

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

Lucas Cardoso da Silveira

**Caracterização observacional da turbulência na superfície
da Região Metropolitana de São Paulo**

São Paulo

2023

LUCAS CARDOSO DA SILVEIRA

Caracterização observacional da turbulência na superfície
da Região Metropolitana de São Paulo

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Tese apresentada ao Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas,
Meteorologia da Universidade de São Paulo
para obter o título de Doutor em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira

São Paulo

2023

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

Catálogo na publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo



Nome: Silveira, Lucas Cardoso da

Título: Caracterização observacional da turbulência na superfície da Região Metropolitana de São Paulo

Tese apresentada ao Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas,
Meteorologia da Universidade de São Paulo
para obter o título de Doutor em Ciências

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira
Instituição: Universidade de São Paulo (USP)
Julgamento: Aprovado

Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha
Instituição: Universidade de São Paulo (USP)
Julgamento: Aprovado

Profa. Dra. Debora Regina Roberti
Instituição: Universidade Federal de Santa Maria (UFSM)
Julgamento: Aprovado

Profa. Dra. Eleonora Sad de Assis
Instituição: Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG)
Julgamento: Aprovado

Prof. Dr. Luciano Ponzi Pezzi
Instituição: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)
Julgamento: Aprovado

NOTA DE PERMISSÃO

Parte deste trabalho (conteúdo, figuras e tabelas) foi primeiramente publicado na *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 185, 2022, pela Springer Nature. Sua reprodução, total ou parcial, é concedida ao autor sob os termos de licença da Springer Nature.

AGRADECIMENTOS

A Deus, quem iluminou e guiou todos os meus passos, intersectando minha caminhada com a trajetória de pessoas únicas que tornaram este trabalho possível. Dentre elas, destaca-se o Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira, que me acolheu e orientou minha pesquisa desde a graduação, com muita paciência e senso de responsabilidade, lapidando minha ‘ignorância micrometeorológica’ com conhecimento e anos de experiência para que eu pudesse aprender e desenvolver boa ciência. Semelhantemente, papel fundamental foi exercido pela Ma. Georgia Codato no gerenciamento e manutenção do sistema de aquisição de dados, sem o qual nenhuma tabela, figura ou pesquisa existiria. Pessoas como os técnicos de informática: Sebastião, Samuel e Djalma, que por diversas vezes abriram as portas para receber as minhas questões de TI, dando suporte e ‘me suportando’, também foram essenciais neste trabalho. O Prof. Dr. Edson Pereira Marques Filho e suas recomendações que resultaram no aprimoramento do método de detecção de distorção do escoamento, enriquecendo o controle de qualidade dos dados. O Dr. Maurício Jonas Ferreira, cuja persistência e incentivo para fazermos o modelo de *footprint* funcionar culminou no desenvolvimento de três artigos científicos. A Profa. Dra. Eleonora Sad de Assis e a Dra. Daniele Gomes Ferreira e a que auxiliaram grandemente na classificação do uso do solo, possibilitando a determinação das propriedades aerodinâmicas da superfície. O Dr. Maciel Piñero Sánchez e a Ma. Janet Valdés Tito que, não poucas vezes, me deram ‘consultorias’ de meteorologia. O excelente corpo docente do programa de pós-graduação do IAG, cujo aprendizado levarei até o fim da minha carreira acadêmica. A equipe administrativa: Elisabete, Ana, Lígia, Marcel etc., que sempre resolveram minhas questões burocráticas. Além do financiamento das fundações de pesquisa: FAPESP (2011/50178-5), FAPERJ (E26/111.620/2011 e E26/103.407/2012), CNPq (309079/2013-6, 305357/2012-3, 462734/2014-5, 304786/2018-7), CAPES (001) e *Slovenian Research Agency* (LI-4154A, L2-5457C, L2-6762C), que viabilizaram o presente estudo como parte do projeto MCITY BRAZIL. Todos, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho e para a minha formação acadêmica. Por fim, agradeço a Deus pela minha amada esposa que me acompanhou ‘nos bastidores’ desde o início, orando por mim todos os dias para que Ele me conduzisse até este momento em que, com sinceras palavras, finalizo minha tese com este singelo agradecimento.

