



AUTARQUIA ASSOCIADA À UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

**OBTENÇÃO DA ALTURA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA ATRAVÉS DA ANÁLISE
ESPECTRAL DO CAMPO DE VENTO DO LIDAR DOPPLER**

Márcia Talita Amorim Marques

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

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

**São Paulo
2017**



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 e Inovação.

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

**OBTENÇÃO DA ALTURA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA ATRAVÉS DA ANÁLISE
ESPECTRAL DO CAMPO DE VENTO DO LIDAR DOPPLER**

Márcia Talita Amorim Marques

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

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

Versão Corrigida
Versão Original disponível no IPEN

São Paulo
2017

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

Como citar:

MARQUES, M. T. A. **Obtenção da altura da camada limite planetária através da análise espectral do campo de vento do lidar Doppler**. 2017. 65 p. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Nuclear), Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, IPEN-CNEN/SP, São Paulo. Disponível em: <www.teses.usp.br> (data de consulta no formato: dd/mm/aaaa)

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de geração automática da Biblioteca IPEN/USP, com os dados fornecidos pela autora

Marques, Márcia Talita Amorim

Obtenção da altura da camada limite planetária através da análise espectral do campo de vento do lidar Doppler / Márcia Talita Amorim Marques; orientador Eduardo Landulfo. -- São Paulo, 2017.

65 p.

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Nuclear (Materiais) -- Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, São Paulo, 2017.

1. Camada limite planetária. 2. Lidar Doppler. 3. Análise espectral. I. Landulfo, Eduardo, orient. II. Título.

FOLHA DE APROVAÇÃO

Autor: Márcia Talita Amorim Marques

Título: Obtenção da altura da camada limite planetária através da análise espectral do campo de vento do lidar Doppler

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Nuclear da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Data: __/__/____

Banca Examinadora

Prof.

Dr.: _____

Instituição: _____ Julgamento: _____

Prof.

Dr.: _____

Instituição: _____ Julgamento: _____

Prof. Dr.: _____

Instituição: _____ Julgamento: _____

Dedico este trabalho ao meu pai e ao meu grande amor.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos aqueles que estiveram comigo ao longo dessa longa jornada e que de alguma forma me ajudaram a vencer esse grande desafio.

Agradeço à minha família por sempre me apoiar e me proporcionar essa oportunidade.

Ao meu pai, Luiz Alberto de Almeida Marques, pelo apoio incondicional, emocional e financeiro.

Ao grande amor da minha vida, Henrique Tavolaro, que sempre esteve ao meu lado, inclusive nos momentos mais difíceis, sem ele esse trabalho não seria possível.

A todos os meus colegas do IAG e do CLA que também participaram dessa jornada, em especial ao Fábio Lopes, Gregori Moreira, Renata da Costa e Antônio Arleques.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Eduardo Landulfo, pela confiança em mim depositada.

Ao Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira por toda ajuda e dúvidas esclarecidas.

E a CAPES pelo auxílio financeiro.



Starry Night, de Vincent Van Gogh, 1889

*“O maior obstáculo para a descoberta não é a ignorância;
é a ilusão do conhecimento.”*

- Daniel J. Boorstin

RESUMO

Este estudo explora a obtenção da altura da camada limite planetária a partir de diferentes métodos e equipamentos, com foco na análise espectral do campo de vento do lidar Doppler. Realizou-se uma campanha de medição por 80 dias com dois lidars Dopplers comerciais com diferentes alcances verticais. Para o lidar com maior alcance vertical e conseqüentemente uma medida direta da altura da camada limite planetária, foi aplicado o método da variância da razão sinal-ruído e os resultados foram comparados aos valores de altura estimados a partir de dados de radiossondagem através de dois métodos distintos, o método da parcela e o método do número de Richardson *bulk*, o qual apresentou melhores resultados. Para o lidar com menor alcance vertical, aplicou-se a análise espectral que forneceu valores de comprimento de onda dos picos espectrais, proporcionais à altura da camada limite planetária. A constante de proporcionalidade para obtenção dos valores da altura da camada foi calculada comparando-se os resultados aos valores de altura estimados pela radiossondagem através do método do número de Richardson *bulk*, obtendo-se um valor de constante de proporcionalidade próximo ao sugerido na literatura. Entretanto, o conjunto de dados que mostrou boas estimativas dos picos espectrais foi bastante restrito, limitando a comparação ao longo do período entre os lidars.

Palavras chaves: Camada limite planetária, altura da camada limite planetária, lidar Doppler, análise espectral.

ABSTRACT

This study explores the obtaining of the planetary boundary layer height through different methods and equipment, focusing on the spectral analysis of the wind field from Doppler lidar. An 80-day measurement campaign was conducted with two commercial Doppler lidars with different vertical ranges. For the lidar with greater vertical range and consequently a direct measurement of the planetary boundary layer height, the method of signal-to-noise ratio variance was applied and the results were compared to the height values estimated from radiosounding data using two different methods, the parcel method and the bulk Richardson number method, which presented better results. For the lidar with a lower vertical range, spectral analysis was applied, which provided wavelength values of the spectral peak, proportional to the planetary boundary layer height. The proportionality constant, in order to obtain the boundary height values, were calculated by comparing the height values estimated from the radiosounding data, using the bulk Richardson number method. Proportionality constant value close to the one found in the literature were obtained. However, the set of data that showed good estimates of the spectral peaks was very restricted, limiting the comparison over the period between the lidars.

Key words: Planetary boundary layer, planetary boundary layer height, Doppler lidar, spectral analysis.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	11
2	OBJETIVOS.....	14
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	15
3.1	Camada Limite Planetária.....	15
3.1.1	Espectro Turbulento.....	18
3.2	Lidar.....	20
3.2.1	Lidar Doppler.....	21
3.3	Obtenção da Altura da Camada Limite Planetária.....	25
3.3.1	Método do Número de Richardson <i>Bulk</i>	25
3.3.2	Método da Parcela.....	25
3.3.3	Método da Razão Sinal Ruído.....	26
3.3.4	Análise Espectral.....	27
4	METODOLOGIA.....	30
4.1	Área de Estudo.....	30
4.2	Descrição dos dados.....	32
4.2.1	Lidar Doppler.....	32
4.2.2	Radiossondagem.....	35
4.3	Análise Espectral.....	36
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	43
5.1	WC70 x WCV2.....	43
5.2	Radiossondagem x Lidar	43
5.3	Espectros.....	46
6	CONCLUSÕES.....	54
6.1	Trabalhos Futuros.....	55
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	57
	APÊNDICES.....	61
	ANEXOS.....	64

1 INTRODUÇÃO

Desde o nosso primeiro suspiro, passamos a maior parte das nossas vidas próximos à superfície da Terra. Sentimos o calor do Sol durante o dia e o frio do ar durante a noite. É aqui onde nossas colheitas são cultivadas, nossas casas são construídas e onde a maior parte do comércio acontece. Nós crescemos familiarizando-nos com as brisas locais e os microclimas e sentimos os contrastes quando viajamos para outros lugares. (STULL, 1988, p. 1, tradução nossa)

Assim, STULL (1988) define a importância da camada limite planetária (CLP), a parte mais baixa da troposfera, diretamente influenciada pela presença da superfície terrestre. Movimentos turbulentos em uma escala de uma hora ou menos dominam o escoamento nessa região, transportando propriedades atmosféricas horizontal e verticalmente por toda sua extensão (KAIMAL; FINNIGAN, 1994). Os movimentos turbulentos são fundamentais para a eficiência de muitos processos naturais, como a evapotranspiração, dissipação de nevoeiro e dispersão de poluentes (SORBJAN, 1989).

A altura da camada limite planetária (ACL P) figura entre as propriedades que caracterizam e descrevem a CLP, e é de fundamental importância para modelos de dispersão e poluição atmosférica, pois determina o espaço vertical e consequentemente o volume disponível para mistura dos poluentes e também a avaliação da concentração dos mesmos (KORHONEN et al., 2014; SEIBERT, 2000). A ACLP também está presente em modelos de previsão do tempo e qualidade do ar pois é uma escala de comprimento utilizada na parametrização da CLP, sendo um parâmetro chave para descrever a evolução temporal e espacial da CLP (HICKS; SAKAI; JOSEPH, 2015; HUANG et al., 2017; TUCKER et al., 2010).

A ACLP não pode ser diretamente medida pelas observações meteorológicas padrões, porém, pode ser derivada a partir dessas observações (KORHONEN et al., 2014). Para a obtenção da ACLP podemos utilizar métodos baseados em perfis verticais das variáveis meteorológicas, que podem ser obtidos através de medições ou provenientes de modelos e métodos baseados em parametrização, utilizando equações e modelos (SEIBERT, 2000).

A radiossondagem é o método mais comum (SEIBERT, 2000) e será utilizado como valor referência nesse trabalho. Além da radiossondagem é possível obter perfis verticais de variáveis meteorológicas e conseqüentemente a ACLP através de modelos e instrumentos de sensoriamento remoto.

As técnicas de sensoriamento remoto oferecem uma opção para o estudo da CLP com medidas de velocidade e direção do vento, temperatura e concentração de aerossóis com alta resolução espacial e com alcance vertical de até alguns quilômetros, uma vantagem notável em relação às tradicionais torres meteorológicas que possuem uma limitação física em relação à altura de medição e uma vantagem também em relação às tradicionais radiossondagens, que apesar de ter um alcance vertical superior, é um método bastante dispendioso e de difícil execução.

Instrumentos de medição com esse grau de refinamento eram pouco acessíveis até recentemente (FLOORS et al., 2011), porém, nos dias atuais, verifica-se um crescimento no uso desses instrumentos, tanto na área acadêmica quanto na área comercial.

O instrumento de sensoriamento remoto lidar (do inglês, *light detection and ranging*) Doppler, objeto de estudo nesse trabalho, opera com um laser e utiliza o efeito Doppler óptico para detectar o movimento do ar na CLP, fornecendo medidas de direção e velocidade do vento em diferentes alturas (LANG; MCKEOGH, 2011) e medidas indiretas da concentração de aerossol.

Dois lidars Doppler serão utilizados nesse estudo com o objetivo de determinar a ACLP a partir de diferentes métodos com foco na análise espectral do campo de vento.

Dentre outras aplicações desse instrumento, podemos citar estudo de recursos meteorológicos para o desenvolvimento e operação de parques eólicos (LANG; MCKEOGH, 2011), alertas de cisalhamento do vento em aeroportos (SHUN; CHAN, 2008), dados de entrada e aprimoramento de modelos de dispersão atmosférica (COLLIER et al., 2005) e previsão do tempo (BAKER et al., 2014).

Este trabalho reúne a aplicação de métodos já conhecidos na literatura para a obtenção da ACLP com instrumentos de sensoriamento remoto que oferecem novas possibilidades para os estudos da CLP.

2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral a obtenção da ACLP e a comparação dos resultados a partir de diferentes métodos.

Como objetivos específicos:

- Obtenção da ACLP através da radiossondagem obtidas a partir de medições e simulações, utilizando o método da parcela e o método do número de Richardson *bulk*;
- Obtenção da altura da camada limite planetária através do lidar Doppler utilizando o método da variância da razão sinal ruído;
- Obtenção da altura da camada limite planetária através do lidar Doppler, com alcance vertical limitado, utilizando a análise espectral do campo de vento.

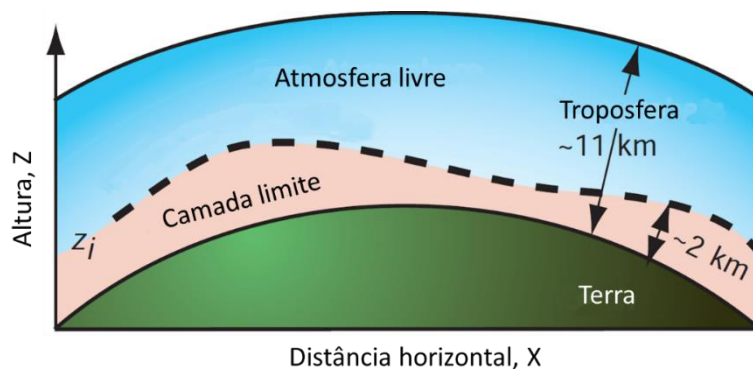
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Camada Limite Planetária

A CLP é definida como a parte mais baixa da troposfera, que é diretamente influenciada pela superfície terrestre, o restante da troposfera logo acima da camada limite é denominada atmosfera livre (FIG. 3.1) (STULL, 1988). A espessura da CLP pode variar de 1 a 2 km, com um alcance que varia de dezenas de metros até alguns quilômetros (WALLACE; HOBBS, 2006).

Em outras palavras, podemos definir a CLP como a camada atmosférica adjacente à superfície terrestre onde existe turbulência e que responde às forçantes superficiais em uma escala de tempo menor que 1 hora, sendo as principais forçantes superficiais o aquecimento e resfriamento solar e o cisalhamento do vento horizontal.

FIGURA 3.1 - Corte vertical da Terra e da troposfera, mostrando a CLP como a porção mais baixa da troposfera.



Fonte: adaptado de WALLACE e HOBBS (2006).

A CLP no período diurno é denominada camada limite convectiva (CLC), onde a turbulência é mantida principalmente pela convecção térmica, devido à transferência de calor da superfície e apresenta a maior extensão vertical, atingindo alguns quilômetros, a CLC pode ser dividida em três partes (FIG. 3.2):

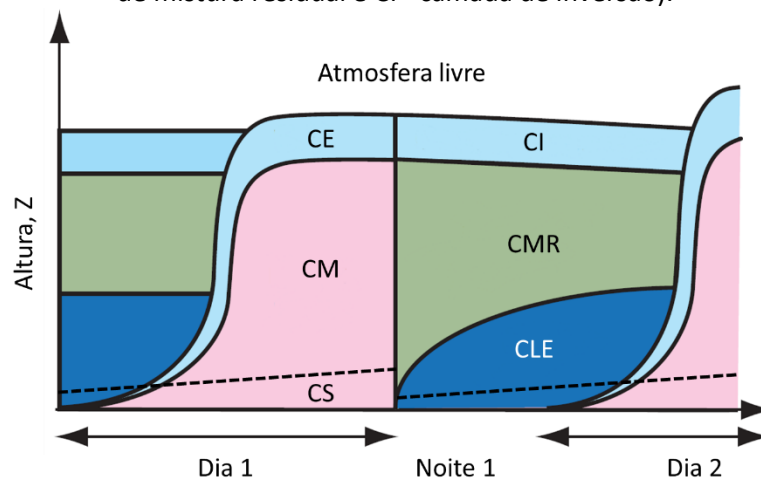
- Camada limite superficial (CS) é a camada mais próxima da superfície, sua espessura corresponde a aproximadamente 5 - 10% da espessura da CLP (KAIMAL; FINNIGAN, 1994), os gradientes verticais das propriedades médias, como vento, temperatura e umidade, apresentam grande variação e os fluxos turbulentos variam menos de 10% da sua magnitude (STULL, 1988);

- Camada de mistura (CM) logo acima da CS é a região onde os gradientes verticais das propriedades médias são próximos de zero, devido a intensa mistura turbulenta proveniente da convecção térmica;
- Camada de entranhamento (CE) é a região de transição entre a CM e a atmosfera livre, assim como a CS é caracterizada pela grande variação dos gradientes verticais das propriedades médias e por uma inversão térmica.

A CLP no período noturno é denominada camada limite estável (CLE), onde a turbulência é mantida apenas pela produção mecânica devido ao cisalhamento do vento, apresenta uma extensão vertical menor que a CLC, atingindo apenas algumas centenas de metros, a CLE pode ser dividida em duas partes (FIG. 3.2), a CS equivalente a camada limite superficial supracitada e a camada acima desta que se forma devido ao resfriamento radioativo da superfície.

Além da CLE podemos observar também uma camada de mistura residual (CMR) na região da atmosfera anteriormente ocupada pela CM, resultante do decaimento da turbulência devido à ausência de convecção térmica e a camada de inversão (CI) formada durante o dia e que continua presente.

FIGURA 3.2 - Corte vertical da estrutura da CLP e sua evolução (CS - camada limite superficial, CM - camada de mistura, CE - camada de entranhamento, CLE - camada estável, CMR - camada de mistura residual e CI - camada de inversão).

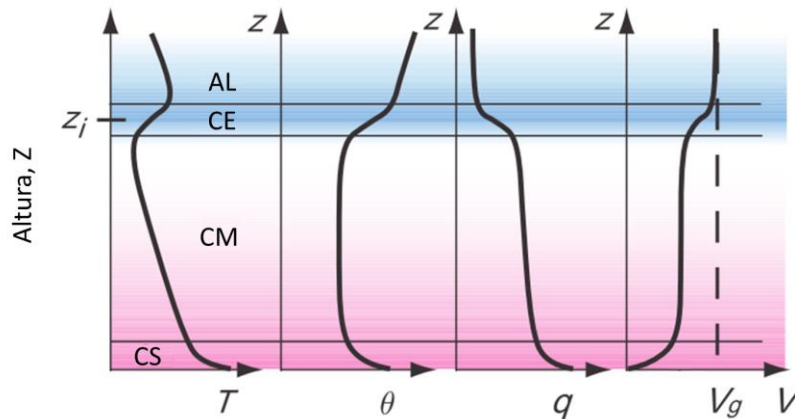


Fonte: adaptado de WALLACE e HOBBS (2006).

