constante de JBNs (entre 15 e

20% dos perfis) com velocidade entre 5 e 10 m/s. O comportamento é similar em agosto. Já no auge do verão (dezembro, janeiro e fevereiro), o comportamento é bem diferente, com maior número de eventos fracos (entre 5 e 8 m/s) e tendência de queda com o aumento da velocidade. Julho também se destacou pelo elevado número de eventos fracos e tendência de diminuição com a intensidade do vento. Nesta figura também é visível que o número de JBNs com intensidade superior a 10 m/s é reduzida. Esses resultados são similares aos de Banta et al. (2002) que estudou os JBNs no Kansas (EUA). Ainda assim, é nos meses de setembro, outubro, novembro e julho que aparece a maior quantidade de JBNs com velocidade superior a 10 m/s.

Figura 22: Distribuição mensal dos JBNs em função da velocidade

Fonte: autora da tese

Conforme também já mostrado por Karam (2002), a direção predominando dos JBNs é SSE (Figura 23), embora eventos de ESE tenham considerável participação, especialmente em novembro, mês em que a distribuição é quase igual nos dois setores (ESE e SSE). Em janeiro e março, a contribuição de ESE é ligeiramente superior aos eventos de SSE. Nos meses de junho e julho, destaca-se também a contribuição de JBNs de componente norte.

A rosa dos ventos (Figuras 24 e 25) permite avaliar mais detalhadamente a variabilidade da direção dos JBNs. Nestas figuras são mostrados os percentuais de vento por setor de direção e por intensidade (indicada na legenda). O percentual de eventos cuja direção tem uma componente da direção norte é baixo e na maior parte do ano foi nulo, exceto nos meses de junho e julho. Em junho, o percentual é de aproximadamente 12% para JBNs de nordeste e norte-nordeste. Em julho, se somados os eventos de nordeste e leste-nordeste, o percentual supera 15%. Também destaca-se na figura 24 a maior contribuição de JBNs mais intensos ($V_{JBN} > 11$ m/s) em outubro e novembro.

Figura 23: Número de JBNs em relação à direção do vento

Fonte: autora da tese

A variação da direção foi explicada por Karam (2002) que constatou que a oscilação inercial é o principal mecanismo de formação dos JBNs em Iperó, mas que a maior mudança da direção do vento ocorre durante o período diurno e que durante a noite, o JBN apresenta direção mais constante. O motivo de ter sido observado mais JBNs de leste-nordeste, nordeste e norte-nordeste entre junho e julho precisa ser investigado, mas considerando-se a oscilação inercial como mecanismo e o giro do vento no sentido anti-horário (para o Hemisfério Sul), esse resultado sugere que o desacoplamento persiste, mesmo após o vento reiniciar o giro da oscilação inercial.

Verifica-se através da análise individual que existe alta variabilidade entre os eventos de JBNs, quanto à duração, altura e intensidade. Alguns eventos se formaram logo após o pôr do sol e persistiram até o nascer do sol do dia seguinte (longa duração), enquanto outros tiveram ciclos mais curtos, por vezes, enfraquecendo em algum momento e intensificando mais tarde. A figura 26 apresenta o percentual de perfis de JBNs detectados em cada intervalo de tempo. Verifica-se que há uma tendência de aumento de perfis do intervalo entre 20 e 24 UTC para o período entre 0 e 4 UTC. Neste intervalo foi detectado o máximo de perfis que diminuem a partir das 4 UTC, mas ainda com um valor significativo no intervalo entre 8 e 12 UTC. Maior detecção de JBNs entre 0 e 4 UTC indica que muitos eventos tem início após a 0 UTC.

A altura é outro aspecto bastante variável, tanto entre eventos, como ao longo do ciclo de vida dos JBNs. Os JBNs se formam na interface entre a CLE e a CR, portanto, formam-se próximo à

Figura 24: Rosa dos ventos - agosto/2017 a janeiro/2018

(a) agosto/2017

(b) setembro/2017

(c) outubro/2017

(d) novembro/2017

(e) dezembro/2017

(f) janeiro/2018

Fonte: autora da tese

Figura 25: Rosa dos ventos - fevereiro/2018 a julho/2018

Fonte: autora da tese

Figura 26: Percentual de eventos detectados por intervalo de tempo

Fonte: autora da tese

Figura 27: Altura média dos JBNs em função da hora

Fonte: autora da tese

superfície e se afastam, à medida que a CLE evolui, como indica a Figura 2. A altura média dos JBNs é apresentada na figura 27, com o desvio padrão (barras verticais). A altura média gira em torno de 140 a 160 m próximo ao pôr-do-sol e aumenta nas horas seguintes. Nos perfis detectados,

a altura média chegou a 180-200 m entre 9 e 10 UTC. As barras de desvios padrão indicam que existe grande variabilidade em torno da média. Como a tendência é a altura aumentar com o passar do tempo, obviamente, durante alguns eventos, o JBN saiu do alcance do lidar e não contribuiu para as estatísticas.

A altura também apresentou variação de um mês para o outro. A distribuição dos perfis em relação à altura é mostrada nas figuras 28 e 29. Observa-se, basicamente em todos os meses que o número de perfis é reduzido nos níveis mais baixos, aumenta com a altura e depois diminui novamente, porém, fevereiro, março, abril e maio se destacaram como exceção. Nestes meses, o número de perfis é praticamente constante entre as alturas de 100 e 230 m. Em agosto, o máximo é observado entre 120 e 140 m, mas a partir de setembro, a tendência é que o máximo se desloque para níveis mais altos. Na estação chuvosa (dezembro e janeiro), o número de perfis é bem reduzido e o máximo tende a ficar mais próximo à superfície, entre 120 e 140 m. Em junho e julho, o máximo ficou deslocado para os níveis mais altos (230 m).

A ocorrência de JBNs apresenta clara sazonalidade, como indicado pelas figuras 21, 28, 29 e 30. O número de dias com detecção de JBNs (Figura 30) é mínimo na estação chuvosa (Figura 15). Isto acontece porque a oscilação inercial é o principal mecanismo para a formação dos JBNs em Iperó (KARAM, 2002). Conforme a equação 11 e ilustrado pela figura 4, o vento supergeostrófico é proporcional à intensidade do vento ageostrófico no início do processo de ajuste, ou seja, quanto mais ageostrófico for o vento no início do processo de ajuste, mais intenso será o vento supergeostrófico. É a convecção gerada pela incidência de radiação solar que dispara o processo de redistribuição vertical do atrito gerado pela superfície para os níveis mais altos, tornando o vento ageostrófico durante o dia. A presença de nuvens na estação chuvosa reduz o vento ageostrófico, refletindo dessa forma na ocorrência de JBNs em Iperó. Sabe-se que a estação chuvosa do Sudeste do Brasil pode ser influenciada por fenômenos climáticos, como o El Niño-Oscilação Sul (CAVALCANTI, 2009). Resumidamente, o El Niño pode produzir chuva acima da média, enquanto a La Niña pode reduzir a chuva em relação à condição de neutralidade. Segundo boletim gerado pelo Climate Prediction Center (CPC) da NOAA, as condições oceânicas e atmosféricas definiram um evento de La Niña para o período entre dezembro/2017 e fevereiro/2018 (CDB... , 2017). Portanto, a contribuição desse fenômeno climático de escala global seria de reduzir a chuva, favorecendo então a maior incidência de radiação de solar e ventos ageostróficos mais intensos. A chuva ficou abaixo da média histórica durante a maior parte do período experimental, como mostra a figura 31. Em agosto, um mês tipicamente seco, apesar da chuva ter ficado acima da média, os eventos de chuva se reduziram a poucos dias e a média foi facilmente ultrapassada. Setembro, o mês de transição da estação seca para a chuvosa, teve anomalia negativa de chuva que chegou a 73% em relação à

média. Em novembro e dezembro, os acumulados superaram em 37% e 23% a média. O primeiro semestre de 2018 foi marcado por anomalias negativas de chuva, com destaque para fevereiro, cuja a anomalia corresponde a 76% da média. Julho teve chuva próximo à média. O déficit de chuva pode ter contribuído para maior ocorrência de eventos de JBNs.