“Os céus proclamam a glória de Deus, e o firmamento anuncia as obras das suas mãos”

(Sl. 19:01 Nova Almeida Atualizada).

RESUMO

Silveira, L. C. (2022). *Caracterização observacional da turbulência na superfície da Região Metropolitana de São Paulo* (Tese de Doutorado). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

A turbulência é responsável pelas trocas de calor, massa e momento entre a superfície e a atmosfera. Investigar as suas propriedades na Camada Limite Superficial (CLS) é fundamental para melhorar o entendimento do papel dos processos de troca turbulenta nos estudos de balanço de energia, massa e momento em áreas urbanas, contribuindo para melhorar o desempenho de modelos de previsão do tempo, clima e dispersão de poluentes, ferramentas vitais para gerenciamento ambiental e para a melhoria da qualidade de vida de mais de 85% da população brasileira que vive em cidades. Sobre superfícies ideais, as propriedades estatísticas e espectrais da turbulência na Subcamada Inercial (SI) da CLS são descritas por relações universais da Teoria de Similaridade de Monin–Obukhov (TSMO). No entanto, em áreas urbanas a SI está afastada da superfície pela Subcamada de Rugosidade, dificultando as observações que passam a amostrar a turbulência gerada individualmente pelos elementos de rugosidade no dossel. Nessas condições as propriedades da turbulência não obedecem a TSMO, colocando em questão a sua validade em áreas urbanas. O objetivo deste trabalho é descrever as propriedades estatísticas e espectrais da turbulência da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) utilizando observações de turbulência realizadas entre 2009 e 2017 na plataforma micrometeorológica do projeto MCITY BRAZIL situada no topo do prédio do IAG do campus Butantã da USP. As observações de turbulência correspondem às três componentes da velocidade do vento, temperatura do ar e densidades de vapor d'água e CO₂ e foram realizadas de forma simultânea por meio de um anemômetro sônico acoplado a um analisador de gás entre 25 e 26 m do solo com frequência de amostragem de 10 Hz. A descrição das propriedades estatísticas e espectrais abrange: (a) o desenvolvimento de um algoritmo (MBFLUX) de controle de qualidade dos dados; (b) inventário das propriedades aerodinâmicas da superfície com os principais métodos morfométricos e anemométricos de estimativa do comprimento do deslocamento do plano zero e de rugosidade aerodinâmico; (c) análise do *footprint* das observações; (d) avaliação objetiva do impacto da incertezas dos parâmetros de escala na convergência das relações adimensionais empíricas derivadas a partir das observações no âmbito da TSMO e das predições decorrentes da Lei $-5/3$ de Kolmogorov válidas no subintervalo inercial dos (co)espectros. Neste estudo, verificou-se que as propriedades

estatísticas e espectrais da turbulência na CLS suburbana da RMSP, especificamente desvio padrão e a taxa de dissipação molecular de variância das três componentes da velocidade do vento, temperatura do ar, densidade do vapor de água e dióxido de carbono obedecem às relações universais da TSMO. Além disso, está sendo proposto um novo método para estimar a acurácia das propriedades aerodinâmicas da superfície, bem como uma metodologia de análise e controle de qualidade para dados de turbulência em áreas urbanas.

Palavras-chave: Micrometeorologia. Turbulência atmosférica. Uso do solo. Análise espectral (Análise de séries temporais). Análise estatística de dados.

ABSTRACT

Silveira, L. C. (2022). *Observational characterization of turbulence in the surface layer of the Metropolitan Region of São Paulo* (Doctoral thesis). Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo.