Na Figura 3.3 é mostrado o perfil vertical típico das principais variáveis meteorológicas para a CLP sob a superfície terrestre no período diurno, ou CLC, e o

comportamento dessas variáveis de acordo com as subcamadas, conforme descrito anteriormente.

FIGURA 3.3 – Esquematização da CLP diurna e os perfis verticais típicos de temperatura (T), temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e velocidade do vento (V). V_g indica o vento geostrófico e z_i a altura da camada de inversão que corresponde a ACLP.



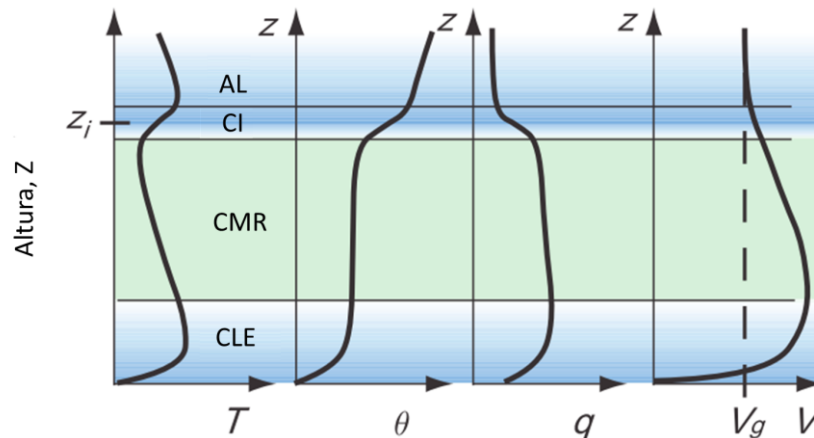
Fonte: adaptado de WALLACE e HOBBS (2006).

O perfil de temperatura potencial, na CS, exibe um fluxo de calor sensível positivo, onde há transferência de calor sensível da superfície para o ar acima devido ao aquecimento da superfície (KAIMAL; FINNIGAN, 1994). Na CM, todos os perfis apresentam comportamento uniformes devido a homogeneização causada pela mistura turbulenta como consequência do aquecimento da superfície. A camada imediatamente acima, CE, é marcada pela inversão de temperatura e estabilidade.

Na CS, o vento exibe um perfil aproximadamente logarítmico, com velocidades mais baixas próximo a superfície devido ao arrasto, já na CM, devido a homogeneização o vento apresenta velocidades mais baixas em relação ao vento geostrófico, os valores de velocidade voltam a aumentar após a CE onde não há mais ação da turbulência (WALLACE; HOBBS, 2006).

Na Figura 3.4 é mostrado o perfil vertical típico das principais variáveis meteorológicas para a CLP sob a superfície terrestre no período noturno, ou CLE, e o comportamento dessas variáveis de acordo com as subcamadas, conforme descrito anteriormente.

FIGURA 3.4 – Esquematização da CLP no período noturno e os perfis verticais típicos de temperatura (T), temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e velocidade do vento (V). V_g indica o vento geostrófico e z_i a altura da camada de inversão que corresponde a ACLP.



Fonte: adaptado de WALLACE e HOBBS (2006).

O perfil de temperatura potencial exibe um perfil estável devido ao resfriamento da superfície como consequência da interrupção da entrada de energia radiativa que descreve a CLE (KAIMAL; FINNIGAN, 1994). Na CMR, a turbulência é nula ou quase nula e características da camada anterior são mantidas seguida de uma inversão no perfil de temperatura na camada acima (CI).

No perfil de vento é possível observar um máximo que está relacionado a supressão da turbulência que faz com que o vento acelere, apresentando velocidades mais altas que o vento geostrófico, esse efeito é chamado de jatos noturnos ou jatos de baixos níveis (JBN) (WALLACE; HOBBS, 2006).

3.1.1 Espectro Turbulento

Os escoamentos turbulentos na atmosfera podem ser interpretados como uma sobreposição de turbilhões de diversos tamanhos que variam de milímetros a quilômetros, abrangendo um amplo intervalo de escalas espaciais definindo assim um espectro turbulento (KAIMAL; FINNIGAN, 1994; STULL, 1988).

Em 1926, Richardson¹ notou que os movimentos de menor escala eram gerados como resultado da instabilidade dos movimentos de maior escala, em um processo de

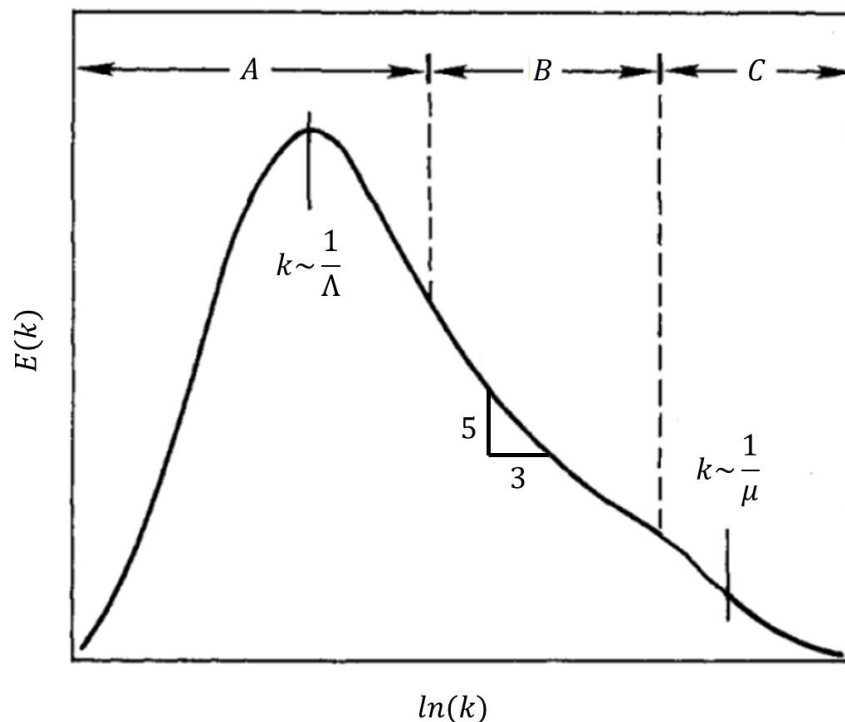
¹ Lewis Fry Richardson (1881-1953)

cascata, em que turbilhões maiores eram transformados em turbilhões menores continuamente até a escala molecular, como descrito em seu famoso verso:

Grandes turbilhões têm turbilhões menores que se alimentam de sua velocidade, e pequenos turbilhões tem turbilhões menores, e assim por diante até a viscosidade.... No sentido molecular. RICHARSON (citado por WALLACE e HOBBS, 2006, p. 19, tradução nossa)

Nas décadas seguintes, alguns avanços na descrição do espectro turbulento foram feitos e em 1941, Kolmogorov² estabeleceu uma visão unificada da dinâmica da turbulência em todas as escalas (WYNGAARD, 2010) que pode ser traduzida, de maneira simplificada, na esquematização do espectro em três diferentes regiões: a região de produção de energia, o subintervalo inercial e a região de dissipação (FIG. 3.5).

FIGURA 3.5 – Densidade espectral de energia $E(k)$ em função do número de onda k . A indica a região de produção, B o subintervalo inercial e C a região de dissipação. Λ representa a escala integral e μ a microescala de Kolmogorov.



Fonte: adaptado de KAIMAL e FINNIGAN (1994)

A região de produção de energia, é o intervalo onde estão presentes os turbilhões mais energéticos, a energia é produzida através da produção térmica e

² Andrei Nikolaevich Kolmogorov (1903-1987)

mecânica. Nessa região a escala de comprimento varia de centenas de metros a alguns quilômetros e é representada pela escala integral de comprimento (Λ). O tamanho dos turbilhões mais energéticos está diretamente relacionado à ACLP (STULL, 1988; WYNGAARD, 2010).

O subintervalo inercial, é o intervalo onde a energia não é nem produzida e nem dissipada, é apenas transferida para escalas menores. De acordo com Kolmogorov a densidade espectral de energia $E(k)$ depende apenas da taxa de dissipação de energia ϵ e do número de onda k e através de uma simples análise dimensional, deriva-se a expressão conhecida como Lei dos -5/3 de Kolmogorov:

$$E(k) = \alpha \epsilon^{2/3} k^{-5/3} \quad (\text{Eq. 3.1})$$

onde α é uma contante adimensional denominada constante de Kolmogorov, seu valor varia de 0.5 a 0.6 (KAIMAL; FINNIGAN, 1994).

Kolmogorov também sugere que a turbulência é isotrópica nessa região, ou seja, o fluxo é invariante em relação às mudanças no sistema de coordenadas (rotação e reflexão), sendo válida a seguinte relação entre as componentes do vento:

$$F_v(k) = F_w(k) = (4/3)F_u(k) \quad (\text{Eq. 3.2})$$

Sendo u a componente longitudinal, alinhada à direção do vento médio, v a componente lateral e w a componente vertical.

A região de dissipação, é o intervalo onde estão presentes os menores turbilhões, a energia é dissipada pela viscosidade molecular. Nessa região escala de comprimento é da ordem de milímetros e é representada pela microescala de Kolmogorov (μ).

3.2 Lidar

O lidar é uma técnica de sensoriamento remoto da atmosfera similar ao radar (do inglês, *radio detection and ranging*), porém, ao invés de ondas de rádio são emitidos feixes de luz e é analisado sinal retroespalhado pelas partículas presentes na atmosfera. Mais detalhes da técnica lidar são descritos por WEITKAMP (2005) e KOVALEV e EICHINGER (2004).

Há alguns tipos de lidar com diferentes configurações e propósitos, podemos citar o lidar elástico, que emite um ou mais feixes de laser e detecta o sinal retroespalhado pelo efeito elástico das moléculas e partículas presentes na atmosfera, detectando o mesmo comprimento de onda do sinal emitido no sinal retroespalhado. Trabalhos realizados com este tipo de lidar no escopo deste estudo foram realizados por GRANADOS-MUÑOZ et al. (2012), DI LIBERTO et al. (2012) e COMPTON et al. (2013).

O lidar Raman que trabalha de maneira similar, porém pode detectar o sinal retroespalhado pelo efeito inelástico, identificando um comprimento de onda do sinal retroespalhado diferente do que foi emitido, pode ser utilizado, por exemplo, para medir o perfil de temperatura e vapor de água na atmosfera. Trabalhos realizados com este tipo de lidar no escopo deste estudo foram realizados por KORHONEN et al. (2014), COLLAUD COEN et al. (2014) e HICKS, SAKAI e JOSEPH (2015).

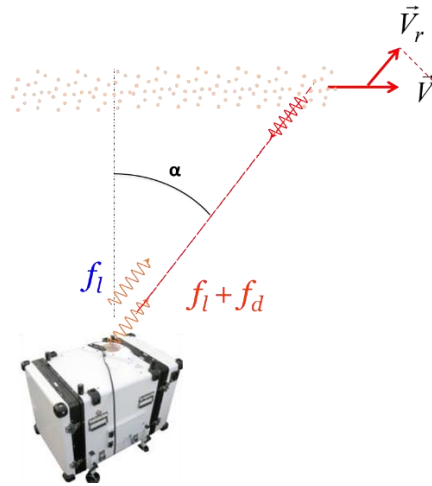
E o lidar Doppler, objeto de estudo nesse trabalho, que é descrito em detalhe na seção seguinte.

3.2.1 Lidar Doppler

Nesse trabalho utilizaremos o lidar Doppler, também conhecido como lidar de vento, que opera com um comprimento de onda bem definido no infravermelho próximo, aproximadamente 1.5 μm (PEÑA et al., 2015).

O lidar Doppler detecta a diferença de frequência entre o sinal emitido (f_1) e o sinal retroespalhado pelas partículas em suspensão no ar ($f_1 + f_d$), a diferença de frequência é resultado do movimento das partículas em relação à fonte (lidar) ao longo da linha de visada do feixe de luz de acordo com o efeito Doppler óptico (WEITKAMP, 2005) (FIG. 3.5). O transmissor e receptor do feixe são combinados em um único telescópio óptico.

FIGURA 3.5 - Princípio de funcionamento do lidar Doppler, f_l indica a frequência do sinal emitido, f_d a diferença de frequência do sinal retroespalhado, \vec{V} a velocidade do vento, \vec{V}_r a velocidade radial do vento e α o ângulo de inclinação do feixe.



Fonte: adaptado de LEOSPHERE (2011)

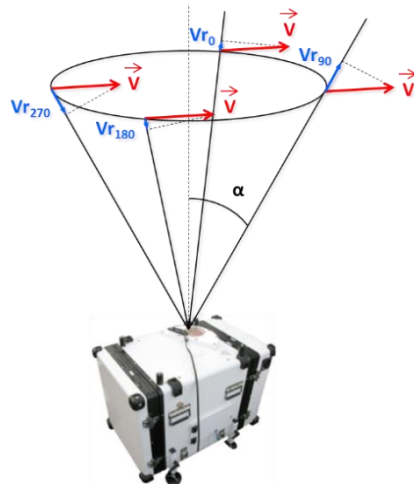
A diferença de frequência detectada (f_d), é proporcional à razão entre a velocidade das partículas e a velocidade da luz, sendo a velocidade da luz conhecida, é possível inferir a velocidade das partículas, equivalente a velocidade radial do vento (\vec{V}_r), ou seja, a velocidade ao longo da linha de visada do feixe de luz (WEITKAMP, 2005).

O feixe de luz é sempre emitido com uma inclinação (α) em relação ao zênite, para que todas as componentes da velocidade do vento possam ser detectadas. O lidar Doppler, pode emitir um feixe de luz contínuo ou feixes pulsados, em três ou mais direções (FIG. 3.6), a mudança da direção do feixe ocorre por mecanismos de rotação ou espelhos (PEÑA et al., 2015).

O lidar que emite um feixe de luz contínuo é denominado lidar *continuous wave* (CW) e suas alturas de medição são determinadas pelas propriedades focais do seu telescópio já o lidar que emite feixes de luz pulsados, denominado lidar pulsado, suas alturas de medições são determinadas por cada pulso propagado.

No geral, lidars CW possuem uma resolução espacial maior, porém um alcance vertical menor, de poucas centenas de metros, enquanto lidars pulsados possuem uma resolução espacial menor, porém constante ao longo das alturas de medições e um alcance vertical maior, podendo chegar a alguns quilômetros.

FIGURA 3.6 - Esquema de varredura do lidar Doppler, α indica a inclinação entre o feixe de luz e o zênite, \vec{V} e \vec{V}_r a velocidade e velocidade radial do vento respectivamente nos distintos setores.



Fonte: adaptado de LEOSPHERE (2011).

Existem dois esquemas de varreduras realizadas pelo lidar Doppler para a obtenção das componentes da velocidade e direção do vento, o *velocity azimuth display* (VAD), geralmente utilizado pelos lidars CW e o *Doppler beam swing* (DBS), geralmente utilizados pelos lidars pulsados.

Para que os valores obtidos por essas varreduras sejam válidos, partimos da premissa que os valores das componentes da velocidade do vento sejam iguais para todos os pontos medidos em uma mesma altura, assumindo assim a homogeneidade horizontal. Essa condição é válida para terrenos planos, mas nem sempre para terrenos complexos.

A varredura VAD é derivada da observação da variação da velocidade radial em relação ao azimute em um ciclo completo (2π), que apresenta um comportamento senoidal. Os parâmetros de um ajuste senoidal, fornecem as informações de velocidade e direção do vento. Mais detalhes do procedimento do VAD podem ser vistos em (WEITKAMP, 2005).

Os lidars utilizados nesse estudo, são lidars pulsados que executam uma varredura do tipo DBS com quatro feixes direcionados ao longo dos pontos cardeais. Em cada ponto obtém-se a velocidade radial do vento, que são descritas pelas equações a seguir:

$$\vec{V}_0 = v \operatorname{sen} \alpha + w \cos \alpha \quad (\text{Eq. 3.3})$$

$$\vec{V}_{90} = u \operatorname{sen} \alpha + w \cos \alpha \quad (\text{Eq. 3.4})$$

$$\vec{V}_{180} = -v \operatorname{sen} \alpha + w \cos \alpha \quad (\text{Eq. 3.5})$$

$$\vec{V}_{270} = -u \operatorname{sen} \alpha + w \cos \alpha \quad (\text{Eq. 3.6})$$

As componentes zonal (u), meridional (v) e vertical (w) do vento são então definidas por:

$$u = \frac{\vec{V}_{90} - \vec{V}_{270}}{2 \operatorname{sen} \alpha} \quad (\text{Eq. 3.7})$$

$$v = \frac{\vec{V}_0 - \vec{V}_{180}}{2 \operatorname{sen} \alpha} \quad (\text{Eq. 3.8})$$

$$w = \frac{\vec{V}_0 + \vec{V}_{90} + \vec{V}_{180} + \vec{V}_{270}}{4 \cos \alpha} \quad (\text{Eq. 3.9})$$

A velocidade do vento horizontal (\vec{V}_h) e a direção do vento (Dir) são então definidas:

$$\vec{V}_h = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (\text{Eq. 3.10})$$

$$Dir = \tan^{-1} \frac{u}{v} \quad (\text{Eq. 3.11})$$

A varredura DBS pode ser executada com três ou quatro feixes. Com três feixes a solução é única e a componente vertical é perfeitamente determinada, supondo um dos feixes apontado na vertical, porém, com quatro feixes a homogeneidade horizontal pode ser verificada e valores indesejados descartados (PEÑA et al., 2015).