Figura 28: Número de perfis de JBNs detectados em relação à altura - agosto/2017 a janeiro/2018

Fonte: autora da tese

Para os regimes de turbulência categorizados de acordo com a média de $\overline{\sigma_w}$ até a altura de 100

Figura 29: Número de perfis de JBNs detectados em relação à altura - fevereiro/2018 a julho/2018

Fonte: autora da tese

m (BONIN et al., 2015), obteve-se o perfil médio de σ_w normalizados pela V_{JBN} e pela H_{JBN} (Figura 32). Somente dados do horário não-convectivo (entre 20 UTC e 9 UTC do dia seguinte) foram considerados nesta análise, totalizando aproximadamente 22 mil perfis. O valor da legenda corresponde ao número de perfis identificados para cada categoria. Do total perfis analisados, 5% estão na categoria de fraca turbulência, 5,23% estão na categoria moderada e apenas 1,22% estão

Figura 30: Número de dias com JBNs

Fonte: autora da tese

Figura 31: Anomalia de precipitação em Iperó entre agosto/2017 e julho/2018

Fonte: INMET

na categoria de forte turbulência. Para a camada abaixo dos JBNs ($H/H_{JBN} = 1$), os resultados são similares aos de Bonin et al. (2015). Para o regime de fraca turbulência, o perfil de σ_w é quase constante com a altura, exceto por um pequeno aumento acima de $0,6H/H_{JBN}$. O valor de σ_w aumenta novamente acima de $H/H_{JBN} = 1$. Esta diferença em relação aos resultados de

Bonin et al. (2015) será discutido adiante. Para o regime de turbulência moderada é observado um perfil quase constante até $0,5H/H_{JBN}$ e diminuição da turbulência acima, com um mínimo em torno de $H/H_{JBN} = 1$. Para este tipo de perfil é esperado que a turbulência produzida abaixo no núcleo do JBN seja transportada para baixo e a turbulência produzida próximo à superfície seja transportada para cima (BONIN et al., 2015). O regime de turbulência forte mostra um máximo em torno de $0,5H/H_{JBN}$ e diminuição com a altura. O máximo do regime de forte turbulência é mais pronunciado do que o caso moderado e também indica transporte de turbulência do nível do JBN para baixo e da superfície para cima. O aumento da turbulência com a altura nos perfis de turbulência fraca e moderada indicam que existência de fontes de turbulência na CR.

Embora a quantidade de JBNs com forte turbulência seja bem menor, as análises mostraram que esses eventos acontecem com maior frequência em torno de 200 m. Os JBNs da categoria de turbulência moderada são aqueles que apresentam $V_{JBN} < 12$ m/s, mas com altura mais variável do que o caso anterior. Uma explicação para a dispersão da H_{JBN} é que no seu processo de dissipação, os JBNs enfraquecem e se afastam da superfície, como indicou a altura média (Figura 27).

Figura 32: Perfis verticais médios de σ_w normalizados pela V_{JBN} e pela H_{JBN}

Fonte: autora da tese

A velocidade limiar (V_l) foi determinada para todo o período do experimento e é mostrada na figura 33. A variação de V_l com a altura é indicada pelos asteriscos e a área preenchida (fundo

da figura) indica a mediana de σ_w , como uma medida da turbulência (BONIN et al., 2015). V_l aumenta com a altura em uma relação aproximadamente linear. Bonin et al. (2015) e Sun et al. (2012) obtiveram uma relação aproximadamente exponencial para suas estimativas de V_l no Kansas e Oklahoma, respectivamente. A figura mostra que σ_w é fraco do lado esquerdo de V_l , indicando fraca turbulência. Do lado direito, σ_w é forte. Embora, V_l seja fraca próximo à superfície, o vento precisa se intensificar com a altura para gerar turbulência mecânica. Quando V_l é atingida, toda a CLE se torna turbulenta. Essa condição é mais provável na presença de JBNs. Ao contrário, quando a velocidade é menor do que V_l , a geração de turbulência é baixa.

Figura 33: Velocidade limiar (asteriscos) e mediana de σ_w

Fonte: autora da tese

4.4 Estudo de Caso

O evento de 17 e 18 de setembro (Figura 34), é um caso bastante didático de JBN, pois esteve durante todo o seu ciclo de vida confinado na camada abaixo de 290 m (dentro do alcance do lidar), permitindo analisar suas características. Além disso, durante o evento, a recuperação dos dados foi de 100% no intervalo de CNR (Figura 35) indicado pelo fabricante (> -24 dB), conferindo confiabilidade às análises. As figuras 34, 35, 36 e 38 foram produzidas a partir da média de 10 min gerada pelo lidar Doppler.

Observa-se entre 15 e 18 Hora Local (HL) (Figura 34), uma camada homogênea e com ventos fracos (velocidade inferior a 4 m/s). A partir de 18 HL o vento intensifica-se e entre as 19 e 20 HL é identificada a formação do JBN (os pontos pretos indicam a altura) de acordo com os critérios

estabelecidos anteriormente. Os ventos rapidamente superam 8 m/s e entre 23 e 2 HL (dia 18), a velocidade atinge entre 10 e 12 m/s. Este período entre o início do ajuste e a máxima intensidade do JBN (5 horas) é inferior ao esperado para a contribuição apenas da oscilação inercial como mecanismo de formação, conforme discutido na seção anterior. A partir das 2 HL do dia 18, o JBN começa a enfraquecer, mas completa um ciclo de aproximadamente 12 horas. Um aspecto interessante ilustrado por esse evento é a variação da altura do JBN, se formando a 100 m de altura e atingindo 260 m (por volta de 22 HL). No momento de máxima intensidade, entre 0 e 2 HL, a altura permanece constante em 230 m e depois, com o enfraquecimento, observa-se grande variação da altura.

Figura 34: Perfil vertical do vento horizontal (ms^{-1}) de 17 e 18 de setembro de 2017. Ventos acima de 6 m/s são contornados. Pontos pretos ligados por linha representam a altura do JBN

Fonte: autora da tese

Figura 35: Perfil vertical do CNR (dB) de 17 e 18 de setembro de 2017. Pontos pretos ligados por linha representam a altura do JBN

Fonte: autora da tese

A formação do JBN também é marcada por brusca mudança da direção do vento (Figura 36). O vento, inicialmente de noroeste (15 HL), gira no sentido anti-horário e a mudança mais brusca é observada no momento em que é detectada a formação do JBN, com a direção passando rapidamente de oeste-sudoeste para sul-sudeste. A partir de então, a direção não varia muito, permanecendo em torno de SSE até a dissipação do JBN.

A oscilação inercial é facilmente visualizada através da hodógrafa (Figura 37). Para a construção da hodógrafa, foi feita a média das componentes zonal e meridional para o intervalo de 1 hora, de forma que cada ponto representa a média neste intervalo de tempo. Em virtude do fraco gradiente

Figura 36: Perfil vertical da direção do vento (graus) de 17 e 18 de setembro de 2017. Pontos pretos ligados por linha representam a altura do JBN

Fonte: autora da tese

de pressão horizontal (aproximadamente 4 hPa em 300 km), o vento geostrófico é muito fraco e não foi subtraído do vento total. O início (15 HL do dia 17) e o final (9 HL do dia 18) são indicados pelas setas. Nestas figuras cada linha corresponde a uma altura diferente, conforme a legenda. No intervalo de 18 horas, a direção do vento variou em aproximadamente 180° , passando de noroeste às 15 HL para sudeste às 9 HL. Diferentemente do que vem sendo observado em outros casos de JBNs (BANAKH; SMALIKHO, 2018; SMALIKHO; BANAKH, 2017), em que além do cisalhamento da velocidade, é observado também cisalhamento da direção do vento no eixo vertical, neste evento, a mudança da direção do vento é observada em todos os níveis e não se nota cisalhamento da direção na vertical. No início do intervalo ilustrado por essa figura (15 HL), a velocidade é praticamente constante com a altura. As diferenças surgem a partir da mudança da direção de oeste-sudeste para sul. O longo segmento de reta indica o quão brusca é essa mudança. No final do período (9 HL) observa-se que a velocidade em 40 m é praticamente a mesma do início. Os demais níveis apresentaram maior variação da velocidade e atingiram máximos em momentos diferentes, indicando a oscilação da altura do JBN.