Turbulence drives heat, mass and momentum exchanges between the surface and atmosphere. Investigating its properties in the Surface Layer (SL) is fundamental to understand the rule of turbulent exchange process in budget studies of energy, mass and momentum in urban areas, contributing to improve the performance of the prediction models of weather, climate and pollutant dispersion, which are vital tools to the environmental management and the life quality of more than 85% of Brazilian who live in cities. Over ideal surfaces, statistical and spectral properties of turbulence in the Inertial Sublayer (IS) of the SL are described by universal functions of the Monin–Obukhov similarity theory (MOST). However, in urban areas the IS is away from the surface due to the roughness sublayer, where the measurements sample the turbulence yielded individually by roughness elements in the canopy. Turbulence properties do not follow MOST under these conditions, calling into question their validity for urban areas. This work aims to describe the statistical and spectral properties of the turbulence at Metropolitan Region of São Paulo (MRSP) using turbulence measurements carried out between 2009 and 2017 in the micrometeorological station of the MCITY BRAZIL project located on top of IAG building of Butantã campus of USP. Turbulence measurements correspond to the three wind velocity components, air temperature and densities of water vapor and CO₂, and were performed simultaneously by sonic anemometer accoupled to infrared gas analyzer between 25 and 26 m above ground level, with sample frequency of 10 Hz. The description of statistical and spectral properties encompass: (a) development of data quality control algorithm (MBFLUX); (b) inventory of aerodynamic properties of the surface with the major morphometric and anemometric methods to estimate the roughness length and zero-plane displacement; (c) footprint analysis of the measurements; (d) evaluation of the impact of scale-parameter uncertainty in the convergence of empirical functions derived from measurements on the framework of MOST and of predictions of the $-5/3$ Kolmogorov law in the inertial subrange of the (co)spectra. In the present study was verified that statistical and spectral properties of turbulence in the urban SL of the MRSP, specifically the standard deviation and molecular dissipation rate of variance of the three wind velocity components, air temperature and densities of water vapor and CO₂ follow the universal functions of MOST. Besides, it is

proposed a new method to estimate the accuracy of surface aerodynamic properties, as well as a new methodology of analyze and quality control for turbulence data of urban areas.

Keywords: Micrometeorology. Atmospheric turbulence. Land use. Spectral analysis (Analysis of time series). Statistical analysis of data.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Camada limite superficial urbana e propriedades aerodinâmicas	21
Figura 1.2 – Análise espectral da turbulência.....	24
Figura 1.3 – Representação do <i>footprint</i> das medidas de turbulência.....	26
Figura 2.1 – Plataforma micrometeorológica do IAG (PM IAG)	30
Figura 2.2 – Controle de qualidade de dados de turbulência.....	32
Figura 2.3 – Detecção e remoção de picos espúrios no bloco de dados.....	33
Figura 2.4 – Teste de assimetria e curtose da distribuição de dados	34
Figura 2.5 – Remoção de tendência linear nos blocos de dados de escalares	35
Figura 2.6 – Desempenho dos sensores do IRGASON durante um evento de chuva.....	36
Figura 2.7 – Teste de estacionariedade para fluxos	37
Figura 2.8 – Efeito da chuva sobre medidas de velocidade do vento.....	38
Figura 2.9 – Alinhamento vertical dos sensores via método <i>Planar Fit</i>	39
Figura 2.10 – Correção de Webb para fluxos turbulentos de gases passivos.....	40
Figura 2.11 – Parâmetros geométricos dos elementos de rugosidade da superfície.....	42
Figura 2.12 – Ilustração do método de estimativa da incerteza da área plana edificada.....	49
Figura 3.1 – Uso e ocupação do solo no entorno da PM IAG.....	56
Figura 3.2 – Identificação e remoção de distorções do escoamento	58
Figura 3.3 – Distribuição do parâmetro de características de turbulência integral	60
Figura 3.4 – Desempenho dos métodos anemométricos	65
Figura 3.5 – Distribuição setorial das propriedades aerodinâmicas (métodos morfométricos).....	68
Figura 3.6 – Convergência dos métodos morfométricos e anemométricos.....	70
Figura 3.7 – Desvio padrão normalizado em função do parâmetro de estabilidade.....	75
Figura 3.8 – Rosa dos ventos e climatologia de <i>footprint</i>	85
Figura 3.9 – Determinação da isotropia local.....	86
Figura 3.10 – Taxas de dissipação normalizadas de em função da estabilidade	94
Figura 3.11 – Taxas de dissipação normalizadas de fluxos em função da estabilidade	96
Figura 3.12 – Espectros normalizados das velocidades e escalares para São Paulo	98
Figura 3.13 – Espectro normalizado para condições de estabilidade neutras	100
Figura 3.14 – Coespectros normalizados de fluxo de momento e escalares para São Paulo ..	104
Figura 3.15 – Coespectros normalizados para condições de estabilidade neutras	106
Figura A1 – Dimensões do sistema IRGASON	122