Além dos dados de vento, o lidar fornece também a razão carregador ruído (CNR, do inglês *carrier to noise ratio*), equivalente à razão sinal ruído (SNR, do inglês *signal to noise ratio*), que é um indicador da qualidade das medidas. A CNR depende das condições atmosféricas como o conteúdo de aerossol e precipitação (AITKEN; RHODES; LUNDQUIST, 2012) e um valor crítico é estabelecido, a partir do qual as medidas são consideradas indesejadas e descartadas.

3.3 Métodos de Obtenção da Altura da Camada Limite Planetária

3.3.1 Método do número de Richardson *bulk*

O número de Richardson *bulk* (BRN, do inglês *bulk Richardson number*) é definido como a razão entre a força de empuxo e a força associada ao cisalhamento do vento (ZHANG et al., 2014).

$$BRN = \frac{(g/\theta_{vs})(\theta_{vz} - \theta_{vs})z}{V_{hz}^2} \quad (Eq. 3.12)$$

onde g é a aceleração da gravidade (m/s^2), θ_{vs} é a temperatura potencial virtual na superfície (K), θ_{vz} é a temperatura potencial virtual no nível z (K) e V_{hz} é o vento horizontal (m/s) no nível z (m).

O método do número de Richardson *bulk* assume que a ACLP corresponde a altura em que o BRN atinge um valor crítico (Ri_{bc}) que representa a transição entre um fluxo laminar e um fluxo turbulento (FIG. 3.7) (WALLACE; HOBBS, 2006).

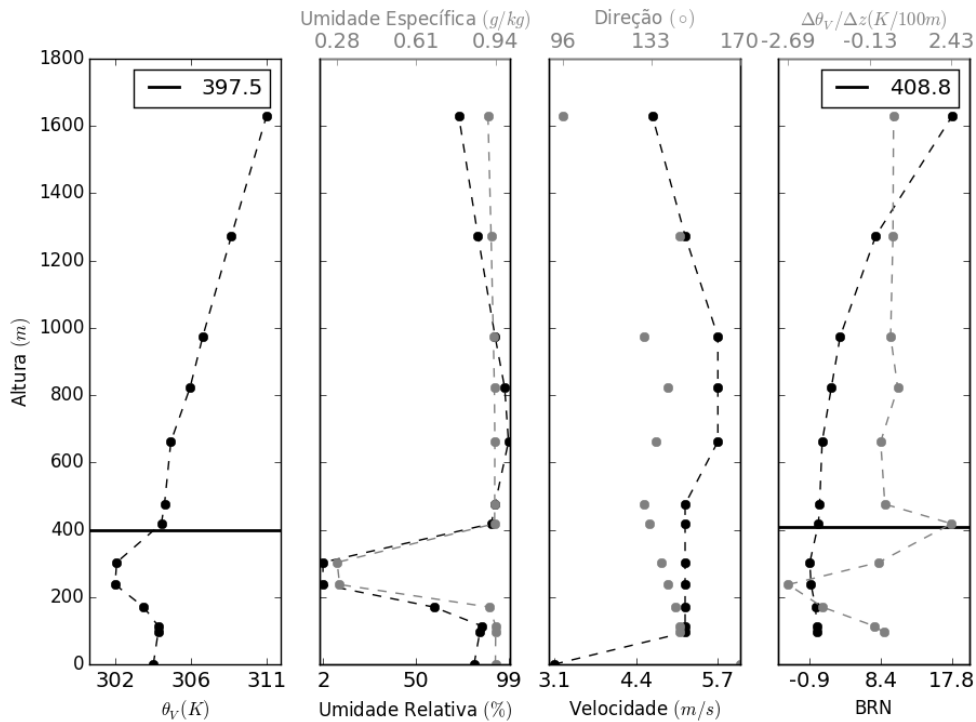
Na literatura encontramos um grande intervalo de valores críticos (ZHANG et al., 2014), são mais frequentes valores próximos a 0.25 (SEIBERT, 2000; STULL, 1988), porém esse valor pode variar consideravelmente dependendo das características e condições locais.

3.3.2 Método da Parcela

O método da parcela é um método objetivo e simples para estimar a ACLP na CLC. Consiste em estimar a altura em que uma parcela de ar hipotética em ascendência atinge o equilíbrio (HOLZWORTH, 1964; SEIBERT, 2000), considerando um perfil de temperatura potencial virtual, a ACLP corresponde a altura em que a temperatura assume o valor da temperatura de superfície (FIG.3.7).

O método depende diretamente da temperatura de superfície e incertezas nessas estimativas feitas pelas radiossondagens podem resultar em erros significativos na obtenção da ACLP.

FIGURA 3.7 – Exemplo do perfil vertical dos dados da radiossondagem em que a ACLP é determinada pelo método da parcela (esquerda) e pelo método do BRN (direita).



Fonte: autor da dissertação.

O método da parcela pode ser interpretado uma simplificação do método do BRN em que a contribuição do cisalhamento do vento é desconsiderada.

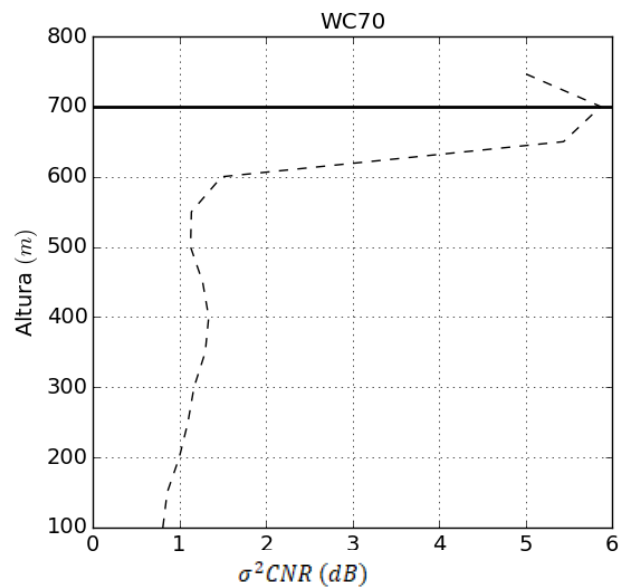
3.3.3 Método da razão sinal-ruído

A razão sinal ruído ou CNR, como mencionado anteriormente, é um indicador da qualidade das medidas do lidar Doppler e está relacionada ao conteúdo de aerossol presente na atmosfera.

Partindo do princípio que a ACLP é demarcada pela transição de uma camada com a presença de material particulado e uma camada relativamente livre (LOTHON; LENSCHOW; MAYOR, 2009), a ACLP corresponde à altura em que a variância da razão sinal ruído ($\sigma^2 CNR$) é máxima.

Esse método baseia-se no conteúdo de aerossol na atmosfera, diferentemente dos métodos definidos nas seções anteriores, que utilizam o perfil de temperatura. Essa diferença conceitual pode trazer erros sistemáticos que serão discutidos adiante.

FIGURA 3.8 - Exemplo do perfil vertical da $\sigma^2 CNR$ do lidar Doppler, cujo máximo corresponde a ACLP.



Fonte: autor da dissertação.

Para que esse método possa ser utilizado o lidar Doppler precisa ter um alcance vertical suficiente para detectar a ACLP.

3.3.4 Análise Espectral

Como mencionado anteriormente, o número de onda correspondente ao pico do espectro de energia está relacionado à ACLP. Em meteorologia, utiliza-se frequência ao invés de número de onda, as medidas são geralmente feitas em função do tempo em um ponto fixo no espaço, portanto é conveniente substituir o espectro espacial pelo espectro de frequências.

Para transformar medidas de espaço em medidas de tempo a Hipótese de Taylor propõe que se a velocidade média do fluxo turbulento (U) é maior do que sua flutuação (u'), então u' em um determinado ponto fixo do espaço pode ser considerado parte de um padrão do fluxo turbulento movendo-se sob este ponto (SORBJAN, 1989).

De acordo com a Hipótese de Taylor, temos:

$$k = \frac{f}{U} \quad (\text{Eq. 3.13})$$

Dessa maneira, podemos reescrever os espectros, utilizando uma notação diferente e o espectro da componente u como exemplo, dada a relação:

$$\int_0^{\infty} F_u(k)dk = \int_0^{\infty} S_u(f)df \quad (Eq. 3.14)$$

Temos:

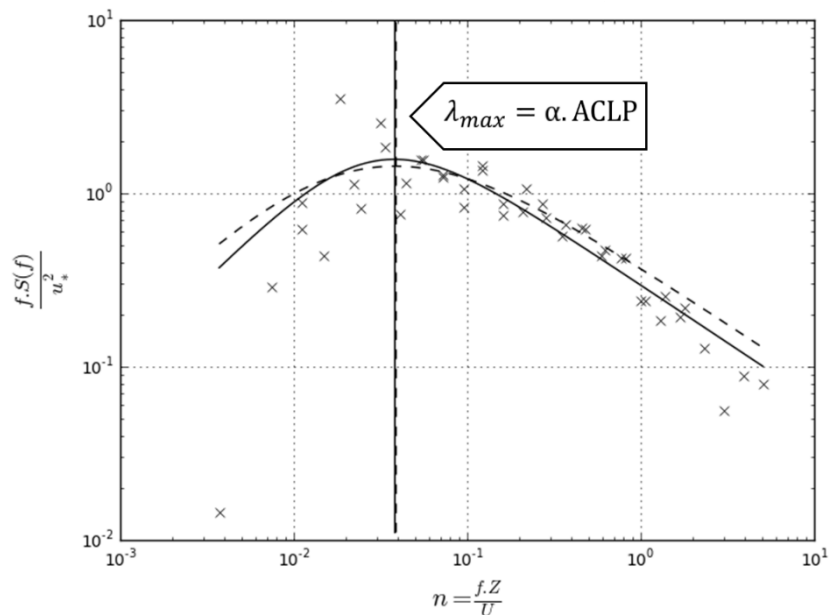
$$k F_u(k) = f S_u(f) \quad (Eq. 3.15)$$

Uma condição prática para a validade da hipótese de Taylor sugerida por (WILLIS; DEARDORFF, 1976) é dada por:

$$\sigma_U = \frac{1}{2}U \quad (Eq. 3.16)$$

onde σ_U representa o desvio padrão da velocidade média.

FIGURA 3.9 – Exemplo do espectro da componente longitudinal do vento, em destaque o comprimento de onda do pico espectral e a relação com a ACLP.



Fonte: autor da dissertação.

Para essa aplicação é comum exibir o espectro de frequência normalizado pelo quadrado da velocidade de fricção:

$$u_*^2 = \left(\sqrt[4]{\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}} \right)^2 \quad (Eq. 3.17)$$

Plotado em um gráfico do tipo log log em relação à frequência normalizada:

$$n = \frac{f \cdot z}{U} \text{ (Eq. 3.18)}$$

onde z é a altura de medição.

Na Figura 3.9 é mostrado um exemplo do espectro da componente longitudinal do vento de acordo com as características descritas acima. As curvas, contínua e tracejada, indicam funções ajustadas ao espectro e as linhas verticais a frequência normalizada correspondente ao máximo da curva, ou seja, ao pico espectral. Em destaque a relação com a ACLP.

Mais detalhes sobre a obtenção dos espectros, as curvas de ajuste e a relação de proporcionalidade com a ACLP, serão descritos em detalhe na seção seguinte.

A título de curiosidade, a epígrafe desse trabalho ilustra A Noite Estrelada, pintada por Van Gogh³ em seu último período, no qual turbulência foi o principal adjetivo usado para descrever seu trabalho. Estudos mostram que a luminância, medida de intensidade luminosa por unidade de área, presente no trabalho de Van Gogh, quando comparada a teoria da turbulência de Kolmogorov, descrita nesse trabalho, possui as mesmas características, comparando-se a turbulência em um fluido (ARAGÓN et al., 2008).

³ Vincent Van Gogh (1853 – 1890)

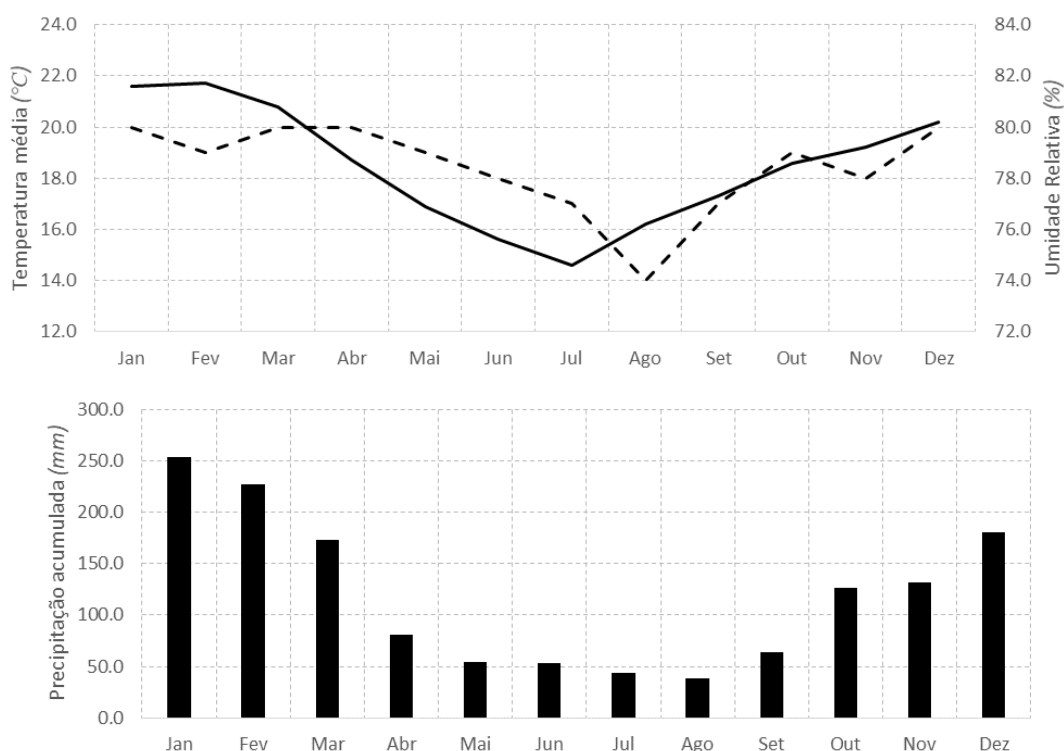
4 METODOLOGIA

4.1 Área de Estudo

O estudo foi realizado na cidade de São Paulo, cuja população estimada em 2017, segundo o IBGE⁴, é de mais de 12 milhões de habitantes em uma região de 1.524,11 km² com uma frota de aproximadamente 7,8 milhões de veículos (2016).

Segundo a CETESB⁵, a emissão veicular é uma das principais causas da poluição do ar, impactando diretamente na saúde da população. Fica clara a importância de estudos que podem contribuir para questões relacionadas a emissão e dispersão de poluentes na região metropolitana de São Paulo (RMSP).

FIGURA 4.1 – Normal climatológica (1961-1990) da estação do Mirante de Santana para temperatura média (linha contínua) e umidade relativa (linha tracejada) (superior) e precipitação acumulada mensal (inferior).



Fonte: adaptado de INMET (1990).

O clima da cidade de São Paulo é típico de regiões subtropicais do Brasil (OLIVEIRA; BORNSTEIN; SOARES, 2003), caracterizado por um inverno seco dos meses

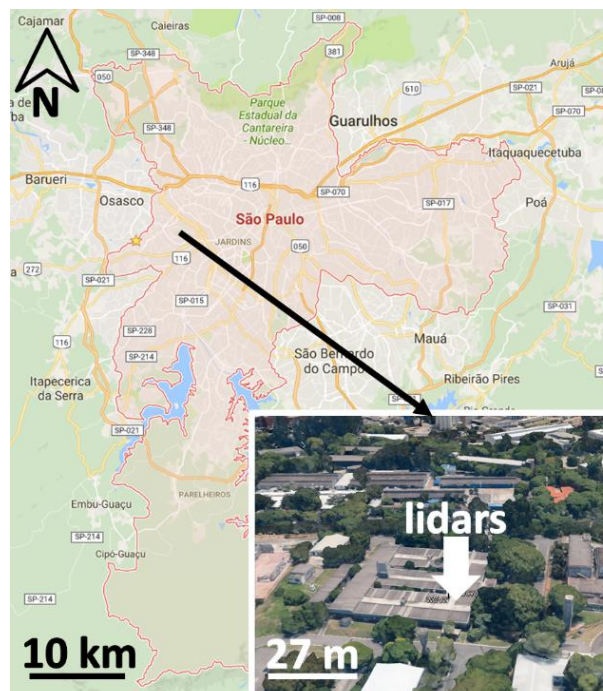
⁴ IBGE, página eletrônica, <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/sp/sao-paulo/panorama>

⁵ CETESB, página eletrônica, <http://cetesb.sp.gov.br/veicular/>

de junho a agosto e um verão úmido dos meses de dezembro a fevereiro (FIG. 4.1). O maior valor de precipitação acumulada ocorre no mês de janeiro (253.4 mm).