Observa-se no perfil do vento vertical (Figura 38) transição de uma condição de ventos predominantemente ascendentes antes da formação do JBN, para ventos predominantemente descendentes na região do JBN, por vezes intensos, mas também com alguns intervalos de ventos muito fracos, como o período entre 3 e 6 HL (momento em que o JBN enfraqueceu - figura 34). Entre 8 e 9 HL, movimentos verticais ascendentes se destacam novamente.

A análise sinótica indicou que esse JBN se desenvolveu sob uma condição pré-frontal (Figura 39). O campo de pressão indica a presença de um sistema frontal entre os estados de São Paulo e do Paraná, associado a um sistema de baixa pressão a sul. Nesta mesma figura, o campo de vento em 500 hPa indica a presença de um cavado em níveis médios associado ao sistema frontal em superfície. Além dos gradientes de pressão e geopotencial (não mostrado), o dia que antecedeu a formação do JBN foi caracterizado por advecção quente devido ao fluxo de norte/noroeste típico

Figura 37: Hodógrafa do vento. Início as 15 Hora Local do dia 17 e final 9 Hora Local do dia 18, conforme indicado pelas setas. A altura correspondente é indicada pela legenda

Fonte: autora da tese

Figura 38: Perfil vertical do vento vertical (ms^{-1}) de 17 e 18 de setembro de 2017. A linha tracejada representa a altura do JBN e a linha vermelha corresponde ao vento vertical nulo

Fonte: autora da tese

de condições pré-frontais. A não ser pela pequena quantidade de nuvens no extremo sul de São Paulo (Figura 40), a CLC que se desenvolveu sob forte insolação que também contribuiu para o

rápido aquecimento da superfície.

Figura 39: Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 500 hPa (ms^{-1}) - 17/09/17 21 HL

Fonte: modelo BRAMS - CPTEC/INPE

A variação diurna da temperatura, umidade relativa (UR), radiação solar, velocidade e direção do vento em superfície é mostrada nas figuras 41, 42 e 43, respectivamente. A amplitude diária da temperatura e UR em superfície e da radiação incidente confirmam as condições de tempo ensolarado e favoráveis ao desenvolvimento da CLC no dia que antecedeu a formação do JBN. A intensidade do vento foi fraca durante todo o dia (inferior a 3 m/s), passando de sul-sudoeste ao amanhecer a nordeste-noroeste durante a tarde e voltando a sul no fim do dia.

Antes de calcular a taxa de dissipação da energia cinética turbulenta (ϵ), foi preciso determinar a escala de comprimento (L), conforme a equação 32. De acordo com O'Connor et al. (2010), $L = NVt$. Para o lidar Windcube v2, $t = 1s$ para os perfis da V_r . Sendo assim, é necessário determinar N , o número de amostras a ser usado nos cálculos. Vários trabalhos (BODINI; LUNDQUIST; NEWSOM, 2018; BODINI et al., 2018; BANAKH; SMALIKHO, 2018; SMALIKHO; BANAKH,

Figura 40: Imagem de satélite - 17/09/17 21 HL

Fonte: CPTEC/INPE

Figura 41: Temperatura e Umidade Relativa (UR) a 2 m da superfície - 17/09/17

Fonte: CTMSP

Figura 42: Radiação solar incidente a 2 m da superfície - 17/09/17

Fonte: CTMSP

Figura 43: Direção e velocidade do vento a 2 m da superfície - 17/09/17

Fonte: CTMSP

2017) mostraram a importância de determinar o tamanho adequado das amostras a ser usado para estimar ϵ através do método da equação 32, visto que L varia com a estabilidade da atmosfera e com a altura.

Na ausência de anemômetros sônicos e informações da estabilidade atmosférica, Bodini et al. (2018) indicaram aplicar uma técnica de regressão local ao espectro de V_r na porção que se ajusta à curva teórica $-5/3$ para determinar N , pois é um método mais simples do que modelar o espectro

de V_r . Como feito por Bodini et al. (2018), foi aplicada a regressão local LOESS ao espectro da V_r a diferentes alturas e horários desse evento de JBN. Assim como fizeram Bodini, Lundquist e Newsom (2018), para o espectro foi considerado o intervalo de 15 min. As figuras 44, 45, 46 apresentam as sequências do espectro de V_r (coluna da esquerda) e da respectiva regressão (coluna da direita), para diferentes alturas e horários a partir de 21 HL do dia 17 de setembro. A altura e o intervalo de tempo (que corresponde ao número de amostras (N) a ser adotado para a determinação de L) estimado pela regressão local são indicados na legenda das figuras.

Esta etapa do trabalho não está automatizada e as regressões foram feitas caso a caso. Os horários foram escolhidos propositalmente pelos seguintes motivos: (i) 21 HL (Figura 44) - por já ter decorrido algum tempo após a formação do JBN; (ii) 00 HL (Figura 45) - o JBN atinge máxima intensidade e (iii) 05:15 HL (Figura 46) - momento em que se observa enfraquecimento do JBN. Procurou-se dessa forma avaliar o impacto do comprimento da amostra na estimativa de ϵ . Assim como em Bodini et al. (2018), foi necessário desprezar frequências mais altas, que são mais afetadas pelo ruído instrumental. Para os espectros avaliados, esse limiar oscilou em torno de 0,08 a 0,1 Hz.

Na figura 44 são apresentados o espectro e respectiva regressão local do intervalo entre 21 e 21:15 UTC do dia 17. Em 40 m (nível mais próximo à superfície) a regressão local indicou que o comprimento ideal da amostra é de 165 s. O nível de 160 m (Figura 44 (c) e (d)) foi escolhido por ser a altura do JBN (altura em que a velocidade do perfil é máxima) e o comprimento ideal da amostra corresponde a 193 s. Em 290 m (o máximo alcance do lidar Windcube v2) o comprimento ideal da amostra também corresponde a 165 s, como na altura de 40 m.

A figura 45 apresenta os espectros do intervalo entre 00 e 00:15 HL do dia 18. Este intervalo coincide com o período em que o JBN apresentou máxima intensidade (Figura 34), com ventos entre 10 e 12 m/s. A altura de 230 m corresponde à altura do JBN. Para este intervalo, os comprimentos ideais das amostras correspondem a 192, 165 e 165 s para as alturas de 40, 230 e 290 m, respectivamente.

Durante a etapa para determinar o comprimento ideal da amostra para a estimativa de ϵ foi analisado ainda mais um intervalo de tempo, entre 05:15 e 05:30 HL, que corresponde ao período em que o JBN encontra-se bastante enfraquecido, mas em que ainda existe gradiente da velocidade horizontal no eixo vertical (Figura 34). Os espectros desse horário foram produzidos para as alturas de 40, 160 e 290 m (Figura 46). A altura de 160 m corresponde ao ponto médio entre a mínima e máxima altura de detecção do lidar Windcube v2. A regressão local resultou em amostras com comprimento ideal de 193 s nos três níveis.

Os comprimentos das amostras obtidos com a técnica de regressão local variam entre 165 e 193

Figura 44: Espectro de V_r (esquerda) e regressão local (direita) de 17/09/17 21 HL. A altura e tempo estimado pela regressão local são indicados na legenda de cada figura.

Fonte: autora da tese

s. Sabendo-se que a escala de comprimento (L) varia com a altura e com a estabilidade, acredita-se que a pequena variação apresentada para este evento deve-se a estreita camada da atmosfera analisada (290 m) e ao fato da turbulência associada ao JBN produzir mistura nesta camada. Para avaliar as consequências dos diferentes valores de L , a ϵ e a ECT foram calculadas para os dois valores: 165 e 193 s. Para o cálculo da ϵ foi usada a equação 32 e para a ECT foi usada a equação 24. No cálculo de L foi usada a velocidade média do intervalo de tempo correspondente (165 ou 193 s). As variâncias da equação 24 também foram calculadas para os mesmos intervalos.

Figura 45: Espectro de V_r (esquerda) e regressão local (direita) de 18/09/17 00 HL. A altura e tempo estimado pela regressão local são indicados na legenda de cada figura.

Fonte: autora da tese

Comparando-se as figuras 47 e 48, observa-se que apesar da equação 32 ser bastante sensível ao valor de L , os diferentes valores usados produziram resultados similares.