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Métodos morfométricos de estimativa das propriedades aerodinâmicas	46
Tabela 3.1 – Propriedades geométricas dos elementos de rugosidade no entorno da PM IAG56	
Tabela 3.2 – Fração de ocorrência dos eventos detectados no controle de qualidade (CQ)	59
Tabela 3.3 – Distribuição setorial das propriedades aerodinâmicas (métodos morfométricos)	63
Tabela 3.4 – Distribuição setorial das propriedades aerodinâmicas (métodos anemométricos)	65
Tabela 3.5 – Erro entre as estimativas dos métodos morfométricos e anemométricos	71
Tabela 3.6 – Parâmetros do ajuste das equações (1.1) e (1.2).....	78
Tabela 3.7 – Função de similaridade ϕ_x para o desvio padrão normalizado	79
Tabela 3.8 – Incertezas das funções de similaridade obtidas para São Paulo	82
Tabela 3.9 – Análise de Variância (ANOVA) de dois fatores de A_u , A_v e A_w	83
Tabela 3.10 – Coeficientes ajustados dos (co)espectros normalizados sob condições neutras	87
Tabela 3.11 – Taxas de dissipação molecular e modelos espectrais para áreas urbanas.....	92
Tabela 3.12 – Modelos (co)espectrais sob condições neutras para áreas urbanas	102
Tabela A1 – Incerteza instrumental do sistema IRGASON	123

LISTA DE SIGLAS

a.n.m.	Acima do nível do mar
a.n.s.	Acima do nível do solo
ANOVA	Análise de Variância (<i>Analysis of Variance</i>)
CLS	Camada Limite Superficial
CLU	Camada Limite Urbana
CQ	Controle de Qualidade
CSI	Campbell Scientific Inc.
ECT	Energia Cinética Turbulenta
FFP	Previsão de Footprint de Fluxo (<i>Flux Footprint Prediction</i>)
FVM	Método da Velocidade de Atrito (<i>Friction Velocity Method</i>)
GIS	Sistema de Informação Geográfica (<i>Geographic Information System</i>)
GPS	Sistema de Posicionamento Global (<i>Global Positioning System</i>)
HL	Hora Local
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
JBN	Jatos de Baixo Nível
LCZ	Zona Climática Local (<i>Local Climate Zone</i>)
LES	Simulação dos Grandes Turbilhões (<i>Large-Eddy Simulation</i>)
LPDM-B	Modelo Lagrangeano de Dispersão de Partículas (<i>Backward-Lagrangian particle dispersion model</i>)
MMQ	Método dos Mínimos Quadrados
SI	Subcamada Inercial
SR	Subcamada de Rugosidade
TSMO	Teoria de Similaridade de Monin–Obukhov
TVM	Método da Variância de Temperatura (<i>Temperature Variance Method</i>)
USP	Universidade de São Paulo
UTC	Tempo Universal Coordenado (<i>Coordinated Universal Time</i>)
WVM	Método da Velocidade do Vento (<i>Wind Velocity Method</i>)