As medidas com os lidars foram realizadas na zona oeste da cidade de São Paulo, no topo do edifício do Centro de Lasers e Aplicações (CLA) do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN) no campus da Universidade de São Paulo (USP) (23°33'38" S, 46°44'25" O) a 760 m acima do nível do mar (a.n.m.) (FIG. 4.2).

FIGURA 4.2 - Mapa da cidade de São Paulo, em destaque o Centro de Lasers e Aplicações onde foram instalados os lidars.

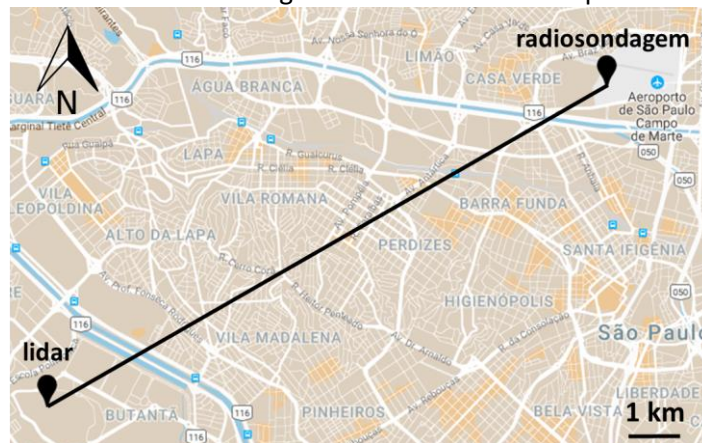


Fonte: Adaptado de Google Earth (2016).

A campanha de medição foi realizada a partir de meados de dezembro de 2015 até o início de março de 2016, totalizando 80 dias de medidas, o período da campanha coincide com os meses de maior precipitação como mostrado na Figura 4.1.

Foram utilizados os dados de radiossondagem da estação do Aeroporto do Campo de Marte (SBMT), localizado na zona norte da cidade de São Paulo, a aproximadamente 11 km do local da campanha de medição (FIG. 4.3) e dados de modelagem, interpolados para o local da instalação dos lidars.

FIGURA 4.3 – Mapa da cidade de São Paulo, em destaque o local de medição dos lidars e o local de lançamento das radiossondagens a uma distância de aproximadamente 11 km.



Fonte: adaptado de Google Maps (2016).

A descrição e detalhes dos dados utilizados nesse estudo serão apresentados na seção seguinte.

4.2 Descrição dos Dados

4.2.1 Lidar Doppler

Os lidars utilizados (FIG. 4.5) são sistemas comerciais, ambos fabricados pela empresa francesa *Leosphere*, o primeiro é o modelo Windcube 70, que será denominado WC70 daqui em diante e o segundo é o modelo Windcube V2, que será denominado WCV2 daqui em diante.

FIGURA 4.4 – Foto do lidar WC70 (esquerda) e do lidar WCV2 (direita).



Fonte: LEOSPHERE (2011) e LEOSPHERE (2014)

O lidar WC70 tem um alcance vertical máximo de 2000 m, porém, os dados acima de 1500 m apresentaram uma taxa de disponibilidade inferior a 10%, portanto o lidar WC70 foi ajustado para medir de 100 a 1500 m com intervalos de 50 m, totalizando 29 níveis. Medidas foram amostradas a uma taxa de 3 Hz e arquivos com médias de 10 min foram gravados.

O lidar WCV2 tem um alcance vertical máximo de 290 m e foi ajustado para medir 12 níveis: 40, 60, 80, 100, 125, 150, 175, 200, 225, 250, 270 e 290 m, de tal maneira que ambos equipamentos tivessem 4 níveis concorrentes: 100, 150, 200 e 250 m. Medidas foram amostradas a uma taxa de 1 Hz e arquivos com médias de 10 min foram gravados.

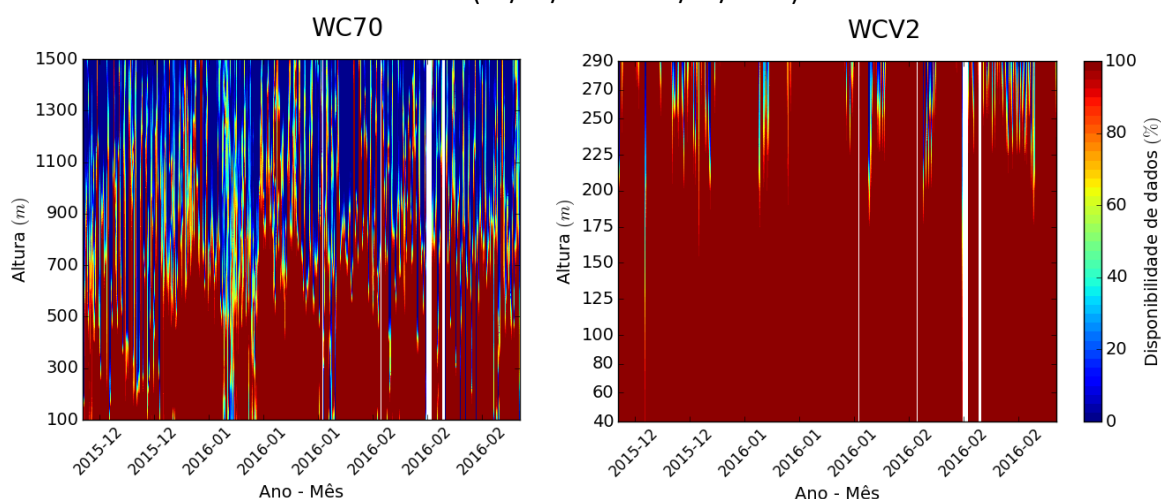
Tabela 4.1 – Principais características dos lidars.

Características	WC70	WCV2
Ângulo de inclinação	14.93°	28°
Intervalo de medidas	100 – 2000 m	40 – 200 m
Resolução espacial	50 m	20 m
Taxa de amostragem	3 Hz	1 Hz
CNR crítico	26 dB	23 dB
Intervalo de velocidades	0 – 100 m/s	0 – 55 m/s
Acurácia da velocidade	0.3 m/s	0.1 m/s
Acurácia da direção	1.5°	2°

Fonte: adaptado de LEOSPHERE (2011) e LEOSPHERE (2014)

A CNR é utilizada para filtrar os dados, portanto dados abaixo do valor crítico definido para cada equipamento (TAB. 4.1) são desconsiderados, afetando a taxa de disponibilidade de dados, que indica a razão entre os dados considerados em relação ao conjunto de dados do período da média (10 min).

FIGURA 4.5 - Disponibilidade dos dados de ambos equipamentos para o período total de medidas (15/12/2015 a 03/03/2016).



Fonte: autor da dissertação.

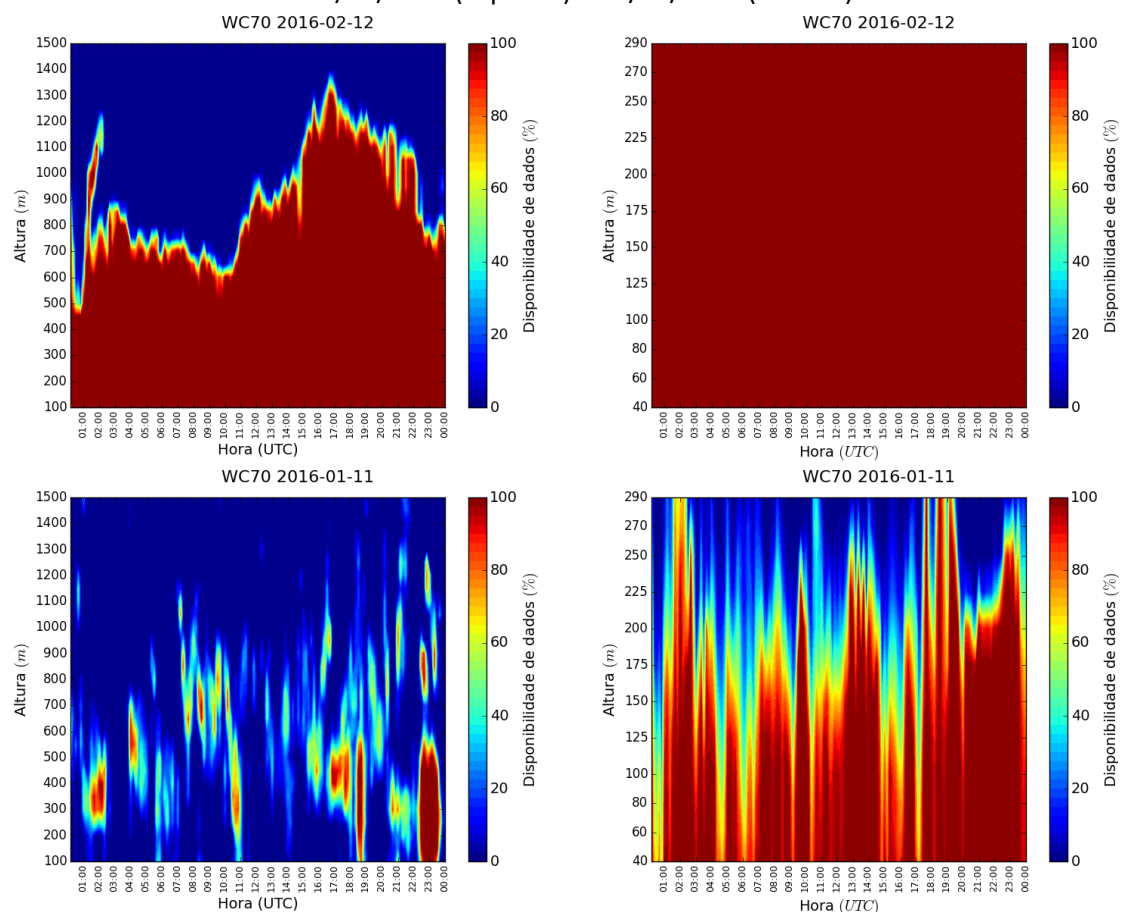
Como mencionado anteriormente a CNR depende das condições atmosféricas e a precipitação é um fator que influencia diretamente a qualidade das medidas, a

campanha de medição ocorreu durante o período mais chuvoso do ano, o que prejudicou consideravelmente a disponibilidade de dados (FIG. 4.5)

Além das condições atmosféricas, ocorreram alguns episódios de queda de energia no local de instalação durante a campanha de medição, limitando também os dias disponíveis para análise. A ausência dos dados é mostrada pelos espaços em branco na Figura 4.5.

NA Figura 4.6 a seguir, é ilustrada a disponibilidade de dados para um dia de céu claro sem precipitação e para um dia com precipitação ao logo de todo o período:

FIGURA 4.6 – Disponibilidade de dados para o lidar WC70 (esquerda) e WCV2 (direita) para o dia 12/02/2016 (superior) e 11/01/2016 (inferior).



Fonte: autor da dissertação.

As informações meteorológicas para classificar os dias em questão foram consultadas na página do grupo de Micrometeorologia⁶ do Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP), os dados

⁶ LabMicro, página eletrônica, <http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/Data/Graficos/SP/data.html>

referem-se à estação do IAG, localizada a menos de 1 km do local de instalação dos lidars.

Para a obtenção da ACLP através do método da CNR, foram utilizados os valores das médias de 10 min do lidar WC70, cujo alcance vertical é maior em relação ao lidar WCV2. Para todos os cálculos realizados utilizando médias de 10 minutos, foram considerados apenas aqueles com taxa de disponibilidade superior a 80%. Para a análise espectral foram utilizados os dados de 1 Hz do lidar WCV2 e apenas conjuntos com 100% de dados disponíveis foram considerados.

4.2.2 Radiossondagem

As radiossondagens do Aeroporto do Campo de Marte são lançadas diariamente às 00 UTC e às 12 UTC e são operadas pela Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET), os dados completos são de difícil acesso, alguns contatos com os setores responsáveis foram realizados, mas não houve nenhuma resposta.

Entretanto, dados dos níveis mais representativos são disponibilizados e foram acessados através do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de Wyoming⁷. Foram utilizadas as radiossondagens das 12 UTC (9:00 HL - desconsiderando o horário de verão), considerando apenas casos convectivos. Dos 80 dias da campanha de medição, em apenas 2 dias as radiossondagens das 12 UTC não foram disponibilizadas.

Também foram utilizados os dados interpolados de radiossondagens (perfis verticais) para o local da campanha de medição, disponibilizados pelo *Air Resources Laboratory* (ARL) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) através do sistema READY⁸ (*Real Time Environmental Applications and Display System*).

O sistema READY foi criado, a princípio, para fornecer dados de entrada e executar o modelo lagrangiano de partículas HYSPLIT, utilizado para cálculos de

⁷ Wyoming Weather, página eletrônica, <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

⁸ READY, página eletrônica, <http://www.ready.noaa.gov/index.php>

trajetória e dispersão atmosférica. Hoje, disponibiliza uma série de dados meteorológicos utilizados em diversas aplicações (ROLPH; STEIN; STUNDER, 2017).

Todos os dados meteorológicos disponíveis através do sistema READY vem do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e os dados dos perfis verticais das simulações de radiossondagem são do modelo Global Forecast System (GFS) através do Global Data Assimilation System (GDAS) com resolução espacial de 0.5° de latitude a cada 3 horas. Mais detalhes sobre o sistema READY podem ser vistos em ROLPH, STEIN E STUNDER (2017).

Neste estudo, para a aplicação do método do BRN, utilizamos um valor crítico de 0,17 estimado por SÁNCHEZ (2017) de acordo com a metodologia descrita por SORENSEN, RASMUSSEN, e SVENSMARK, (1996) com base no ajuste linear e minimização de erro estatístico aplicada a diferentes valores críticos. Esta metodologia foi aplicada aos dados do programa MCYTY BRASIL (OLIVEIRA et al., 2016) que realizaram 162 radiossondagens lançadas a cada 3 horas coletando dados com frequência de amostragem de 0,1 Hz no SMBT em 2013.

Conforme mencionado anteriormente, a resolução vertical dos dados da radiossondagem disponíveis é reduzida, portanto, a ACLP foi obtida a partir da interpolação linear entre a altura em que o BRN < 0.17 e a altura abaixo (ZHANG et al., 2014).

4.3 Análise Espectral

Para a análise espectral foram utilizados os dados de 1 Hz do lidar WCV2 para o período convectivo, no nível inicial de 40 m. As componentes do vento foram ajustadas através da rotação do sistema de coordenadas de tal forma que correspondessem às componentes longitudinal, lateral e vertical do vento de acordo com a direção do vento médio, sendo:

$$u = \bar{u} + u' \quad (Eq. 4.1)$$

$$v = +v' \quad (Eq. 4.2)$$

$$w = w' \quad (Eq. 4.3)$$

Para a validade da hipótese de Taylor foi aplicado o teste de acordo com a Eq. 3.16 e apenas os dados válidos foram considerados.

Para a estimativa dos espectros turbulentos, utilizou-se a transformada de Fourier de acordo com os passos descritos por STULL (1988). Utilizando a componente u como exemplo, para uma série de N dados indexados por l , segue:

$$F_u(\tilde{n}) = \frac{1}{N} \sum_{l=0}^{N-1} u(l) \cdot e^{\frac{-2\pi i \tilde{n} l}{N}} \quad (Eq. 4.4)$$

ou, de maneira equivalente:

$$F_u(\tilde{n}) = \frac{1}{N} \sum_{l=0}^{N-1} u(l) \cdot \cos\left(\frac{2\pi \tilde{n} l}{N}\right) - \frac{i}{N} \sum_{l=0}^{N-1} u(l) \cdot \sin\left(\frac{2\pi \tilde{n} l}{N}\right) \quad (Eq. 4.5)$$

\tilde{n} corresponde à frequência em oscilações por período total de amostragem, que assume valores $\tilde{n} = 0; 1 \dots N - 1$, dessa maneira cada coeficiente está associado a contribuição do \tilde{n} – *ésimo* harmônico (LAMESSA, 2001), sendo o primeiro valor $F_u(0)$ o valor da média da série original.

Em seguida é calculada a norma ao quadrado da transformada:

$$|F_u(\tilde{n})|^2 = F_{u_{real}}(\tilde{n})^2 + F_{u_{imag}}(\tilde{n})^2 \quad (Eq. 4.6)$$

$|F_u(\tilde{n})|^2$ quando somado de $\tilde{n} = 1$ a $N - 1$ representa a variância total da série original, essa soma não considera $\tilde{n} = 0$ pois este valor representa a média da série, como citado anteriormente.