Conforme observado por Bodini, Lundquist e Newsom (2018) existe forte dependência de ϵ com a intensidade do vento. ϵ aumentou de 1-2 ordens de magnitude para um aumento de 1-15 m/s do vento, tanto para os dados do lidar como para os dados do anemômetro sônico (BODINI; LUNDQUIST; NEWSOM, 2018). O método da equação 32 produziu valores altos de ϵ em toda a camada de 40 a 290 m, principalmente até as 1 UTC, período em que o JBN é mais intenso

Figura 46: Espectro de V_r (esquerda) e regressão local (direita) de 18/09/17 05:15 HL. A altura e tempo estimado pela regressão local são indicados na legenda de cada figura.

Fonte: autora da tese

(Figura 34). O valor de ϵ diminui com o enfraquecimento do JBN.

Várias informações se destacam nas figuras 47 e 48: (i) a ordem de grandeza de ϵ ($\approx 10^{-1}$); (ii) ser observada ϵ em toda a camada, inclusive acima do nível do JBN; (iii) embora com menor extensão temporal, mas ECT ser observada também acima do nível do JBN e (iv) ECT e ϵ em diferentes alturas.

Como foi mostrado em outros trabalhos, (BODINI; LUNDQUIST; NEWSOM, 2018; BODINI et al., 2018; BANAKH; SMALIKHO, 2018; SMALIKHO; BANAKH, 2017), a variabilidade da

Figura 47: Taxa de dissipação da ECT (a) e ECT (b) estimadas para $N = 165$ de 19 HL do dia 17 até 6 HL do dia 18

Fonte: autora da tese

ϵ é alta. No trabalho de Bodini, Lundquist e Newsom (2018), a série temporal da ϵ estimada para o nível de 100 m variou 4 ordens de grandeza no mesmo dia, sendo que durante a noite foram observados valores típicos do período convectivo. A brusca variação da ϵ estava associada a formação de um JBN e seu valor diminuiu com o enfraquecimento do JBN. Assim como neste estudo de caso, Bodini, Lundquist e Newsom (2018) verificaram valores elevados da ϵ acima do JBN. Em um JBN na Índia, durante a monção de verão, Deb Burman et al. (2018) também verificaram turbulência acima do JBN. Banakh e Smalikho (2018) identificaram valores mais altos da ϵ nas imediações de um JBN. As análises de Bodini et al. (2018) também detectaram grandes variações diárias da ϵ e valores da ordem de grandeza $\approx 10^{-1}$ durante o período noturno em região

Figura 48: Taxa de dissipação da ECT (a) e ECT (b) estimadas para $N = 193$ de 19 HL do dia 17 até 6 HL do dia 18

Fonte: autora da tese

de terreno complexo. Em seu trabalho, Bodini et al. (2018) mostraram que existe variabilidade sazonal. Sazonalidade da ϵ foi observada em Jülich por Manninen et al. (2018), que atribuíram parte da turbulência na CLE ao JBN.

Na teoria a CR é considerada como uma região de condições remanescentes da CM e estacionárias, onde a turbulência decaiu. Este conceito é adotado em modelos nos quais a CR é afetada somente por radiação e processos de grande escala como advecção horizontal e subsidência (TJERNSTRÖM et al., 2009). Apesar dessa simplificação, Tjernström et al. (2009) afirma que existe turbulência ativa na CR e que o conceito de fluxo laminar precisa ser revisto.

Como indica a equação 25, no balanço da ECT, além dos termos de produção e dissipação,

existem também os termos de transporte, o que explica o fato da ECT e ϵ terem sido observadas em locais diferentes nas figuras 47 e 48. Em geral, os modelos numéricos assumem que a turbulência é gerada e dissipada localmente, mas essa hipótese é apropriada para fluxos homogêneos e estacionários e é válida para baixa resolução.

O mesmo procedimento de regressão local e estimativa da ϵ e da ECT foi feito para o período convectivo do dia 17. O objetivo é comparar qualitativamente e quantitativamente os resultados obtidos para a CLC e a CLE na presença de JBN. As figuras da ϵ e da ECT para o intervalo entre 9 e 18 HL são apresentadas no apêndice (Figuras 56 e 57). Como visto em outros trabalhos (BODINI; LUNDQUIST; NEWSOM, 2018; BODINI et al., 2018) o comprimento da amostra é maior em horários convectivos. A regressão local resultou em $N = 386$. Na figura 57(b) observa-se aumento da ECT a partir da 9 HL estendendo-se por toda a camada. A ECT atinge valores da ordem de $7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ entre 13 e 15 HL. Esta avaliação é limitada pelo alcance do lidar Windcube v2, porém, a distribuição vertical da ECT apresenta um perfil típico do modelo conceitual da CLC em que a turbulência aumenta com a altura a partir da superfície e atinge um valor máximo a aproximadamente 0,3 a altura da CLP (STULL, 1988). Vê-se na figura 57(b) que o máximo está afastado da superfície e os valores são 2 a 3 vezes maiores do que no período noturno (Figuras 47 e 48). Ainda com relação a figura 57(b), verifica-se o decaimento da turbulência à partir das 16 UTC. Assim como a ECT, a ϵ apresenta tendência de aumentar com a altura (Figura 57(a)), mas é uma ordem de grandeza inferior ao caso noturno (Figuras 47 e 48) na camada até 290 m. Possivelmente, ϵ apresenta valores maiores acima dessa altura durante o dia.

As figuras 47(d) e 48(d) mostram que por volta de 23 HL existe uma região de continuidade no campo da ECT que interliga as camadas acima e abaixo do JBN. Banta et al. (2002) e Deb Burman et al. (2018) também identificaram ECT acima do JBN. Para Banta et al. (2002) a causa pode ser ondas fortes e ativas. Esse pode ser um canal de troca de propriedades entre as duas camadas. Para verificar essa hipótese foi estimado o fluxo vertical de momentum conforme a equação (37), reproduzido na figura 49. A estimativa do fluxo turbulento de momentum com dados de lidar Doppler foi proposto recentemente por Wulfmeyer et al. (2018). Na figura 49, a linha contínua preta indica a altura do JBN. De forma geral, o fluxo é negativo abaixo do JBN, indicando movimento descendente e positivo acima. A área branca entre os valores positivos e negativos indicam uma região de fluxo quase nulo e aproximadamente coincidente com a altura do JBN. Observa-se por volta de 23 HL que o fluxo positivo é mais intenso e atravessa a linha da altura do JBN que separa a CLE da CR. Trocas turbulentas entre essas duas camadas foram simuladas por Cuxart (2008) com um modelo LES. Sullivan et al. (2017) detectaram entranhamento da CR para a CLE e transporte de O_3 pelos JBNs. Jia et al. (2016) observou transporte da CLE para a

CR.

Figura 49: Fluxo vertical de momentum (m^2s^{-2}) de 18 de setembro de 2017

Fonte: autora da tese

4.4.1 Simulações de trajetória e dispersão

Simulações *foward* de trajetória e dispersão foram feitas com o modelo HYSPLIT para o dia 17 de setembro. O HYSPLIT foi inicializado com dados do GDAS que reproduziu alguns aspectos do JBN, como indicam as figuras 50 e 51. Nestas 2 figuras, o eixo vertical está expresso em unidades de pressão. Tomando-se a equação hidrostática, para a altitude local de aproximadamente 580 m, a pressão ao nível médio do mar igual a 1013 hPa, a aceleração da gravidade igual a 10 m/s e densidade do ar constante igual a 1 kg/m^3 , obtém-se que a pressão a 290 m da superfície (alcance do lidar) gira em torno de 920 hPa. Embora o núcleo do JBN reproduzido pelo GDAS esteja um pouco acima desse nível, comparado-se as figuras 50 e 34, verifica-se que aspectos como horário de formação e dissipação coincidem e a intensidade foi ligeiramente superestimada. As mudanças da direção do vento também foram reproduzidas pelo GDAS (Figura 51).