LISTA DE SÍMBOLOS¹

\bar{x}	Média de x
σ_x	Desvio padrão de x
SE_x	Desvio padrão da média (ou erro padrão) de x
$\overline{w'x'}$	Fluxo vertical turbulento de x (ou covariância de w e x)
$\bar{w} \cdot \bar{x}$	Fluxo vertical médio de x
u	Componente longitudinal do vento (m s^{-1})
v	Componente lateral do vento (m s^{-1})
w	Componente vertical do vento (m s^{-1})
T	Temperatura sônica ($^{\circ}\text{C}$)
ρ_{CO_2}	Densidade de CO_2 (mg m^{-3})
$\rho_{\text{H}_2\text{O}}$	Densidade de vapor d'água (g m^{-3})
z	Altura em relação ao solo (m)
U	Velocidade do vento (m s^{-1})
ϕ_x	Função de similaridade para o desvio padrão normalizado de x
ϕ_m	Produção de cisalhamento
ψ_m	Função de correção da estabilidade
ϕ_h	Produção de variância de temperatura
u_*	Velocidade de atrito (m s^{-1})
T_*	Escala característica de temperatura (K)
ρ_{CO_2*}	Escala característica de densidade de CO_2 (mg m^{-3})
$\rho_{\text{H}_2\text{O}*}$	Escala característica de densidade de vapor d'água (g m^{-3})
L	Comprimento de Obukhov (m)
ζ'	Parâmetro de estabilidade
S_x	Densidade de energia espectral da variância de x
Co_{wx}	Densidade de energia coespectral da covariância de w e x
n	Frequência natural (Hz)
f	Frequência normalizada
f_{max}	Frequência normalizada do pico espectral
ϕ_ε	Taxa de dissipação molecular de energia cinética turbulenta

¹ x corresponde a uma variável arbitrária (w , T , $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$, H etc.).

ϕ_{N_x}	Taxa de dissipação molecular da variância de x
G_{wx}	Taxa de dissipação molecular da covariância de w e x
H	Altura do edifício (m)
$H_{(v)}$	Altura da vegetação (m)
H_{\max}	Altura máxima dos edifícios (m)
$H_{\max(v)}$	Altura máxima das árvores (m)
A_P	Área plana de edifícios (m ²)
$A_{P(v)}$	Área plana arborizada (m ²)
λ_P	Fração de área plana de edifícios
$\lambda_{P(v)}$	Fração de área plana arborizada
p	Coefficiente de porosidade das árvores
z_0	Comprimento de rugosidade aerodinâmica (m)
d	Comprimento do deslocamento do plano zero (m)
K	Coefficiente de curtose
S	Coefficiente de assimetria
RN_x	Diferença relativa de x
NR	Razão de estacionariedade (<i>Nonstationarity ratio</i>)
α	Nível de significância estatística
μ	Razão entre a massa molecular do ar seco e do vapor d'água
ω	Razão de mistura de vapor d'água
ITC_x	Parâmetro de Características de Turbulência Integral de x
r^2	Erro quadrático
$RMSE$	Raiz do erro quadrático médio (<i>Root-Mean-Square Error</i>)
MAD	Desvio absoluto da mediana (<i>Median Absolute Deviation</i>)
R^2	Coefficiente de determinação
χ_v^2	Qui-quadrado reduzido
ν	Graus de liberdade
f_0	Parâmetro de Coriolis (rad s ⁻¹)
g	Aceleração da gravidade (9,81 m s ⁻²)
κ	Constante de von Kármán (0,40)
α_x	Constante de Kolmogorov para x
α_{wx}	Constante universal para o coespectro de w e x

SUMÁRIO

NOTA DE PERMISSÃO	5
AGRADECIMENTOS	6
RESUMO	8
ABSTRACT	10
LISTA DE FIGURAS	12
LISTA DE TABELAS	13
LISTA DE SIGLAS	14
LISTA DE SÍMBOLOS	15
1 INTRODUÇÃO	20
1.1 PROPRIEDADES ESTATÍSTICAS DA TURBULÊNCIA	21
1.2 PROPRIEDADES ESPECTRAIS DA TURBULÊNCIA	23
1.3 PROPRIEDADES AERODINÂMICAS DAS SUPERFÍCIES URBANAS	25
1.4 REPRESENTATIVIDADE ESPACIAL DAS OBSERVAÇÕES	25
1.5 INCERTEZAS NAS ESTIMATIVAS DO COMPRIMENTO DE OBUKHOV	26
1.6 HIPÓTESE E OBJETIVO	27
2 METODOLOGIA	29
2.1 SÍTIO, OBSERVAÇÕES E CLIMA	29
2.2 CONTROLE DE QUALIDADE	31
2.2.1 Remoção de Picos Espúrios.....	33
2.2.2 Teste de Assimetria e Curtose	33
2.2.3 Remoção de Tendência Linear	34
2.2.4 Problema Instrumental.....	35
2.2.5 Testes de Estacionariedade.....	36
2.2.6 Remoção de Blocos Afetados por Chuva.....	37
2.2.7 Remoção de Blocos Incompletos	38
2.2.8 Desalinhamento Vertical dos Sensores.....	38
2.2.9 Correção de Webb	40
2.2.10 Remoção de Distorção do Escoamento	41
2.3 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DAS PROPRIEDADES AERODINÂMICAS	41
2.3.1 Métodos Morfométricos	41
2.3.2 Métodos Anemométricos.....	46
2.4 AVALIAÇÃO DE INCERTEZA	47
2.4.1 Comprimento de Obukhov	47
2.4.2 Fração de Área Plana Edificada.....	48