Calcula-se então a energia espectral discreta:

$$E_u(\tilde{n}) = 2 |F_u(\tilde{n})|^2 \quad (Eq. 4.7)$$

É importante notar que para frequências maiores que a frequência de Nyquist (\tilde{n}_f), os valores de $|F_u(\tilde{n})|^2$ são idênticos aos valores das baixas frequências, portanto deve-se considerar $\tilde{n} = 1, 2, \dots, \tilde{n}_f$ sendo $\tilde{n}_f = N/2$ que representa a maior frequência que pode ser resolvida pela transformada de Fourier.

Vale notar que a variância das flutuações de velocidade tem a mesma unidade da energia cinética turbulenta por unidade de massa, portanto, o espectro da velocidade é chamado de espectro de energia (STULL, 1988).

Em seguida é calculado a densidade espectral que pode ser aproximada por:

$$S_u(\tilde{n}) = \frac{E_u(\tilde{n})}{\Delta\tilde{n}} \quad (\text{Eq. 4.8})$$

Para efeitos práticos, utilizamos a frequência expressa em número de oscilações por segundo (f), portanto $\Delta f = 1/T$ em que T representa o período total da série em segundos. Dessa forma podemos reescrever:

$$S_u(f) = \frac{E_u(f)}{\Delta f} \quad (\text{Eq. 4.9})$$

onde $\Delta f = (1.\Delta f, 2.\Delta f, 3\Delta f \dots)$.

Como é empregada a rotina da transformada de Fourier, é necessário utilizar conjuntos de dados múltiplo de 1024, portanto a série original foi dividida em blocos de 1024 dados e um tratamento diferenciado para as baixas e as altas frequências foi aplicado, de acordo com KAIMAL (1972).

Para as baixas frequências é feita uma média de blocos dos grupos de 1024 dados, é obtida assim uma nova série de 1024 dados com uma frequência de amostragem reduzida. A frequência mínima da banda de baixas frequências (f_b) equivale a:

$$f_b = \frac{f/N}{1024} \quad (\text{Eq. 4.10})$$

onde N representa o número de grupos de 1024 dados. Para o intervalo de 1 hora com amostragem de $f = 1 \text{ Hz}$ são utilizados 3 grupos de 1024 dados, portanto $f_b = 0.00033 \text{ Hz}$

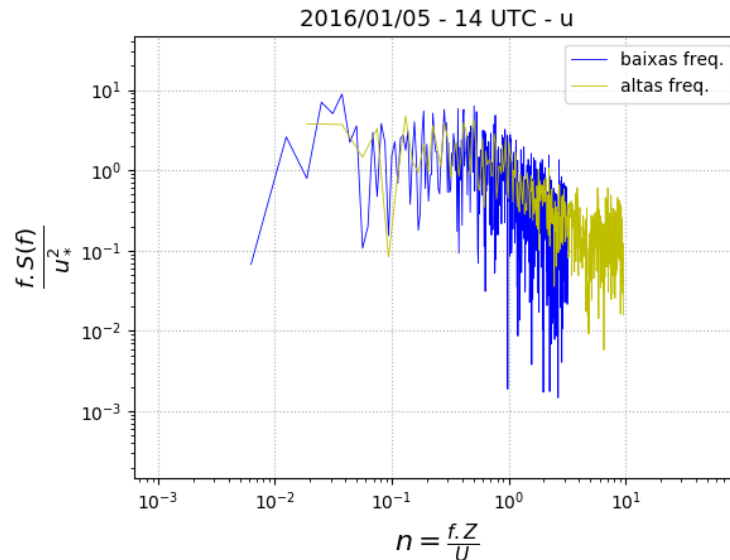
Para as altas frequências, aplica-se a rotina para cada grupo de 1024 dados e ao final calcula-se a média dos resultados de cada grupo. A frequência mínima para a banda de altas frequências (f_a) equivale a:

$$f_a = \frac{f}{1024} \quad (\text{Eq. 4.11})$$

ou seja, para a amostragem de $f = 1 \text{ Hz}$ temos $f_b = 0.00098 \text{ Hz}$

Na Figura 4.7 a seguir, é mostrado um exemplo do espectro calculado para as baixas e altas frequências:

FIGURA 4.7 – Exemplo do espectro de baixas (azul) e altas frequências (amarelo).



Fonte: autor da dissertação.

É possível verificar um grande espalhamento dos pontos, fazendo-se necessário um processo de suavização que foi aplicado seguindo os passos descritos por KAIMAL (1983) em que a série de 1024 dados é dividida em 22 blocos, espaçados de acordo com a escala logarítmica, cada um desses blocos apresenta um valor central (k_c) e um valor de frequência central (f_c).

No ANEXO A é mostrada a tabela com os valores para a suavização das baixas frequências, nesse caso os valores de frequência central são dados por:

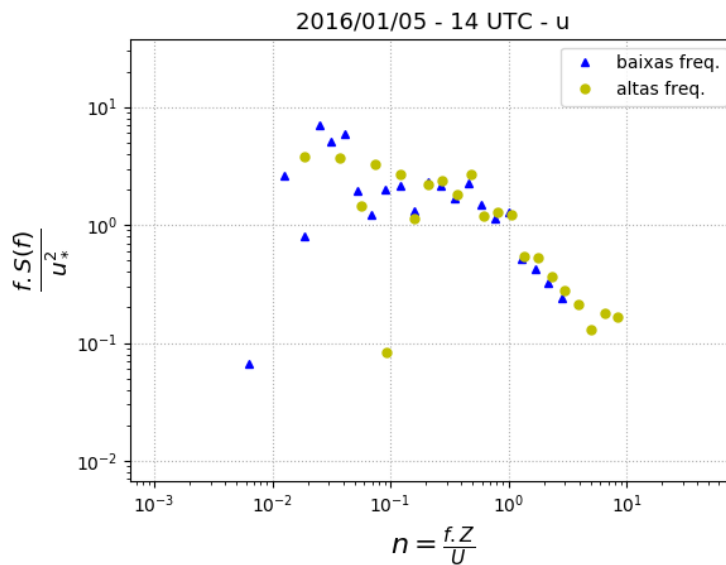
$$f_c = k_c \frac{f}{1024} \quad (\text{Eq. 4.12})$$

Similarmente, no ANEXO B é mostrada a tabela com os valores para a suavização das altas frequências, nesse caso os valores de frequência central são dados por:

$$f_c = k_c \frac{f/N}{1024} \quad (\text{Eq. 4.13})$$

Na Figura 4.8 é mostrado o mesmo espectro após o processo de suavização em que uma curva que representa o comportamento médio dos pontos é obtida e a visualização do comportamento do espectro torna-se mais nítida.

FIGURA 4.8 – Exemplo do espectro de baixas (azul) e altas (amarelo) frequências após o processo de suavização.



Fonte: autor da dissertação.

Após calculados os espectros, para fins práticos, ajusta-se funções analíticas que permitem extrair outras informações relevantes. Nesse trabalho utilizamos as funções descritas por SORBJAN (1989):

$$\frac{f.S(f)}{u_*^2} = \frac{A.n}{1 + B.n^{5/3}} \quad (\text{Eq. 4.18})$$

$$\frac{f.S(f)}{u_*^2} = \frac{A.n}{(1 + B.n)^{5/3}} \quad (\text{Eq. 4.19})$$

onde u_*^2 e n são dados pelas Eq. 3.17 e Eq. 3.18.

A e B são constantes da função de ajuste e não influenciam no formato do espectro, apenas na sua posição (SORBJAN, 1989). As curvas de ajuste foram obtidas através do método dos mínimos quadrados não linear.

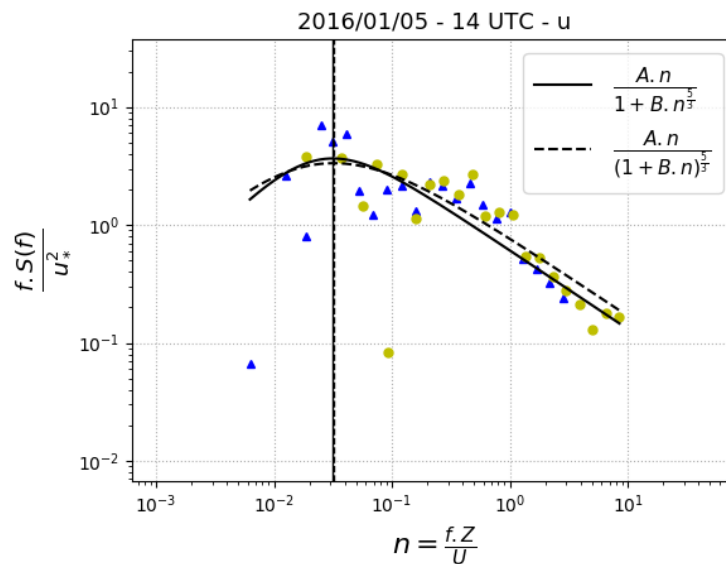
Reduzindo as expressões descritas pelas Eq. 4.18 e Eq. 4.19, respectivamente, obtêm-se as frequências normalizadas correspondentes aos picos espectrais:

$$n_{max} = \left(\frac{3}{2 \cdot B}\right)^{3/5} \quad (Eq. 4.20)$$

$$n_{max} = \left(\frac{3}{2 \cdot B}\right) \quad (Eq. 4.21)$$

Na Figura 4.9 são mostradas as curvas ajustadas ao espectro, a curva contínua representa o ajuste da Eq. 4.18 e a curva tracejada representa o ajuste da Eq. 4.19:

FIGURA 4.9 – Exemplo do espectro de baixas e altas frequências suavizado, curvas de ajuste e máximos espectrais.



Fonte: autor da dissertação.

As linhas verticais da Figura 4.9 representam a frequência normalizada do pico espectral e o comprimento de onda (λ_{max}) é obtido por:

$$\lambda_{max} = \frac{Z}{n_{max}} \quad (Eq. 4.22)$$

O resultado da integração das expressões descritas pelas Eq. 4.18 e Eq. 4.19 deve ser igual a variância da série original, de acordo com SORBJAN (1989):

$$A \int_0^{\infty} \frac{n \, d \ln(n)}{1 + B n^{5/3}} \quad (Eq. 4.23)$$

$$A \int_0^{\infty} \frac{n \, d \ln(n)}{(1 + B n)^{5/3}} \quad (\text{Eq. 4.24})$$

Portanto, temos:

$$\frac{\sigma^2}{u_*^2} = \frac{1.98 A}{B^{3/5}} \quad (\text{Eq. 4.25})$$

$$\frac{\sigma^2}{u_*^2} = \frac{1.5 A}{B} \quad (\text{Eq. 4.26})$$

Foi realizada a comparação das variâncias obtidas através das séries originais $(\sigma_u^2, \sigma_v^2, \sigma_w^2)$ e através da integração das funções de ajuste $(\sigma_{u,a}^2, \sigma_{v,a}^2, \sigma_{w,a}^2)$, esse e os demais resultados serão apresentados e discutidos na seção seguinte.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Todo tratamento de dados, cálculos e gráficos apresentados neste trabalho, foram feitos através de algoritmos desenvolvidos em Python⁹ (versão 2.7.14), uma linguagem de programação de código aberto.

5.1 WC70 x WCV2

Foi realizada uma breve comparação entre os lidars WC70 e WCV2 para a validação dos dados, através da comparação dos valores do vento horizontal e da direção do vento para todos os níveis de medição concorrentes (100, 150, 200 e 250 m).

Os lidars apresentaram uma excelente correlação entre os dados de velocidade do vento, com coeficiente de correlação (r^2) acima de 0.98 para todos os níveis. Devido a um problema na orientação do lidar WC70 durante a instalação, foram utilizados os dados de direção do WCV2 para corrigir o desvio gerado em relação ao norte, impossibilitando a correlação direta entre as direções médias, porém, em termos de distribuição de frequência, através da análise visual das rosas dos ventos, ambos equipamentos apresentaram resultados concordantes.

A comparação entre os lidars é importante para a averiguar a consistência das medidas, mas como não faz parte do tema central desse trabalho e para não interromper a fluidez do texto, os resultados são exibidos nos APÊNDICES A - C.

5.2 Radiossondagem x Lidar

Através do método do BRN e da Parcela, descritos nas seções 3.3.1 e 3.3.2, foram estimados os valores da ACLP através dos dados da radiossondagem da estação SBMT para às 12 UTC e comparados aos valores obtidos pelo método da CNR, descrito na seção 3.3.3 através dos dados do lidar WC70, para o mesmo horário.

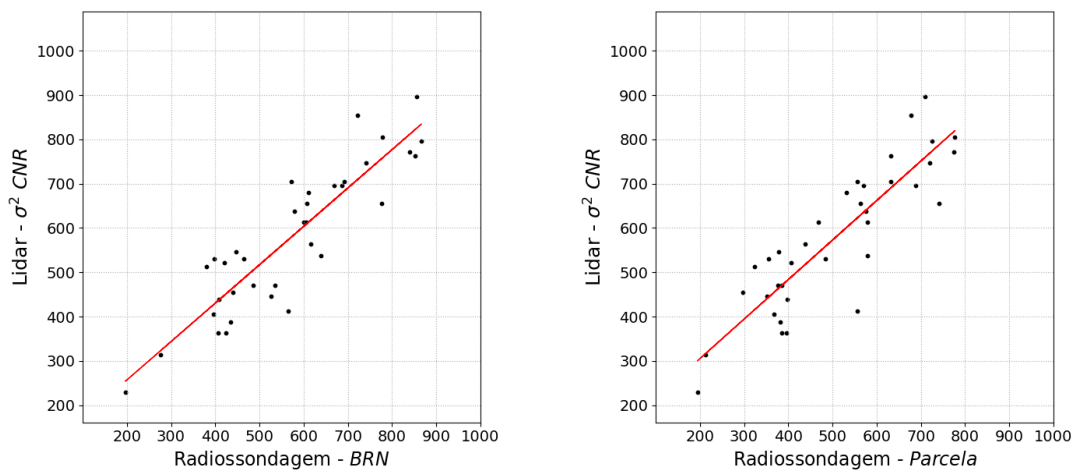
Para os cálculos, foram descartados dias nos quais algum dos métodos falhou, as condições atmosféricas foram desfavoráveis (principalmente em relação à

⁹ Python, página eletrônica, <https://www.python.org/>

precipitação), eventuais falhas técnicas no equipamento ocorreram ou devido à ausência de dados. Do total de 80 dias de medição foi escolhido um conjunto de 36 dias.

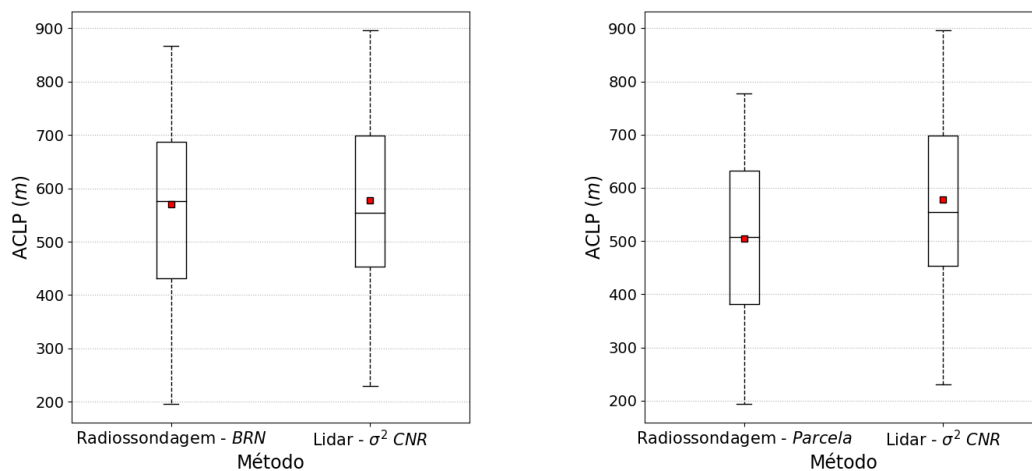
A comparação entre os métodos aplicados aos dados da radiossondagem e o método aplicado aos dados do lidar WC70 mostrou um resultado satisfatório (FIG. 5.1), entretanto, o método do BRN apresentou uma correlação maior ($r^2 = 0.80$) em relação ao método da parcela ($r^2 = 0.77$).

FIGURA 5.1 – Correlação entre os resultados estimados pelos métodos CNR x BRN com $r^2 = 0.80$ (esquerda) e pelos métodos CNR x Parcela $r^2 = 0.77$ (direita).



Fonte: autor da dissertação.

FIGURA 5.2 – Diagrama de caixa dos valores da ACLP estimados pelos métodos CNR x BRN (esquerda) e pelos métodos CNR x Parcela (direita). A linha horizontal central indica o valor da mediana e quadrado indica o valor da média.