Figura 50: Perfil vertical do vento horizontal (ms^{-1}) de 17 e 18 de setembro de 2017 (GDAS)

Fonte: autora da tese

A próxima etapa consistiu em realizar simulações de trajetória e dispersão de um acidente postulado. Para isso foram adotadas as características de projeto do RMB, cuja principal informação

Figura 51: Perfil vertical da direção do vento (graus) de 17 e 18 de setembro de 2017 (GDAS)

Fonte: autora da tese

necessária para o HYSPLIT, é a altura da chaminé que é 42 m. Segundo o inventário de termo fonte estimado por Alves (2013), o argônio-41 (^{41}Ar) é o elemento mais abundante neste reator, porém, tem meia-vida de 109 min e decai para potássio-41 (^{41}K). Por esse motivo, foi adotado o segundo elemento mais abundante, o xenônio-133 (^{133}Xe) que decai para cério-133 (^{133}Ce), por emissão de partícula beta (β) seguida por radiação gama (γ) e tem meia-vida de 5,3 dias. O HYSPLIT permite adotar uma unidade de massa arbitrária para a taxa de liberação (um/h) de forma que a concentração resultante é a concentração relativa (um/m^3). Nestas simulações foram consideradas taxas de emissão de $1\text{um}/h$ e duração de 1 hora.

A análise das trajetórias mostrou que fatores como horário e altura da liberação influenciam os resultados e mesmo que a emissão aconteça antes da formação do JBN, a sua formação posteriormente pode alterar a trajetória da pluma. A figura 52 mostra uma sequência de simulações para diferentes horários do dia 17 de setembro. As linhas vermelha, azul e verde correspondem a liberações dos níveis de 10 m, 42 m e 100 m, respectivamente e a posição da fonte (RMB) é indicada pela estrela. Embora, de acordo com o projeto, a chaminé do RMB tem 42 m de altura, em um eventual acidente, pode haver liberação do nível do solo através de fissuras no prédio (representado pela altura de 10 m). Como exercício, foram feitas simulações para o nível de 100 m, também. As simulações entre 21 e 6 HL (figuras não mostradas) apresentam o comportamento esperado de acordo com o giro anti-horário devido à oscilação inercial, ou seja, para a liberação de 21 HL, a pluma adquiriu a direção do vento predominante (de sudeste neste momento). Porém, para as simulações de liberação as 0 e as 3 HL, a orientação da pluma mudou gradativamente. A simulação cuja liberação acontece às 9 HL (Figura 52(a)) mostra que inicialmente, nos 3 níveis, as plumas apresentam a mesma orientação e avançam para sul. A pluma liberada de 100 m atinge o raio de 100 m da fonte depois de 9 horas e continua sua trajetória para sul-sudeste. As plumas liberadas de 10 e 42 m, por outro lado, apresentam comportamento completamente oposto e retornam para a sua região de origem. Essa reversão da direção do vento acontece por volta das 18 HL a aproximadamente 50 km da costa, distância suficiente para ter sido influenciada pela brisa marítima

e/ou a circulação catabática da Serra do Mar.

Figura 52: Trajetórias iniciadas em diferentes horários do dia 17/09/17. As cores vermelho, azul e verde correspondem às alturas de 10 m, 42 m e 100 m, respectivamente. O espaço entre as marcas nas trajetórias (círculo, triângulo e quadrado) indicam o intervalo de 3 horas

Fonte: autora da tese

Este resultado concorda com o modelo conceitual das células de circulação convectivas (uma a oeste e a outra a leste da Serra do Mar) proposto por Karam (2002), no qual, após o desacoplamento com a superfície, parte das emissões originadas a leste da Serra do Mar podem ser transportadas para a região de Iperó devido aos mecanismos que contribuem para a formação do JBN. Nesta simulação, esses mecanismos transportaram as emissões de volta para a região de origem. A influência das plumas de 10 e 42 m no raio de 100 km da fonte dura aproximadamente 15 horas,

produzindo impactos na concentração, como será visto adiante. Em uma liberação que ocorre às 12 HL (Figura 52(b)), inicialmente, as 3 plumas avançam para sul-sudeste, mas apenas 3 horas depois a 50 km da fonte, essa orientação é revertida no sentido oposto e volta para a origem. Para a liberação das 15 HL (Figura 52(c)), o comportamento é similar às 12 HL, exceto mais próximo à fonte. Quando a liberação acontece às 18 HL (aproximadamente o mesmo horário de formação do JBN), as liberações dos 3 níveis apresentam inicialmente a mesma trajetória, divergindo a aproximadamente 150 km da fonte. As trajetórias obtidas para as simulações das 9, 12 e 15 HL divergem das simulações que seriam produzidas por um modelo gaussiano (trajetória retilínea) e que não é adequado para situações como esta.

Como esperado, em virtude das variações de trajetórias produzidas pela oscilação inercial, as concentrações resultantes são bastante variáveis, não tanto em termos quantitativos, mas na área atingida pelo poluente. A figura 53 mostra uma sequência de simulações na qual a única diferença é o horário da liberação, indicado abaixo de cada simulação. As liberações que acontecem durante o dia (Figuras 53(a) e (b)), mas posteriormente sofrem influência dos mecanismos do JBNs, apresentam maior espalhamento horizontal se comparadas com uma liberação que acontece após a formação do JBN (Figura 53d). A informação da concentração é de fundamental importância para o cálculo de dose e atuação de equipes de emergência caso haja um acidente e seja necessário intervenção.

Para avaliar uma situação mais conservadora, foram feitas simulações em que a emissão ocorre da altura de 10 m e os resultados (figuras não mostradas) foram similares ao caso anterior. Aumento da resolução horizontal e vertical dos dados de inicialização do HYSPLIT podem produzir resultados mais refinados.

Se a emissão acidental é prolongada, a dispersão resultante apresenta um espalhamento horizontal bem mais amplo do que nos cenários anteriores, como mostra a figura 54(a). Nesta simulação foi considerada a emissão de 1 unidade arbitrária/h de Xe^{133} durante 24 horas, a partir das 21 HL de 17/09/17. O giro do vento no sentido anti-horário (oscilação inercial) faz com que uma grande área a oeste da fonte seja atingida pela pluma de poluente. A dispersão resultante é muito diferente quando forçantes sinóticas inibem o mecanismo de oscilação inercial. A simulação de 29/09/17 (Figura 54(b)), em que ventos intensos e persistentes de sudeste resultantes da passagem de uma frente fria combinados com um cavado de níveis médios inibiram o desenvolvimento da CLC e da oscilação inercial, indica um padrão completamente diferente para a área atingida pela pluma emitida. Embora os ventos mais intensos tenham favorecido o rápido transporte para longe da fonte, a nebulosidade associada ao cavado de níveis médios bloqueou a incidência de radiação solar na superfície (Figura 55(a)) e dificultou o desenvolvimento da CLC, mantendo dessa forma,

Figura 53: Concentração relativa de Xe^{133} ($/m^3$) média nos 100 primeiros m após 24 horas de simulação - emissão da altura de 42 m

Fonte: autora da tese

a concentração com a mesma ordem de grandeza da simulação de 17/09/17, porém, em áreas diferentes.

Figura 54: Concentração relativa de Xe^{133} ($/m^3$) média nos 100 primeiros m após 24 horas de emissão da altura de 42 m

(a) 17/09/17

(b) 29/09/17

Fonte: autora da tese

A partir destes resultados, é possível estimar a dose, sendo necessário informações relativas à quantidade de material liberado pelo reator, visto que as concentrações foram simuladas para

Figura 55: Radiação solar incidente

Fonte: autora da tese

unidades arbitrárias.

5 CONCLUSÕES

A metodologia lidar Doppler mostrou-se uma ferramenta bastante útil para o trabalho proposto. A campanha experimental de 1 ano gerou um extenso conjunto de dados com alta resolução espacial dos primeiros metros da CLP. Sua autonomia, alta recuperação de dados (prejudicada apenas na estação chuvosa, quando a recuperação diminui), alcance vertical (pouco viável com torres meteorológicas) e operação contínua (apesar de não ter a mesma frequência que os anemômetros sônicos) que permite realizar maior número de amostragens do que com radiossondas, de certa forma compensam as deficiências em relação aos anemômetros sônicos. Tem sido mostrado que a turbulência estimada por lidar Doppler é suficiente para avaliar o desempenho dos modelos numéricos para fins de previsão do tempo e/ou dispersão atmosférica. Trabalhos recentes indicam que é crescente a tendência do uso sinérgico de instrumentos de sensoriamento remoto para estudar as características da CLP.