2.4.3	Métodos Anemométricos.....	49
2.4.4	Relações de Similaridade.....	51
2.5	MODELO DE FOOTPRINT	51
2.6	ESPECTROS E COESPECTROS	53
2.6.1	Taxa de Dissipação Molecular de Energia Cinética Turbulenta	53
3	RESULTADOS	55
3.1	OCUPAÇÃO DO SOLO E TOPOGRAFIA	55
3.2	CONTROLE DE QUALIDADE	57
3.3	AVALIAÇÃO OBJETIVA DA QUALIDADE DOS DADOS	60
3.4	PROPRIEDADES AERODINÂMICAS DA SUPERFÍCIE.....	61
3.4.1	Métodos Morfométricos	61
3.4.2	Métodos Anemométricos.....	64
3.5	AVALIAÇÃO DE INCERTEZA	66
3.5.1	Comprimento de Obukhov	66
3.5.2	Fração de Área Plana Edificada.....	66
3.5.3	Métodos Anemométricos.....	66
3.5.4	Comprimentos de Rugosidade e Deslocamento do Plano Zero	66
3.6	ACURÁCIA DAS PROPRIEDADES AERODINÂMICAS	72
3.7	FUNÇÕES DE SIMILARIDADE PARA SÃO PAULO	73
3.7.1	Vento	75
3.7.2	Temperatura.....	77
3.7.3	Vapor de Água e Dióxido de Carbono	80
3.7.4	Incerteza das Funções de Similaridade para São Paulo.....	81
3.8	AVALIAÇÃO DA ALTURA DAS MEDIDAS DE TURBULÊNCIA.....	83
3.9	CLIMATOLOGIA DO FOOTPRINT	84
3.10	ESPECTROS DE TURBULÊNCIA PARA SÃO PAULO.....	86
3.10.1	Definindo o Subintervalo Inercial	86
3.10.2	Parâmetros Espectrais no Subintervalo Inercial	87
3.10.3	Constante de Kolmogorov	88
3.10.4	Parâmetros e Constantes Coespectrais no Subintervalo Inercial.....	90
3.10.5	Taxas de Dissipação Espectrais	91
3.10.6	Taxas de Dissipação Coespectrais	95
3.10.7	Espectros Normalizados para São Paulo	96
3.10.8	Coespectros Normalizados para São Paulo	103
4	CONCLUSÕES.....	107