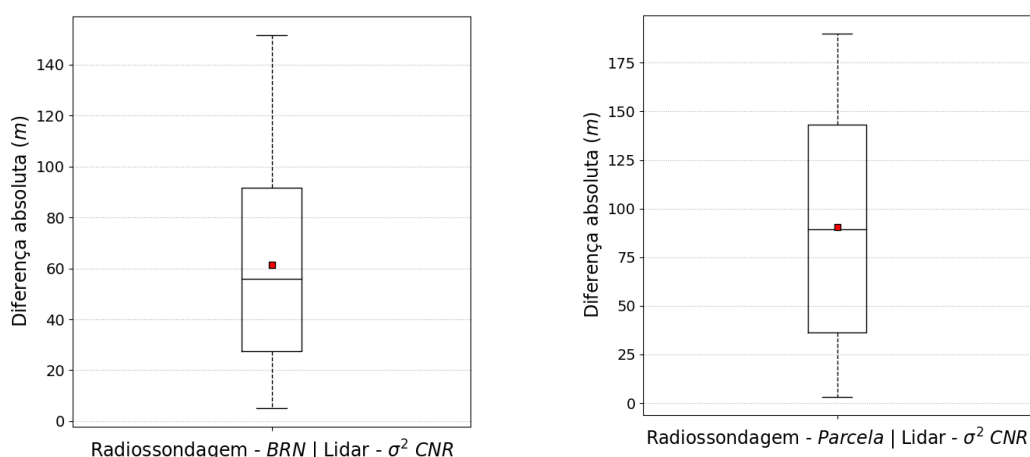


Fonte: autor da dissertação.

Em ambos casos, os valores obtidos pelo lidar foram superestimados em relação aos valores obtidos pelas radiossondagem (FIG. 5.2) como esperado (SEIBERT, 2000). Em relação ao método do BRN os valores foram superestimados em aproximadamente 64% dos casos e em relação ao método da parcela os valores foram superestimados em aproximadamente 83% dos casos.

Conforme mencionado na seção 3.3.3, a diferença da utilização do perfil de temperatura e do conteúdo de aerossol é evidenciado por uma diferença sistemática nos resultados, o material particulado pode ser levado para níveis mais altos pelos turbilhões mais energéticos, causando assim uma superestimava em relação aos métodos baseados nos perfis de temperatura.

FIGURA 5.3 – Diagrama de caixa da diferença absoluta entre os valores da ACLP estimados pelos métodos CNR x BRN (esquerda) e pelos métodos CNR x Parcela (direita). A linha horizontal central indica o valor da mediana e quadrado indica o valor da média.



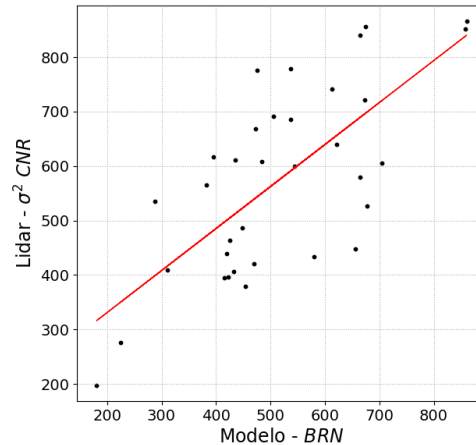
Fonte: autor da dissertação.

A diferença absoluta média entre os métodos do BRN e da CNR é de aproximadamente 61 m e entre os métodos da parcela e da CNR é de aproximadamente 90 m, uma diferença relativamente pequena, que mostra uma boa aproximação para ambos métodos. Para o método do BRN a maior parte dos valores de diferença absoluta estão abaixo do valor médio (FIG 5.3) evidenciando uma performance melhor em relação ao método da parcela.

Os dados interpolados de radiossondagens através do sistema READY (ver seção 4.2.2) foram utilizados para estimar a ACLP para o mesmo período, apenas através do método do BRN, que apresentou melhores resultados em relação ao

método da parcela, comparando os resultados com aqueles obtidos pela CNR do lidar WC70, observamos uma correlação mediana ($r^2 = 0.50$) (FIG. 5.4).

FIGURA 5.4 – Correlação entre os resultados estimados pelos métodos CNR x BRN com os dados do modelo ($r^2 = 0.50$).



Fonte: autor da dissertação.

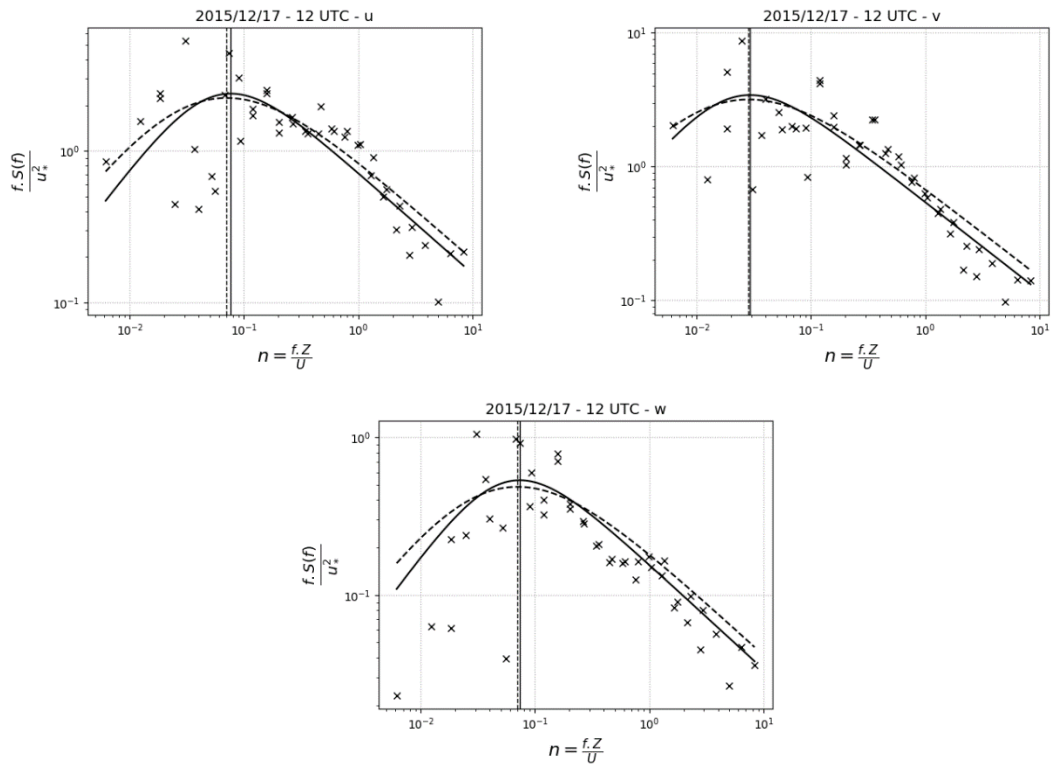
Os resultados do modelo não foram efetivamente utilizados para validação ou comparação dos resultados da análise espectral (adiante), porém são exibidos como parte dos resultados, no intuito de oferecer uma alternativa para futuras campanhas (algumas já realizadas) exclusivamente com o lidar WCV2 e a replicação dos métodos aqui discutidos, possibilitando a continuidade ao trabalho.

5.3 Espectros

Para análise espectral foram utilizadas séries de 60 min do lidar WCV2 para o nível inicial de 40 m, conforme descrito na seção 4.2.1, apenas dados com 100% de disponibilidade foram utilizados. Para todas as séries foi verificada a validade da hipótese de Taylor (ver seção 3.3.4) e apenas as séries válidas foram consideradas, restringindo a análise inicialmente a 115 séries.

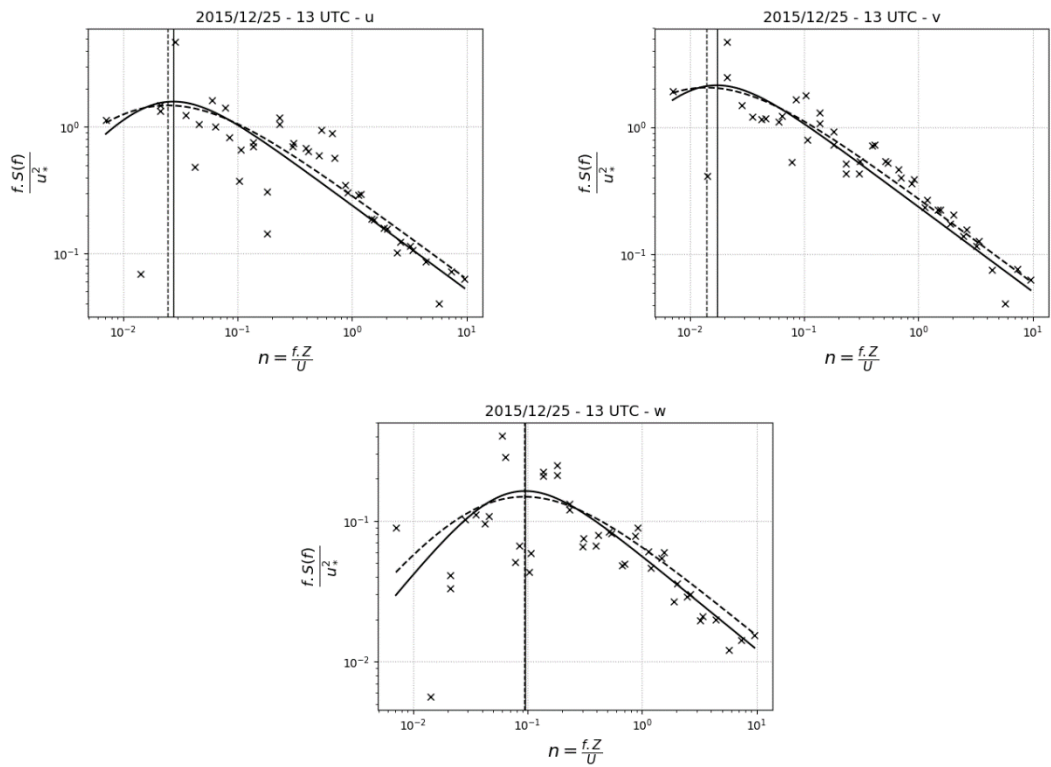
Nas Figuras 5.5 a 5.8 são apresentados os espectros das componentes do vento, as curvas de ajuste e os picos espectrais (ver seção 4.3). Foram escolhidas apenas alguns casos para representar as séries estudadas e ilustrar os resultados e discussões:

FIGURA 5.5– Espectros das componentes do vento, as curvas representam as funções de ajustes das Eq. 4.18 (contínua) e Eq. 4.19 (tracejada) e seus respectivos máximos.



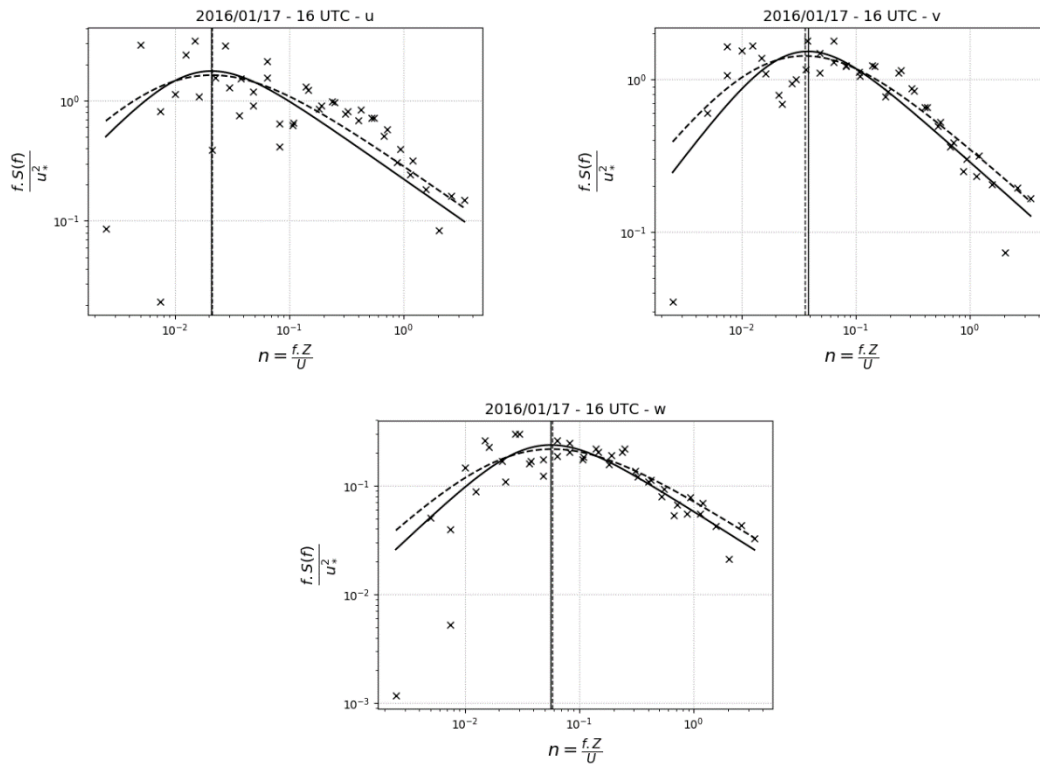
Fonte: autor da dissertação.

FIGURA 5.6– Espectros das componentes do vento, as curvas representam as funções de ajustes das Eq. 4.18 (contínua) e Eq. 4.19 (tracejada) e seus respectivos máximos.



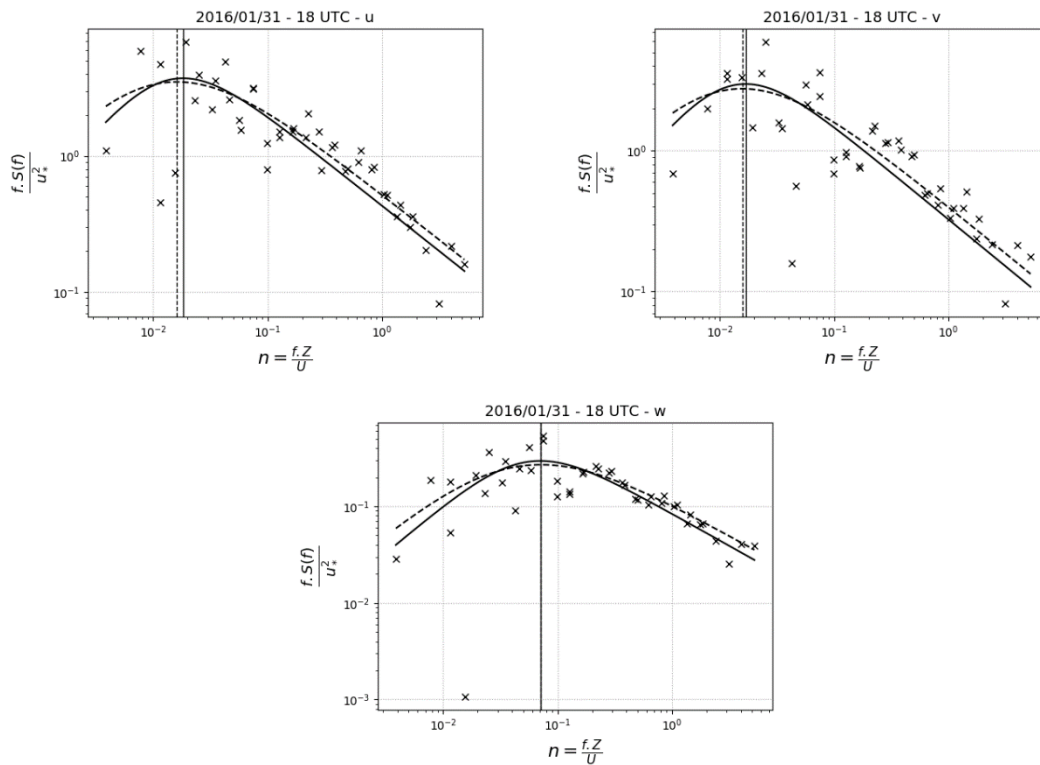
Fonte: autor da dissertação.

FIGURA 5.7– Espectros das componentes do vento, as curvas representam as funções de ajustes das Eq. 4.18 (contínua) e Eq. 4.19 (tracejada) e seus respectivos máximos.



Fonte: autor da dissertação.

FIGURA 5.8– Espectros das componentes do vento, as curvas representam as funções de ajustes das Eq. 4.18 (contínua) e Eq. 4.19 (tracejada) e seus respectivos máximos.



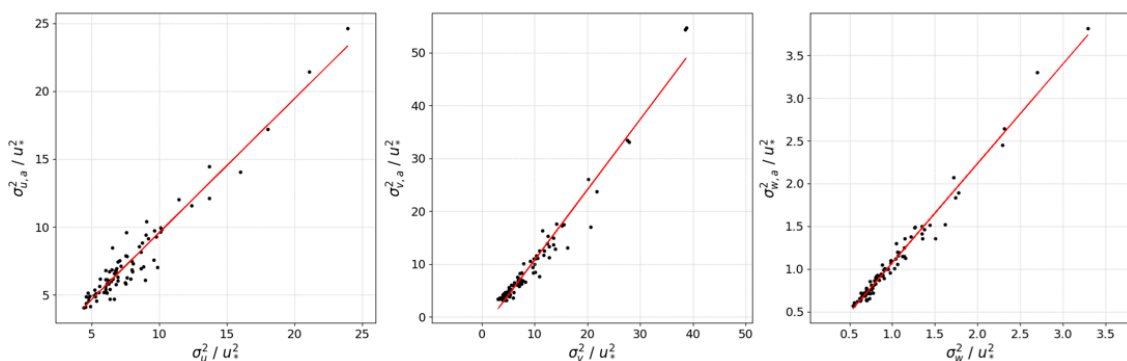
Fonte: autor da dissertação.