Os resultados coincidem como os de Karam (2002), que detectou alta frequência de JBNs em Iperó. Além disso, os JBNs se formam bastante próximo à superfície, produzindo uma CLE rasa. A máxima frequência no inverno/início da primavera e mínima no verão está associada ao clima seco nos meses de junho, julho e agosto, uma vez, que a oscilação inercial, seu principal mecanismo de formação é mais eficiente quanto mais intensa for a componente ageostrófica durante o dia, ou seja, a CLC bem desenvolvida. Por outro lado, a atividade convectiva típica dos meses de verão (cobertura de nuvens e redução da incidência da radiação solar na superfície) pode ser um mecanismo de inibição dos JBNs, pois reduz a componente ageostrófica. Mínimo na estação chuvosa e máximo na estação seca também foram detectados na Holanda, Alemanha e Índia, em locais em que a oscilação inercial é o mecanismo de formação. Anomalias negativas de chuva durante a maior parte da campanha experimental, e consequentemente, maior incidência de radiação solar e mais dias com CLC bem desenvolvida podem ter contribuído para maior número de eventos de JBNs. Existem diversos trabalhos de JBNs publicados, no entanto, esses trabalhos são resultantes de campanhas observacionais curtas, em geral, inferior ao período de 6 meses. Por isso, até o momento não se tem conhecimento de trabalhos que relacionem o impacto de anomalias e fenômenos climáticos, como o El Niño-Oscilação Sul, com a ocorrência de JBNs da CLP. Uma sazonalidade também foi verificada na intensidade dos JBNs: eventos mais intensos em julho e novembro e mais fracos no verão da campanha observacional que foi iniciada em agosto de 2017 e se estendeu por 1 ano. Em sua maioria, os JBNs se situam entre 120 e 230 m, mas em agosto, a incidência foi maior entre 120 e 140 m (bem mais próximo à superfície). A direção predominante é sul-sudeste e leste-sudeste, porém, em alguns meses (junho, julho, agosto e setembro) observou-se considerável número de

JBNs de norte-nordeste e leste-nordeste. Esses eventos precisam ser estudados detalhadamente. Os JBNs apresentaram alta variabilidade da altura, intensidade e duração, o que se reflete na dificuldade em simular esse fenômeno.

Embora alguns trabalhos tenham associado a formação de JBNs à presença de sistemas de alta pressão em superfície, o JBNs do estudo de caso formou-se em uma condição pré-frontal, no qual se observou gradientes de temperatura e pressão. Portanto, a presença de sistema de alta pressão em superfície não é condição essencial para a formação de JBNs em Iperó. Por outro lado, dias ensolarados que favorecem o desenvolvimento da CLC são de grande importância para a formação de JBNs cujo mecanismo de formação é a oscilação inercial. Já forçantes sinóticas como frentes frias ou de mesoescala típicas do verão, são desfavoráveis.

O estudo de caso mostrou a evolução temporal de um evento de JBN: forma-se próximo à superfície, ganha altura nas horas seguintes, mas na fase de enfraquecimento, a altura apresenta um comportamento variável. Com relação à direção, o vento muda bruscamente pouco tempo antes da formação do JBN e permanece quase constante durante o seu ciclo de vida. Não se verificou cisalhamento direcional significativo, como em outros trabalhos.

As simulações realizadas com o HYSPLIT mostraram que a existência ou não de JBN produz impactos significativos na dispersão atmosférica. Um dos resultados mais surpreendentes, foi para as emissões que aconteceram antes da formação do JBN, mas que posteriormente foram capturadas pelo JBN (ou pelos seus mecanismos de formação) e levadas de volta para a sua região de origem. Este resultado é de extrema importância para os gestores em situações de emergência e mostra que modelos gaussianos não podem ser usados nesta situação. Embora trata-se de uma solução bastante simples, é uma contribuição inicial para as instalações do RMB.

Sugere-se para trabalhos futuros que simulações mais detalhadas sejam realizadas. Trabalhos anteriores já indicaram a necessidade de simulações com alta resolução para reproduzir o JBN. Sugere-se também para trabalhos futuros testar e comparar os resultados das simulações do HYSPLIT com simulações do FLEXPART, desenvolvido pelo setor químico-biológico-nuclear das forças armadas da Áustria, que também tem sido usado em simulações para dispersão de radionuclídeos.

A estimativa da ECT mostrou que existe turbulência acima do JBN e suas causas precisam ser investigadas. Verificou-se também alta variabilidade da ϵ que é fortemente dependente da velocidade do vento horizontal e que a hipótese de geração e dissipação local da ECT não é adequada para eventos de JBNs. Apesar do JBN, os resultados sugerem que existe trocas de escalares entre a CLE e a CR. A estimativa da ϵ pode ainda ser refinada. Para isso é necessário automatizar o método de regressão local para determinar a escala de comprimento (L) da equação 32. Dessa forma, L pode ser determinado para diferentes alturas e horários do mesmo evento. A

automatização dessa etapa facilitará o estudo de outros casos, bem como avaliar a variabilidade sazonal da ϵ .

As recentes publicações evidenciam os esforços sendo aplicados no desenvolvimento de novos métodos e aprimoramento de métodos antigos para o uso com dados de lidar Doppler. Essa é uma área em constante evolução e o conjunto de dados gerado pela campanha experimental em Iperó é uma fonte para outros estudos. A estimativa da estabilidade atmosférica contribui significativamente com as pesquisas relacionadas à CLP. Neste sentido, sugere-se que nas próximas campanhas observacionais, as medidas com o lidar Doppler sejam feitas simultaneamente com sensores de temperatura. Wulfmeyer et al. (2018) e Turner et al. (2018) enfatizaram os benefícios do uso sinérgico de diferentes técnicas de sensoriamento remoto em pesquisas da CLP. Para estimar o perfil de temperatura podem ser adotados lidars de temperatura ou RASS.

Para estimar o vento, os lidars cujo escaneamento é cônico (técnica DBS), como o modelo usado neste trabalho, assumem que o escoamento é homogêneo. Porém, em terrenos complexos, a estimativa do vento está sujeita a erros que podem ser mensurados através da comparação dos dados observacionais de uma torre anemométrica e um lidar justapostos. O trabalho de Bingöl, Mann e Foussekis (2009) indicou erro máximo da ordem de 10% para observações realizadas na Grécia. Para reduzir os erros associados à complexidade do relevo, pode ser usado o software WAsP, desenvolvido pela DTU Wind Energy. Dentre outras funcionalidades, o software WAsP conta com um módulo para correção do vento estimado por lidar devido à irregularidade do terreno. Resultados da aplicação deste método foram mostrados por Bingöl, Mann e Foussekis (2009) e Bingöl, Mann e Foussekis (2008). A correção dos dados observacionais de Iperó através do software WAsP é uma sugestão para trabalhos futuros. Para isso, são necessários a aquisição do software fornecido pela DTU Wind Energy e mapa digitalizado com alta resolução espacial (este é um processo trabalhoso e que consome bastante tempo). A aplicação desse método permitirá avaliar o impacto do relevo de Iperó e região nas observações com o lidar Windcube v2 e produzir resultados ainda mais confiáveis.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, C. J.; WASHINGTON, R. The low-level jet dust emission mechanism in the central Sahara: Observations from Bordj-Badji Mokhtar during the June 2011 fennec intensive observation period. *Journal of Geophysical Research*, 2014. ISSN 21562202.

ALVES, S. F. *Utilização do modelo de dispersão ARTM associado a recursos de geoprocessamento para simulação do impacto ambiental radiológico de emissões atmosféricas de um reator de pesquisa*. [S.l.]: CNEN - Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, Belo Horizonte, 2013.

ANDREAS, E. L.; CLAFFY, K. J.; MAKSHAS, A. P. Low-level atmospheric jets and inversions over the western weddell sea. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 97, n. 3, p. 459–486, Dec 2000. ISSN 1573-1472. Disponível em: <<https://doi.org/10.1023/A:1002793831076>>.

ANDREW, C. Remote Sensing of Complex Flows by Doppler Wind Lidar : Issues and Preliminary Recommendations. *National Renewable Energy Laboratory*, n. December, 2015.

BAAS, P. et al. A climatology of nocturnal low-level jets at Cabauw. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2009. ISSN 15588424.

BANAKH, V. A.; SMALIKHO, I. N. Lidar studies of wind turbulence in the stable atmospheric boundary layer. *Remote Sensing*, MDPI AG, v. 10, n. 8, aug 2018. ISSN 20724292.