REFERÊNCIAS	111
APÊNDICE A – ESPECIFICAÇÕES TÉCNICAS DO IRGASON.....	122

1 INTRODUÇÃO

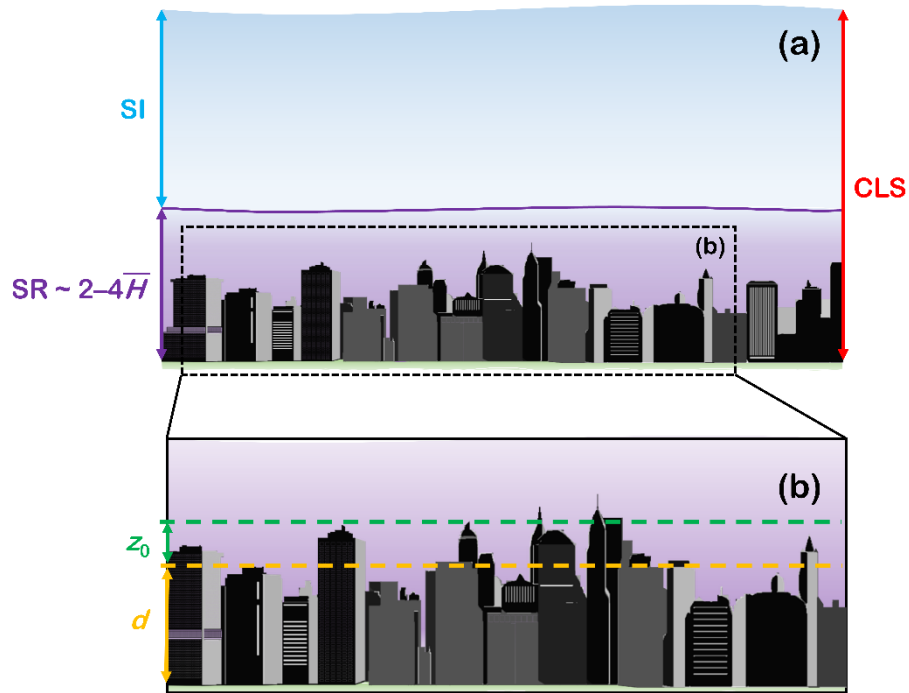
O conhecimento das propriedades de escoamentos turbulentos em áreas urbanas é fundamental para a compreensão dos processos físicos que governam as trocas turbulentas de massa, calor e momento entre superfícies urbanas e a atmosfera. Melhorar o entendimento desses processos em escala local ($\sim 1 \times 1$ km) e regional ($\sim 100 \times 100$ km) é necessário para melhorar o desempenho dos modelos numéricos de previsão de tempo e clima e de dispersão de poluentes, ferramentas indispensáveis na avaliação do impacto da urbanização na qualidade do ar e no conforto térmico de áreas urbanas (Roth, 2000; Arnfield, 2003; Moonen et al., 2012; Ferreira et al., 2013; Barlow, 2014; Taleghani et al., 2016; Falabino & Trini Castelli, 2017).

Sobre superfícies aerodinamicamente rugosas, medidas de turbulência precisam ser realizadas acima da Subcamada de Rugosidade (SR), onde os efeitos individuais dos elementos de rugosidade no escoamento são mínimos (Raupach et al., 1991). Nesta região, chamada Subcamada Inercial (SI), as propriedades estatísticas da turbulência seguem as predições da Teoria de Similaridade de Monin–Obukhov (TSMO) (Foken, 2006). As observações indicam que a espessura da SR sobre superfícies urbanas varia entre 2 e 4 vezes a altura média dos edifícios (\bar{H}) (Grimmond & Oke, 1999; Velasco & Roth, 2010) (Figura 1.1a). Consequentemente, cumprir os requisitos de medidas de turbulência em áreas urbanas é consideravelmente difícil, principalmente no centro das cidades (onde os edifícios são mais altos), além das dificuldades experimentais intrínsecas de estudos observacionais em uma atmosfera urbana (Roth, 2000).

A TSMO prediz que sobre superfícies horizontalmente homogêneas e aerodinamicamente rugosas as propriedades estatísticas dos escoamentos turbulentos na Camada Limite Superficial (CLS), normalizadas pelas escalas características correspondentes, são funções universais somente do parâmetro de estabilidade $\zeta = z/L$, expresso pela altura z acima da superfície e a escala de comprimento de Obukhov $L = -u_*^3 \bar{T}_0 / \kappa g \overline{w'T'_0}$, onde g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-2}$), κ a constante de von Kármán (0,40), T_0 o valor de referência da temperatura absoluta e $\overline{w'T'_0}$ o fluxo de calor. A velocidade de atrito e a escala característica do escalar x são descritas por $u_* = \sqrt{\overline{u'w'_0}}$ e $x_* = \overline{w'x'_0} / u_*$ respectivamente, onde $\overline{u'w'_0}$ é o fluxo de momento e $\overline{w'x'_0}$ o fluxo vertical de x . Neste trabalho, $()'$ corresponde às flutuações turbulentas, $(\bar{\quad})$ à média temporal e o subscrito '0' indica valores de turbulência na CSL. Na definição de u_* o eixo x do sistema de coordenadas está orientado na direção do vento

médio, onde u e w são as componentes longitudinal e vertical da velocidade do vento, respectivamente.