Observando os espectros apresentados nas figuras anteriores, observa-se um bom ajuste das curvas teóricas. Para as componentes u e v , os melhores ajustes foram realizados pela Eq. 4.19 e para a componente w a Eq. 4.18 apresentou melhores resultados. Comparando os resultados obtidos pela curva de ajuste e os valores calculados, os espectros da componente w apresentaram os melhores ajustes, seguidos pelos espectros das componentes u e v respectivamente.

Apesar das funções utilizadas para os ajustes apresentarem diferentes resultados para as componentes do vento, no geral, as funções apresentaram boa concordância entre si, com exceção de alguns casos em que os picos espectrais estimados apresentaram grande disparidade. Para cada componente os valores utilizados para os cálculos seguintes foram os apresentados pela curva de melhor ajuste.

De acordo com o que foi discutido da seção 4.3, a integração das funções de ajustes deve ser equivalente à variância da série original, através das Eq. 4.25 e Eq. 4.26 foram calculadas as variâncias estimadas pela função de ajuste (σ_a^2) e comparadas às variâncias das séries originais para todas as componentes:

FIGURA 5.9 – Correlação entre a σ^2 da série original e σ_a^2 estimada pela integração da curva de ajuste para as componentes u ($r^2 = 0.94$), v ($r^2 = 0.94$) e w ($r^2 = 0.97$).



Fonte: autor da dissertação.

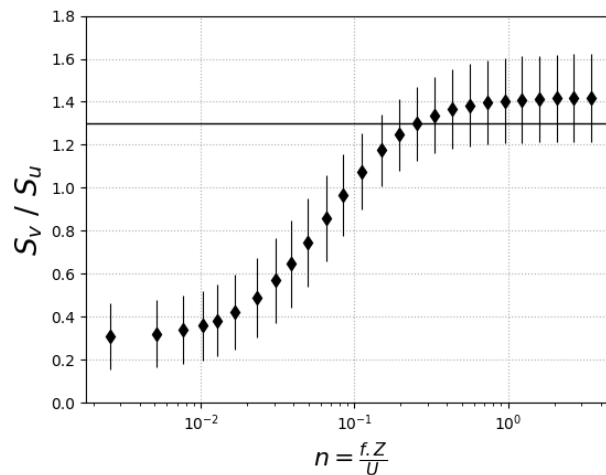
Em todos os casos foi observada uma excelente concordância com pouco espalhamento dos pontos, mesmo para os valores mais altos, e coeficiente de correlação (r^2) acima de 0.94. A componente w apresentou uma correlação ligeiramente melhor que as demais.

De acordo com um bom ajuste das curvas teóricas é possível afirmar que os espectros seguem a Lei dos -5/3 de Kolmogorov para o subintervalo inercial (ver seção 3.1.1), devido a representação do espectro em que a densidade espectral $S(f)$ é multiplicada pela frequência f , a inclinação exibida é de -2/3.

Após a validação da Lei dos -5/3 é realizada a validação da Eq. 3.2, conhecida como razão de isotropia (ver seção 3.1.1). Foi calculada a razão entre as densidades espectrais $S(f)$ das componentes a partir dos espectros ajustados em relação à frequência normalizada n .

Para as componentes u e w , tal relação não foi verificada, a razão entre as densidades espectrais ficou bem abaixo do esperado para todas as séries estudadas ao longo de todas as frequências, devido ao posicionamento do espectro de w bem abaixo do espectro de u , ao contrário do esperado (KAIMAL; FINNIGAN, 1994).

FIGURA 5.10 – Razão entre as densidades espectrais em relação a frequência normalizada para as componentes u e v .



Fonte: autor da dissertação.

Para as componentes u e v , considerando as séries em que os espectros apresentaram o comportamento esperado, em que o espectro de v está posicionado acima do espectro de u no subintervalo inercial (27% das séries) há uma boa relação com valores tendendo a 1.4 para as frequências mais altas, dentro de um intervalo de 20% de erro considerado satisfatório (CAVA; GIOSTRA; TAGLIAZUCCA, 2001).

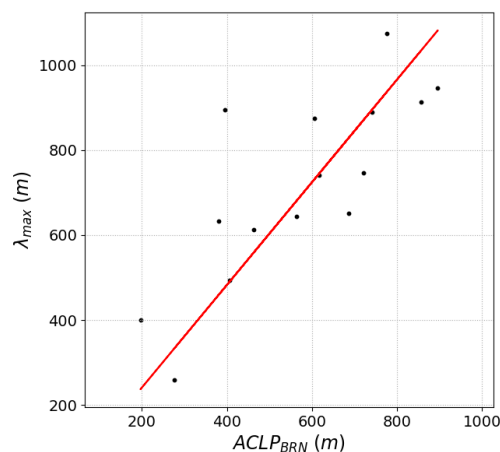
Até o momento, foram verificadas as propriedades dos espectros de acordo com a teoria apresentada, reduzindo consideravelmente o número de séries disponíveis para análise.

Para a estimativa dos picos espectrais, a região de maior interesse está associada às frequências mais baixas, na região de produção, onde é observado um espalhamento maior de pontos (FIG. 5.5 a 5.8) decorrente do procedimento de análise das baixas e altas frequências (KAIMAL; FINNIGAN, 1994) que pode comprometer os ajustes das curvas teóricas nessa região específica. Um pequeno desvio sobre a escala logarítmica pode comprometer o valor dos picos espectrais estimados, para alguns casos, os máximos foram ajustados visualmente, considerando pontos do espectro presentes acima da curva teórica.

Dentro do período considerado para comparação entre a radiossondagem e o lidar WC70 foram selecionadas 15 séries da componente longitudinal para às 12 UTC utilizadas para estabelecer a relação entre o comprimento de onda do pico espectral (Eq. 4.21) e a ACLP calculada pelo método do BRN através dos dados da radiossondagem, utilizada como valor de referência.

FIGURA 5.11 – Relação entre o comprimento de onda do pico espectral (λ_{max}) da componente longitudinal e a ACLP estimada pela radiossondagem pelo método BRN.

$$\lambda_{max} = 1.2 ACLP \quad (r^2 = 0.48)$$



Fonte: autor da dissertação.

Na Figura 5.11 é mostrada a relação entre o comprimento de onda do pico espectral e a ACLP, com $\alpha = 1.2$ muito próximo do valor encontrado na literatura de

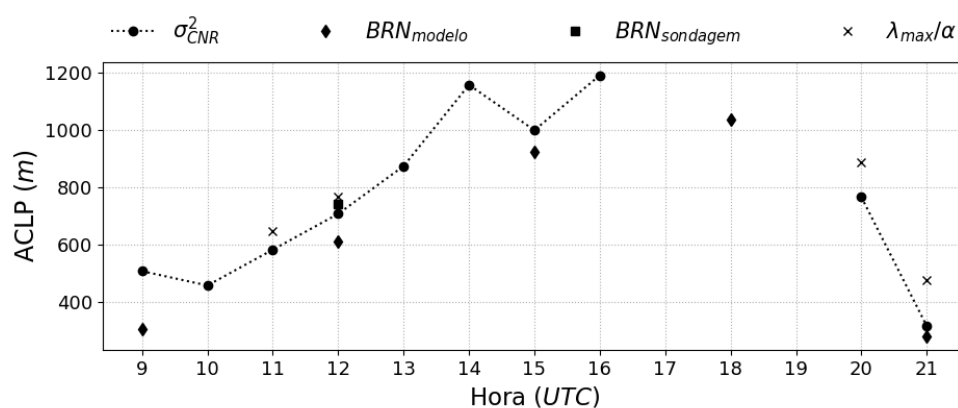
referência (1.3) (KAIMAL et al., 1976). Porém, além da pequena quantidade de pontos, há um significativo espalhamento e índice de correlação inferior a 0.5 ($r^2 = 0.48$).

Apesar da extraordinária proximidade com o valor de referência, não é possível assegurar o valor 1.2 como constante de proporcionalidade para todos os casos. Uma análise mais detalhada dos casos aqui estudados se faz necessária, a fim de garantir um conjunto considerável de dados sob as mesmas condições.

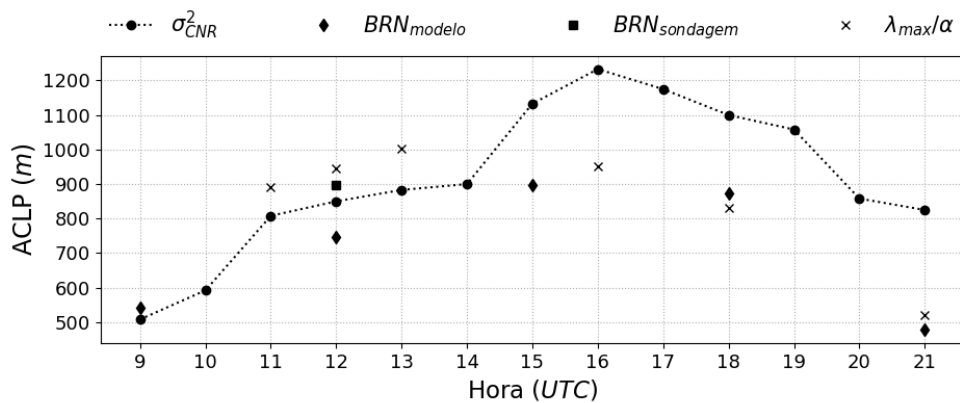
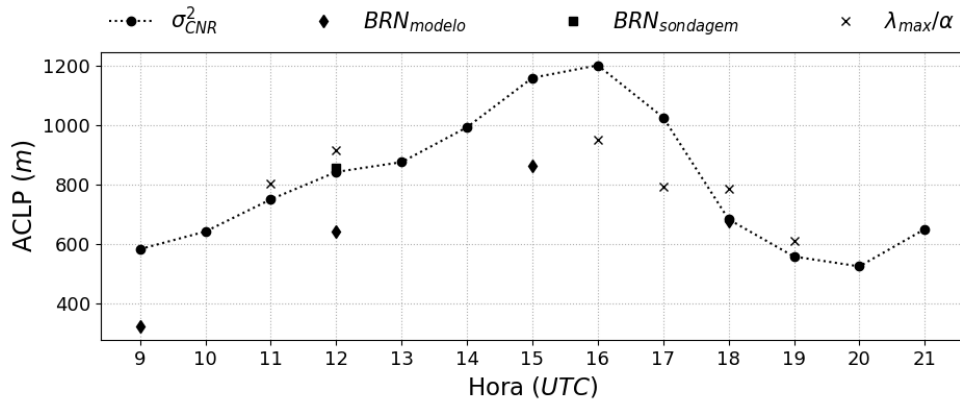
Através da relação estabelecida, determinou-se a ACLP através dos picos espectrais para as demais séries. Na Figura 5.12, são mostrados os valores de ACLP obtidos através do lidar WCV2 pela análise espectral, para os pontos em que foi possível calcular o espectro, do lidar WC70 pelo método da CNR a cada hora, da radiossondagem para às 12 UTC e do modelo também pelo método do BRN a cada 3 horas para os dias 17/12/2015, 04/01/2016 e 12/02/2016.

Muitos dos espectros, apesar de mostrar um bom ajuste, não apresentaram boas estimativas dos picos espectrais, reduzindo drasticamente o número de séries disponíveis para análise.

FIGURA 5.12 – Valores de ACLP para diferentes métodos para os dias 17/12/2015, 04/01/2016 e 12/02/2016, respectivamente.



(CONTINUAÇÃO)



Fonte: autor da dissertação.

Através da Figura 5.12 é possível observar que todos os métodos, no geral, mostram o mesmo comportamento para o crescimento e decaimento da ACLP, porém, para maiores conclusões, se faz necessário um conjunto de dados mais representativo.

Erros nos espectros podem ocorrer por diversos motivos, como *aliasing*, decorrente da análise de dados discretos, em que a maior frequência que pode ser resolvida pela transformada de Fourier é a frequência de Nyquist (ver seção 4.3), porém o sinal pode ter contribuições de sinais de frequência superiores, que é traduzido como uma distorção do espectro nas altas frequências.

Na região das baixas frequências, pode haver a distorção do espectro devido a tendências na série, associadas a sinais de período superior ao tempo total de amostragem que pode mascarar o real pico do espectro. Esses tipos de erro não podem exatamente ser corrigidos, porém alguns tratamentos aplicando filtros às séries podem ser realizados para diminuir os efeitos.

6 CONCLUSÃO

Nesse estudo, realizou-se uma campanha de medição de meados de dezembro de 2015 ao início de março de 2016, durante os meses de verão, no Centro de Lasers e Aplicações localizado no campus da Universidade de São Paulo, uma região urbana com um terreno relativamente complexo.

Foram realizadas medidas com dois lidars Doppler comerciais com alcances verticais diferentes. Foi feita uma análise comparativa da performance desses equipamentos para os níveis de medidas concorrentes que mostrou uma ótima correlação (APÊNDICES A - C). Porém, uma análise mais detalhada em relação a influência do terreno nas medidas do lidar, se faz necessária para assegurar a hipótese de homogeneidade horizontal e detectar possíveis erros na estimativa das componentes da velocidade do vento.

Durante o período da campanha de medição, o aeroporto do Campo de Marte, localizado aos arredores, operou radiossondagens diárias, porém, infelizmente o acesso aos dados completos das radiossondagens é extremamente restrito, sendo disponibilizados apenas dados com medidas dos níveis mais representativos.

Apesar da limitação dos dados das radiossondagens, as estimativas da ACLP pelos métodos da parcela e do BRN para as 12 UTC, mostraram uma boa correlação com os valores de ACLP estimados através do método da CNR obtidos pelo lidar WC70, cujo alcance vertical permite uma medida direta da ACLP. Os resultados obtidos pelo BRN ($r^2=0.80$) foram melhores em relação ao método da Parcela ($r^2=0.77$) que apresentou valores ligeiramente subestimados.

Além dos dados das radiossondagens, foram apresentados os dados interpolados de radiossondagem (perfis verticais) através do sistema READY no intuito de oferecer uma alternativa para futuras campanhas (algumas já realizadas) exclusivamente com o lidar WCV2 e a replicação dos métodos aqui discutidos, possibilitando a continuidade ao trabalho.

Para o lidar WCV2, cujo alcance vertical é restrito, aplicou-se a análise espectral, em que o comprimento de onda do pico espectral apresenta uma relação de proporcionalidade com a ACLP. Os espectros apresentaram um bom ajuste das curvas

teóricas e para um grupo restrito de dados, foi possível verificar a relação dos $-5/3$ de Kolmogorov e a razão de isotropia no subintervalo inercial, porém, a razão de isotropia só foi verificada entre as componente longitudinal e lateral, é preciso verificar o motivo pelo qual a mesma relação não foi verificada entre as componentes longitudinal e vertical.

Apesar dos ajustes aparentemente bons das curvas teóricas, muitos picos espectrais não foram bem estimados, apresentando valores espúrios que podem estar relacionados a erros presentes nas estimativas espectrais (*aliasing* e tendência) além de limitações do equipamento em relação a frequência de amostragem e estimativa das componentes do vento que devem ser explorados com maior detalhe.

Através dos valores da ACLP estimados através do método do BRN pela radiossondagem foi estabelecida a relação de proporcionalidade com os picos espectrais para a componente longitudinal, a constante de proporcionalidade obtida ($\alpha=1.2$) foi bem próxima ao indicado na literatura, porém não reflete um conjunto representativo de dados.

Através da relação de proporcionalidade obtida é possível estimar os valores da ACLP através dos dados do lidar WCV2 ao longo de todo o período. Porém, como mencionado anteriormente, a maior parte dos espectros não apresentou uma boa estimativa dos picos espectrais, reduzindo consideravelmente os dados disponíveis e comprometendo uma análise mais completa.

Em resumo, apesar da análise espectral ser uma área de grande interesse, proporcionando um estudo mais detalhado da CLP, é de grande complexidade e não se mostrou, a princípio, uma abordagem prática para a estimativa da ACLP através do lidar WCV2.

6.1 Trabalhos Futuros

Para trabalhos futuros, relacionados ao tema e como continuidade do mesmo, sugere-se o aprofundamento das estimativas espectrais, a classificação dos espectros pela estabilidade atmosférica, para um estudo mais detalhado, assim como uma análise minuciosa das condições sinóticas e dos efeitos que possam apresentar em

relação aos espectros, a fim de obter uma melhor estimativa dos picos espectrais, ampliar o conjunto de dados utilizados e validar a relação de proporcionalidade com a ACLP.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITKEN, M. L.; RHODES, M. E.; LUNDQUIST, J. K. Performance of a wind-profiling lidar in the region of wind turbine rotor disks. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 29, n. 3, p. 347–355, mar. 2012.

ARAGÓN, J. L. et al. Turbulent Luminance in Impassioned van Gogh Paintings. **Journal of Mathematical Imaging and Vision**, v. 30, n. 3, p. 275–283, 29 mar. 2008.

BAKER, W. E. et al. Lidar-measured wind profiles: The missing link in the global observing system. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 4, p. 543–564, 2014.