BANTA, R. et al. Nocturnal low-level jet characteristics over kansas during cases-99. *Boundary-Layer Meteorology*, Springer, v. 105, n. 2, p. 221–252, 2002.

BANTA, R. M. et al. Nocturnal Low-Level Jet in a Mountain Basin Complex. Part I: Evolution and Effects on Local Flows. *Journal of Applied Meteorology*, v. 43, n. 10, p. 1348–1365, 2004. ISSN 0894-8763. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAM2142.1>>.

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. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JAS3776.1>>.

BANTA, R. M.; PICHUGINA, Y. L.; NEWSOM, R. K. Relationship between Low-Level Jet Properties and Turbulence Kinetic Energy in the Nocturnal Stable Boundary Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2003. ISSN 0022-4928.

BANTA, R. M. et al. 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. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/98JD01020>>.

BINGÖL, F.; MANN, J.; FOUSSEKIS, D. Modeling conically scanning lidar error in complex terrain with wasp engineering. In: . [S.l.: s.n.], 2008.

BINGÖL, F.; MANN, J.; FOUSSEKIS, D. Conically scanning lidar error in complex terrain. *Meteorologische Zeitschrift*, GebruederBorntraeger Verlagsbuchhandlung, v. 18, n. 2, p. 189–195, 2009. ISSN 0941-2948.

BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 38, p. 283–290, 1957.

BODINI, N. et al. Spatial and temporal variability of turbulence dissipation rate in complex terrain. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, Copernicus GmbH, n. dec, p. 1–27, 2018.

BODINI, N.; LUNDQUIST, J. K.; NEWSOM, R. K. Estimation of turbulence dissipation rate and its variability from sonic anemometer and wind Doppler lidar during the XPIA field campaign. n. April, p. 1–26, 2018.

- BONIN, T. A. et al. Thermodynamic and Turbulence Characteristics of the Southern Great Plains Nocturnal Boundary Layer Under Differing Turbulent Regimes. *Boundary-Layer Meteorology*, Springer Netherlands, v. 157, n. 3, p. 401–420, 2015. ISSN 15731472.
- BONIN, T. A. et al. Evaluation of turbulence measurement techniques from a single Doppler lidar. *Atmospheric Measurement Techniques*, v. 10, n. 8, p. 3021–3039, 2017. ISSN 18678548.
- BONIN, T. A. et al. Improvement of vertical velocity statistics measured by a Doppler lidar through comparison with sonic anemometer observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, v. 9, n. 12, p. 5833–5852, 2016. ISSN 18678548.
- CAVALCANTI, I. F. d. A. *Tempo e clima no Brasil*. [S.l.]: Oficina de Textos, 2009.
- CDB - Climate Diagnostics Bulletin. 2017. Disponível em: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/CDB/CDB_Archive_html/bulletin_122017/Tropics/tropics.shtml>.
- CLEVELAND, W. S. Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. *Journal of the American Statistical Association*, v. 74, p. 829–836, 1979.
- CNEN. *Programas de Meteorologia de Apoio a Usinas Nucleoelétricas*. [S.l.], 1989.
- CNEN. *Glossário de Segurança Nuclear*. 2015.
- CUXART, J. Nocturnal basin low-level jets: an integrated study. *Acta Geophysica*, v. 56, n. 1, p. 100–113, 2008.
- CUXART, J.; DE, U.; BALEARS, I. Atmospheric Boundary-Layer over Complex Terrain Vertical complexity : soil and vegetation. n. November, p. 7–10, 2011.
- DARBY, L. S.; ALLWINE, K. J.; BANTA, R. M. Nocturnal low-level jet in a mountain basin complex. Part II: Transport and diffusion of tracer under stable conditions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 45, n. 5, p. 740–753, 2006. ISSN 15588424.
- DAVIS, P. A. Development and mechanisms of the nocturnal jet. *Meteorological Applications*, Cambridge University Press, v. 7, n. 3, p. 239–246, 2000.
- Deb Burman, P. K. et al. A Case Study of Turbulence in the Nocturnal Boundary Layer During the Indian Summer Monsoon. *Boundary-Layer Meteorology*, Springer Netherlands, v. 169, n. 1, p. 115–138, 2018. ISSN 15731472. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10546-018-0364-4>>.
- DRAXLER, R. et al. World meteorological organization’s model simulations of the radionuclide dispersion and deposition from the fukushima daiichi nuclear power plant accident. *Journal of environmental radioactivity*, v. 139, p. 172–184, 2015.
- FLONA Ipanema. 1992. Disponível em: <<http://www.icmbio.gov.br/flonaipanema>>.
- FOKEN, T. *Micro-meteorology*. [S.l.: s.n.], 2008.
- HAN, J. et al. Implementation in the ncep gfs of a hybrid eddy-diffusivity mass-flux (edmf) boundary layer parameterization with dissipative heating and modified stable boundary layer mixing. *Weather and Forecasting*, v. 31, n. 1, p. 341–352, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/WAF-D-15-0053.1>>.
- HAO, H. et al. Comparison of Atmospheric Dispersion Factor in Complex Terrain. *Progress in Nuclear Science and Technology*, The Atomic Energy Society of Japan, v. 1, n. 0, p. 452–455, aug 2015. ISSN 2185-4823.
- IPEROPROJECT. 2010. Disponível em: <<http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/projetos/Ipero/index.html>>.
- JIA, S. et al. Lidar remote sensing of cloud formation caused by low-level jets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 121, n. 10, p. 5904–5911, 2016. Disponível em: <<https://agupubs.pericles-prod.literatumonline.com/doi/abs/10.1002/2015JD024590>>.

KANAMITSU, M. Description of the nmc global data assimilation and forecast system. *Weather and Forecasting*, v. 4, n. 3, p. 335–342, 1989. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1989\)004<0335:DOTNGD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1989)004<0335:DOTNGD>2.0.CO;2)>.

KANAMITSU, M. et al. Recent changes implemented into the global forecast system at nmc. *Weather and Forecasting*, v. 6, n. 3, p. 425–435, 1991. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1991\)006<0425:RCIITG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1991)006<0425:RCIITG>2.0.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 (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2002.

KIDD, C.; LEVIZZANI, V.; BAUER, P. A review of satellite meteorology and climatology at the start of the twenty-first century. n. May 2014, 2009.

LAMESA, J. E. *Estudo espectral da camada limite superficial de Iperó-SP*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, 2001.

LAMPERT, A. et al. One-year observations of the wind distribution and low-level jet occurrence at Braunschweig, North German Plain. 2015.

LEELÓSSY, Á. et al. A review of numerical models to predict the atmospheric dispersion of radionuclides. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 182, n. August 2017, p. 20–33, 2018. ISSN 18791700.

LEELÓSSY, Á. et al. Dispersion modeling of air pollutants in the atmosphere: a review. *Central European Journal of Geosciences*, v. 6, n. 3, p. 257–278, 2014. ISSN 2081-9900. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.2478/s13533-012-0188-6>>.

MAHRT, L.; VICKERS, D. *CONTRASTING VERTICAL STRUCTURES OF NOCTURNAL BOUNDARY LAYERS*. [S.l.], 2002.

MANNINEN, A. J. et al. Atmospheric Boundary Layer Classification With Doppler Lidar. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Blackwell Publishing Ltd, v. 123, n. 15, p. 8172–8189, aug 2018. ISSN 21698996.

MARKE, T. et al. Long-Term Observations and High Resolution Modeling of Mid-Latitude Nocturnal Boundary-Layer Processes Connected to Low-Level-Jets. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, p. JAMC-D-17-0341.1, 2018. ISSN 1558-8424. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JAMC-D-17-0341.1>>.

MARKOWSKI, P. M.; RICHARDSON, Y. P. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. [S.l.: s.n.], 2010.

MUGHAL, M. O. et al. Wind modelling, validation and sensitivity study using Weather Research and Forecasting model in complex terrain. *Environmental Modelling and Software*, Elsevier Ltd, v. 90, n. November, p. 107–125, 2017. ISSN 13648152. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.01.009>>.

NEWMAN, J. F.; CLIFTON, A. An error reduction algorithm to improve lidar turbulence estimates for wind energy. *Wind Energy Science*, Copernicus GmbH, v. 2, n. 1, p. 77–95, feb 2017. ISSN 2366-7451.