CAVA, D.; GIOSTRA, U.; TAGLIAZUCCA, M. Spectral maxima in a perturbed stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 100, n. 3, p. 421–437, set. 2001.

COLLAUD COEN, M. et al. Determination and climatology of the planetary boundary layer height above the Swiss plateau by in situ and remote sensing measurements as well as by the COSMO-2 model. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 23, p. 13205–13221, 2014.

COLLIER, C. G. et al. Dual-Doppler lidar measurements for improving dispersion models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, n. 6, p. 825–838, 2005.

COMPTON, J. C. et al. Determination of planetary boundary layer height on short spatial and temporal scales: a demonstration of the covariance wavelet transform in ground-based wind profiler and Lidar measurements. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 30, n. 7, p. 1566–1575, jul. 2013.

DI LIBERTO, L. et al. Estimate of the arctic convective boundary layer height from lidar observations: a case study. **Advances in Meteorology**, v. 2012, p. 1–9, 2012.

EBERHARD, W. L.; CUPP, R. E.; HEALY, K. R. Doppler lidar measurement of profiles of turbulence and momentum flux. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.

6, n. 5, p. 809–819, out. 1989.

FLOORS, R. et al. Atmospheric boundary layer wind profile at a flat coastal site – wind speed lidar measurements and mesoscale modeling results. **Advances in Science and Research**, v. 6, n. April 2010, p. 155–159, 2011.

GOOGLE EARTH. V. 7.1.8. 2016. Disponível em <<https://www.google.com.br/earth/>>

GOOGLE MAPS. 2016. Disponível em: <<https://www.google.com.br/maps>>

GRANADOS-MUÑOZ, M. J. et al. Automatic determination of the planetary boundary layer height using lidar: one-year analysis over southeastern Spain. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D18, p. n/a-n/a, 27 set. 2012.

HICKS, M.; SAKAI, R.; JOSEPH, E. The evaluation of a new method to detect mixing layer heights using lidar observations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 32, n. 11, p. 2041–2051, nov. 2015.

HOLZWORTH, G. C. Estimates of mean maximum mixing depths in the Contiguous United States. **Monthly Weather Review**, v. 92, p. 235–242, 1964.

HUANG, M. et al. Estimate of boundary-layer depth over Beijing, China, using Doppler lidar data during SURF-2015. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 162, n. 3, p. 503–522, 27 mar. 2017.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Normais Climatológicas (1961-1990)**. Brasília, INMET - Instituto Nacional de Meteorologia/Ministério da Agricultura e Reforma Agrária, 1992.

KAIMAL, J. C. et al. Turbulence structure in the convective boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 11, p. 2152–2169, nov. 1976.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric boundary layer flows: Their structure and measurement**. New York: Oxford University Press, 1994.

KORHONEN, K. et al. Atmospheric boundary layer top height in South Africa: measurements with lidar and radiosonde compared to three atmospheric models.

Atmospheric Chemistry and Physics, v. 14, n. 8, p. 4263–4278, 2014.

KOVALEV, V. A.; EICHINGER, W. E. **Elastic Lidar**. Hoboken, NJ, USA: John Wiley & Sons, Inc., 2004.

LAMESSA, J. E. **Estudo Espectral da Camada Limite Superficial de Iperó-SP**. 2001. 93 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG/USP – São Paulo.

LANG, S.; MCKEOGH, E. Lidar and sodar measurements of wind speed and direction in upland terrain for wind energy purposes. **Remote Sensing**, v. 3, n. 9, p. 1871–1901, 2011.

LEOSPHERE. **Leosphere user's manual: Windcube 70**. Leosphere, 2011.

LEOSPHERE. **Leosphere user's manual: Windcube V2**. Leosphere, 2014.

LOTHON, M.; LENSCHOW, D. H.; MAYOR, S. D. doppler lidar measurements of vertical velocity spectra in the convective planetary boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 132, n. 2, p. 205–226, 21 ago. 2009.

OLIVEIRA, A. P.; BORNSTEIN, R. D.; SOARES, J. annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo. **Water, Air and Soil Pollution: Focus**, v. 3, n. 5/6, p. 3–15, 2003.

OLIVEIRA, A.P. et. al. Assessing urban effects on the climate of metropolitan regions of Brazil - Implementation and preliminary results of the MCITY BRAZIL PROGRAM for the cities of São Paulo and Rio de Janeiro (a ser publicado).

PEÑA, A. et al. **Remote Sensing for Wind Energy**. DTU Wind Energy. (DTU Wind Energy E; No. 0084(EN)). Roskilde, 2015.

ROLPH, G.; STEIN, A.; STUNDER, B. Real-time Environmental Applications and Display sYstem: READY. **Environmental Modelling and Software**, v. 95, p. 210–228, 2017.

SÁNCHEZ, M. P. **Investigação da Camada Limite Urbana na Região Metropolitana de São Paulo**. 2017. 136 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG/USP – São Paulo.

SEIBERT, P. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. **Atmospheric Environment**, v. 34, n. 7, p. 1001–1027, 2000.

SHUN, C. M.; CHAN, P. W. Applications of an infrared Doppler lidar in detection of wind shear. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 25, n. 5, p. 637–655, maio 2008.

SORBJAN, Z. **Structure of the Atmospheric Boundary Layer**. New Jersey: Prentice-Hall, 1989.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Springer Netherlands, 1988.

TUCKER, S. C. et al. Relationships of coastal nocturnal boundary layer winds and turbulence to Houston ozone concentrations during TexAQS 2006. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. D10, p. D10304, 21 maio 2010.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science, an introductory survey**. 2. ed. New York: Academic Press, 2006. v. 7

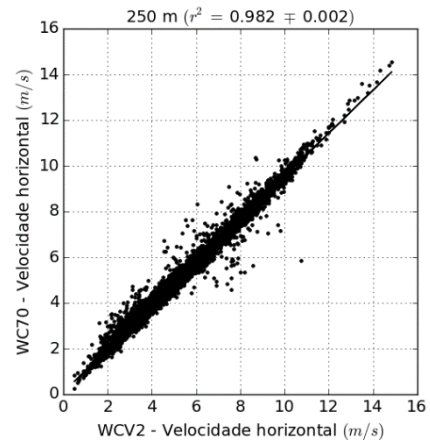
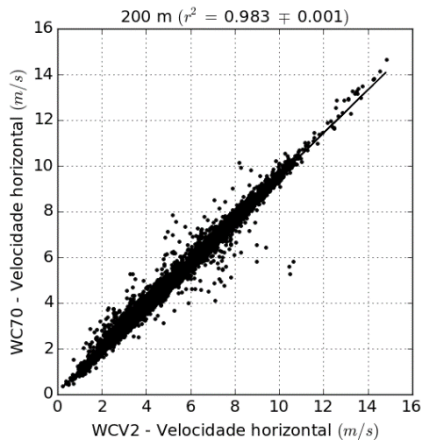
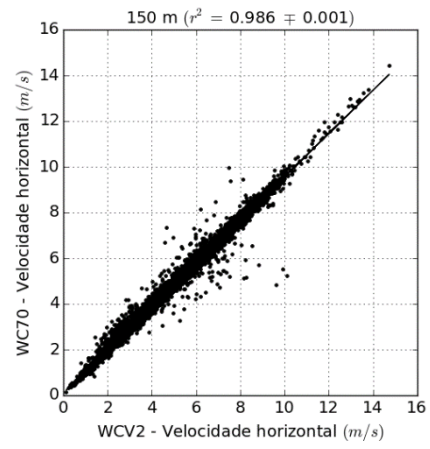
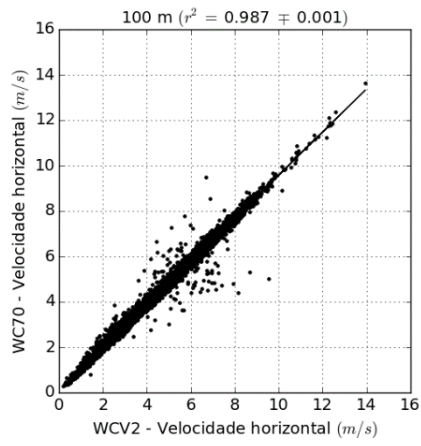
WEITKAMP, C. **Lidar: range-resolved optical remote sensing of the atmosphere**. Geesthacht: Springer, 2005.

WILLIS, G. E.; DEARDORFF, J. W. On the use of Taylor's translation hypothesis for diffusion in the mixed layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 102, n. 434, p. 817–822, out. 1976.

WYNGAARD, J. C. **Turbulence in the Atmosphere**. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. v. 1

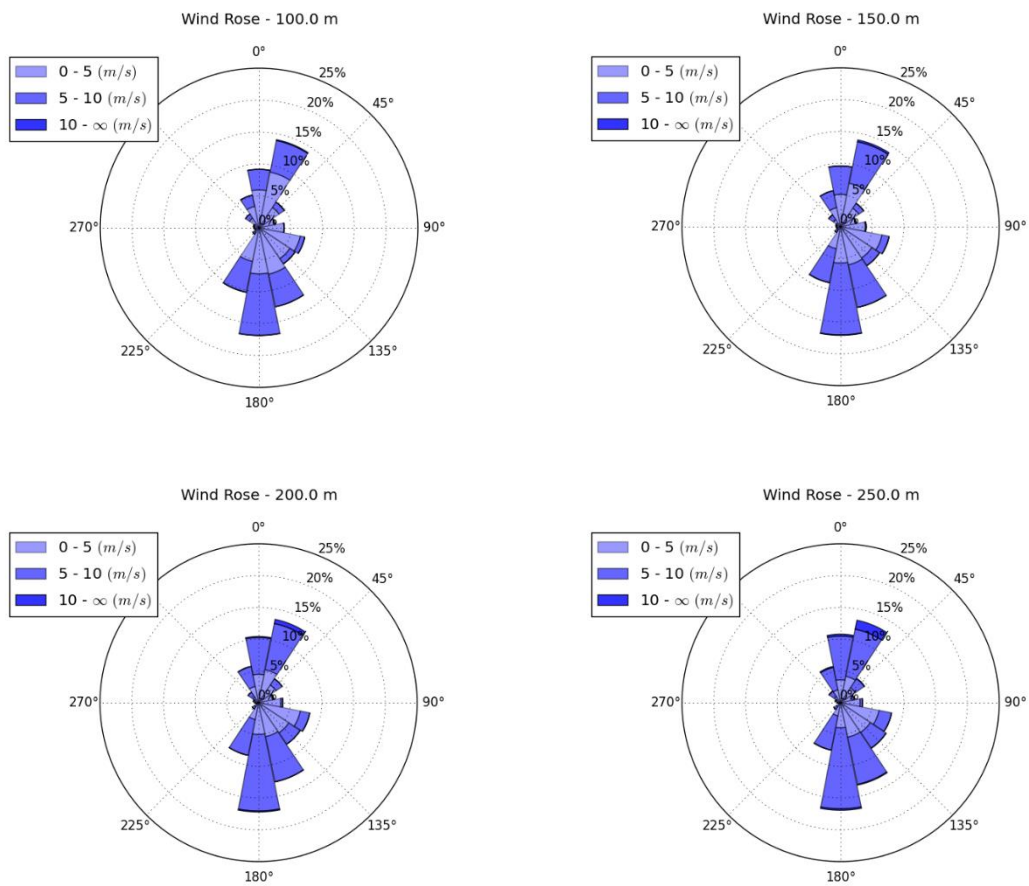
ZHANG, Y. et al. On the computation of planetary boundary-layer height using the bulk Richardson number method. **Geoscientific Model Development**, v. 7, n. 6, p. 2599–2611, 2014.

APÊNDICE A – Correlação da velocidade horizontal entre o lidar WC70 e WCV2 para 4 alturas e o respectivo coeficiente de correlação



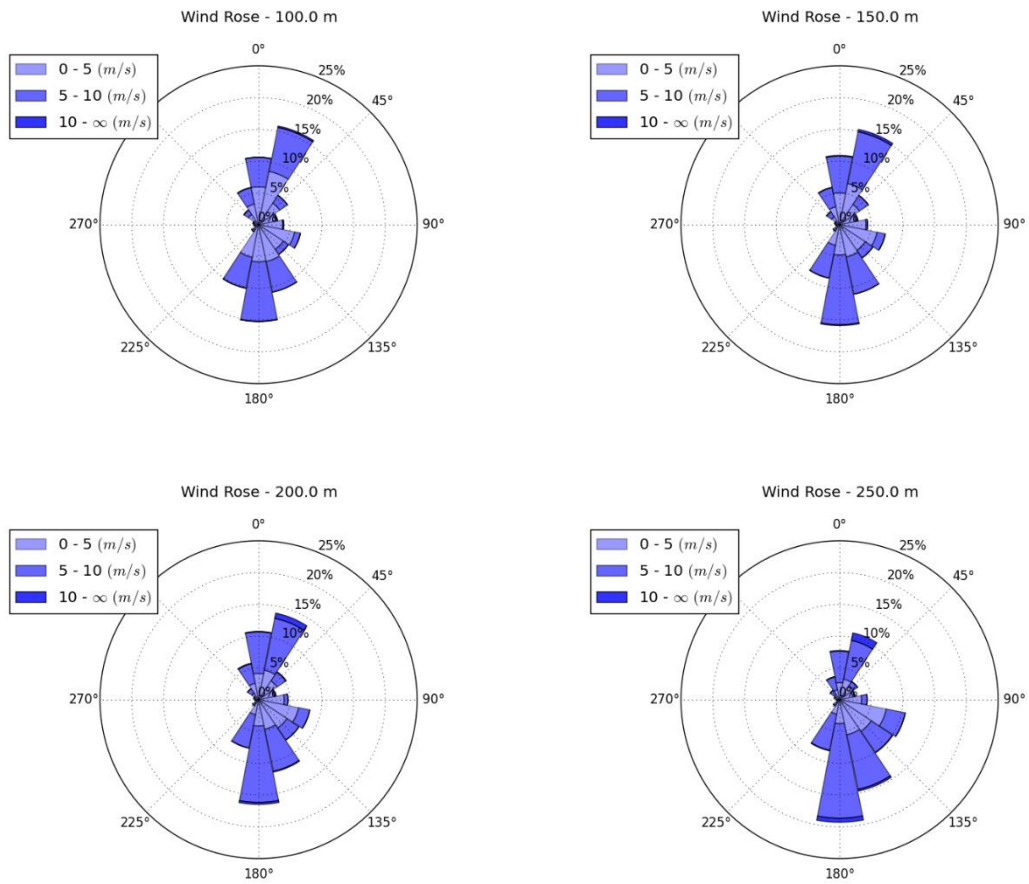
Fonte: o autor da dissertação.

APÊNDICE B – Rosas dos ventos para as alturas de 100, 150, 200 e 250 m do lidar WC70



Fonte: o autor da dissertação.

APÊNDICE C – Rosas dos ventos para as alturas de 100, 150, 200 e 250 m do lidar WCV2



Fonte: o autor da dissertação.

ANEXO A - Valores do procedimento de suavização aplicados às densidades espectrais para as baixas frequências.

Blocos	Dados	Estimativas por blocos	Valor central k_c	Frequência central f_c (Hz)
1	1	1	1	0.00033
2	2	1	2	0.00065
3	3	1	3	0.00098
4	4	1	4	0.00130
5	5	1	5	0.00163
6	6-7	2	6.5	0.00212
7	8-9	2	8.5	0.00277
8	10-12	3	11	0.00358
9	13-16	4	14.5	0.00472
10	17-22	6	19.5	0.00635
11	23-28	6	25.5	0.00830
12	29-37	9	33	0.01074
13	38-48	11	43	0.01400
14	49-63	15	56	0.01823
15	64-82	19	73	0.02376
16	83-107	25	95	0.03092
17	108-139	32	123.5	0.04020
18	140-180	41	160	0.05208
19	181-234	54	207.5	0.06755
20	235-303	69	269	0.08757
21	304-394	91	349	0.11361
22	395-511	117	453	0.14746

Fonte: adaptado de KAIMAL e GAYNOR (1983)

ANEXO B - Valores do procedimento de suavização aplicados às densidades espectrais para as altas frequências

Blocos	Dados	Estimativas por blocos	Valor central k_c	Frequência central f_c (Hz)
1	1	1	1	0.00098
2	2	1	2	0.00195
3	3	1	3	0.00293
4	4	1	4	0.00391
5	5	1	5	0.00488
6	6-7	2	6.5	0.00635
7	8-9	2	8.5	0.00830
8	10-12	3	11	0.01074
9	13-16	4	14.5	0.01416
10	17-22	6	19.5	0.01904
11	23-28	6	25.5	0.02490
12	29-37	9	33	0.03223
13	38-48	11	43	0.04199
14	49-63	15	56	0.05469
15	64-82	19	73	0.07129
16	83-107	25	95	0.09277
17	108-139	32	123.5	0.12061
18	140-180	41	160	0.15625
19	181-234	54	207.5	0.20264
20	235-303	69	269	0.26270
21	304-394	91	349	0.34082
22	395-511	117	453	0.44238

Fonte: adaptado de KAIMAL e GAYNOR (1983)