NRC. *Regulatory Guide 1.111: Methods for Estimating Atmospheric and Transport Dispersion of Gaseous Effluents in Routine Releases from light-water-cooled reactors*. [S.l.], 1977.

NRC. *PAVAN: An Atmospheric-Dispersion Program for Evaluating Design-Basis Accidental Releases of Radioactive Materials from Nuclear Power Stations*. [S.l.], 1982.

NRC. *XOQDOQ: Computer Program for the Meteorological Evaluation of Routine Effluent Releases at Nuclear Power Stations*. [S.l.], 1982.

NRC. *Regulatory Guide 1.145: Atmospheric Dispersion Models for Potential Accident Consequence Assessments at Nuclear Power Stations - Revision 1*. [S.l.], 1983.

O'CONNOR, E. J. et al. A method for estimating the turbulent kinetic energy dissipation rate from a vertically pointing doppler lidar, and independent evaluation from balloon-borne in situ measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2010. ISSN 07390572.

OLIVEIRA, A. P. de. *Investigação da Camada Limite Planetária na Região de Iperó*. [S.l.]: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/USP, 2003.

PEÑA, A. et al. *Remote Sensing for Wind Energy*. Denmark: DTU Wind Energy, 2013.

PEREIRA, M.; OLIVEIRA, A.; KARAM, H. Application of a lagrangian model to investigate patterns of radionuclides dispersion over complex terrain-part 2: The impact of low-level jet in the concentration field. In: *400-404 of: Proceedings of the 7th Conf. on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes*. [S.l.: s.n.], 2001. v. 1.

PEREIRA, M. M. R. *Estudo do Transporte Local de Poluentes em Iperó por meio de um Modelo Lagrangiano de Partículas*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2004.

RAZENKOV, I. I.; ELORANTA, E. W. Atmospheric temperature profile measurements using mobile high spectral resolution lidar. *EPJ Web of Conferences*, v. 119, n. 1, p. 1–4, 2016.

RUCHITH, R.; 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*, Elsevier, v. 123, p. 113–123, 2015. ISSN 13646826. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1364682615000036>>.

RUCHITH, R. D. et al. 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*, 2014. ISSN 21562202.

SHAPIRO, A.; FEDOROVICH, E.; RAHIMI, S. A Unified Theory for the Great Plains Nocturnal Low-Level Jet. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2016. ISSN 0022-4928.

SILVA, G. A. M. D.; AMBRIZZI, T. Summertime moisture transport over southeastern south america and extratropical cyclones behavior during inter-el niño events. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 101, n. 3-4, p. 303–310, 2010.

SMALIKHO, I. N.; BANAKH, V. A. Measurements of wind turbulence parameters by a conically scanning coherent doppler lidar in the atmospheric boundary layer. *Atmospheric Measurement Techniques*, v. 10, n. 11, p. 4191–4208, 2017. Disponível em: <<https://www.atmos-meas-tech.net/10/4191/2017/>>.

SMITH, E. N. et al. 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. ISSN 15588432.

SPULER, S. M. et al. Field-deployable diode-laser-based differential absorption lidar (dial) for profiling water vapor. *Atmospheric Measurement Techniques*, v. 8, n. 3, p. 1073–1087, 2015. Disponível em: <<https://www.atmos-meas-tech.net/8/1073/2015/>>.

SQUITIERI, B. J.; GALLUS, W. A. WRF Forecasts of Great Plains Nocturnal Low-Level Jet-Driven MCSs. Part I: Correlation between Low-Level Jet Forecast Accuracy and MCS Precipitation Forecast Skill. *Weather and Forecasting*, 2016a. ISSN 0882-8156.

SQUITIERI, B. J.; GALLUS, W. A. WRF Forecasts of Great Plains Nocturnal Low-Level Jet-Driven MCSs. Part II: Differences between Strongly and Weakly Forced Low-Level Jet Environments. *Weather and Forecasting*, v. 31, n. 5, p. 1491–1510, 2016b. ISSN 0882-8156. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/WAF-D-15-0150.1>>.

- STEIN, A. F. et al. Noaa's hysplit atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 96, n. 12, p. 2059–2077, 2015.
- STENSRUD, D. J. Importance of low-level jets to climate: A review. *Journal of Climate*, v. 9, n. 8, p. 1698–1711, 1996.
- STULL, R. B. An introduction to boundary meteorology. In: *Atmospheric Science Library*. [S.l.]: Kluwer Academic Publishers Dordrecht, 1988.
- SULLIVAN, J. T. et al. Lidar observations revealing transport of O₃ in the presence of a nocturnal low-level jet: Regional implications for “next-day” pollution. *Atmospheric Environment*, Elsevier Ltd, v. 158, p. 160–171, 2017. ISSN 18732844. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2017.03.039>>.
- SUN, J. et al. Turbulence Regimes and Turbulence Intermittency in the Stable Boundary Layer during CASES-99. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 69, n. 1, p. 338–351, 2012. ISSN 0022-4928.
- TJERNSTRÖM, M. et al. The effects of critical layers on residual layer turbulence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 66, n. 2, p. 468–480, 2009. ISSN 00224928.
- TOMLINSON, C. J. et al. Remote sensing land surface temperature for meteorology and climatology: A review. *Meteorological Applications*, v. 18, n. 3, p. 296–306, 2011. ISSN 13504827.
- TURNER, D. D. et al. Response of the Land-Atmosphere System Over North-Central Oklahoma During the 2017 Eclipse. *Geophysical Research Letters*, v. 45, n. 3, p. 1668–1675, 2018. ISSN 19448007.
- WAGNER, T. J.; KLEIN, P. M.; TURNER, D. D. A new generation of ground-based mobile platforms for active and passive profiling of the boundary layer. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 100, n. 1, p. 137–153, 2019. ISSN 00030007.
- Weitkamp, C. *Lidar, Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*. [S.l.: s.n.], 2005.
- WHITE, J. et al. Importance of using observations of mixing depths in order to avoid large prediction errors by a transport and dispersion model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 26, n. 1, p. 22–32, 2009.
- WIEL, B. J. H. V. de et al. A conceptual view on inertial oscillations and nocturnal low-level jets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 67, n. 8, p. 2679–2689, 2010. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/2010JAS3289.1>>.
- WULFMEYER, V. et al. A new research approach for observing and characterizing land-atmosphere feedback. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 99, n. 8, p. 1639–1667, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0009.1>>.

7 APÊNDICE

Assim como foi feito na seção **estudo de caso**, para o cálculo da ECT e ϵ durante o horário convectivo, foi aplicada a regressão local LOESS ao espectro do V_r . A regressão foi feita para um único período (entre 17 e 17:15 UTC) do dia 17. Esse período corresponde aproximadamente ao horário em que a CLC atinge sua máxima altura. O comprimento da amostra obtido dessa regressão foi aplicada para o intervalo entre 12 e 21 UTC para o cálculo de ECT e ϵ .

Figura 56: Espectro de V_r (esquerda) e regressão local (direita) de 17/09/17 17 UTC. A altura e tempo estimado pela regressão local são indicados na legenda de cada figura.

Fonte: autora da tese

A regressão foi feita para os níveis de 40, 160 e 290 m, como mostra a figura 56. A regressão indicou um valor constante para as 3 alturas, que corresponde a $N = 386$ amostras. A partir deste valor, estimou-se a ECT e ϵ , apresentadas na figura 57.

Figura 57: Taxa de dissipação da ECT (a) e ECT (b) estimadas para $N = 386$ do dia 17 entre 9 e 18 HL

(a) ϵ

(b) ECT

Fonte: autora da tese

INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES
Diretoria de Pesquisa, Desenvolvimento e Ensino
Av. Prof. Lineu Prestes, 2242 – Cidade Universitária CEP: 05508-000
Fone/Fax(0XX11) 3133-8908
SÃO PAULO – São Paulo – Brasil
<http://www.ipen.br>

**O IPEN é uma Autarquia vinculada à Secretaria de Desenvolvimento, associada
à Universidade de São Paulo e gerida técnica e administrativamente pela
Comissão Nacional de Energia Nuclear, órgão do
Ministério da Ciência, Tecnologia, Inovações e Comunicações.**