Figura 1.1 – Camada limite superficial urbana e propriedades aerodinâmicas



Representação da (a) Camada Limite Superficial (CLS) urbana, composta pela Subcamada de Rugosidade (SR) e Subcamada Inercial (SI), e das (b) propriedades aerodinâmicas da superfície, caracterizadas pelo comprimento de rugosidade z_0 e deslocamento do plano zero d . \bar{H} é a altura média dos edifícios

1.1 PROPRIEDADES ESTATÍSTICAS DA TURBULÊNCIA

De acordo com a TSMO, o desvio padrão normalizado σ_x/x_* na SI urbana pode ser descrito por funções de similaridade do tipo

$$\phi_x(\zeta') = A_x(1 + B_x|\zeta'|)^{C_x}, \quad (1.1)$$

e

$$\phi_x(\zeta') = D_x + E_x|\zeta'|^{F_x}, \quad (1.2)$$

onde x indica as propriedades do escoamento, mais frequentemente as componentes do vento, temperatura, densidades de vapor d'água e dióxido de carbono, indicadas respectivamente por u, v, w, T, ρ_{H_2O} e ρ_{CO_2} , x_* representa a escala característica de cada uma dessas propriedades, $\{A_x, B_x, C_x, D_x, E_x, F_x\}$ são constantes empíricas e ζ' é o parâmetro de estabilidade modificado dado por $(z - d)/L$, onde d é o comprimento do deslocamento do plano zero.

Apesar das restrições mencionadas acima, que limitam fortemente a aplicação da TSMO em sítios urbanos, a Eq. (1.1) tem sido utilizada com sucesso para descrever os desvios padrões normalizados das componentes do vento dentro de uma larga faixa de estabilidades atmosféricas na cidade de Łódź, PL (Fortuniak et al., 2013), Turim, IT, e de Basel e Allschwil, CH (Falabino & Trini Castelli, 2017). Escalares passivos, tais como as densidades de vapor d'água e dióxido de carbono, também são descritos pela Eq. (1.1) para condições instáveis em Pequim, RPC (Quan & Hu, 2009), e Łódź (Fortuniak et al., 2013). Por outro lado, para condições muito instáveis (convecção livre) o desvio padrão normalizado da temperatura é mais bem caracterizado pela Eq. (1.2) com $D_T = 0$ em Pequim (Al-Jiboori et al., 2002), Łódź (Fortuniak et al., 2013) e Londres, GB (Wood et al., 2010). Para condições estáveis, o desvio padrão normalizado da temperatura é também mais bem representado pela Eq. (1.2) em Łódź, mas com $D_T \neq 0$ (Fortuniak et al. 2013). Baseado nestes resultados, é possível assumir neste trabalho que $\phi_x(\zeta') = A_x(1 + B_x|\zeta'|)^{C_x}$ e $\phi_x(\zeta) = D_x + E_x|\zeta'|^{F_x}$ (para $x = u, v, w, T, \rho_{H_2O}, \rho_{CO_2}$) são funções de similaridade universais que representam as propriedades estatísticas da turbulência em áreas urbanas ao longo da faixa de estabilidade térmica dada pela TSMO e pelos mesmos coeficientes numéricos.

Embora as Eqs. (1.1) e (1.2) sejam conhecidas, seus coeficientes $\{A_x, B_x, C_x, D_x, E_x, F_x\}$ devem ser determinados ajustando-os através da nuvem de pontos das observações em um diagrama de dispersão. Este procedimento depende muito da incerteza conceitual (definição, método de estimativa etc.) e observacional de d (Toda & Sugita, 2003; Zilitinkevich et al., 2008) e L (Sun et al., 2015). Utilizando constantes típicas encontradas em estudos rurais, Toda e Sugita (2003) demonstraram que incertezas em d variando de 0,4 a 1,25 m levam a incertezas de 0,5% a 2% na Eq. (1.1) (para $A = 1,25$, $B = 3$ e $C = 1/3$) quando $\zeta' = -1$ e $z - d = 20$ m. Através da análise de propagação de erros, Salesky e Chamecki (2012) verificaram incertezas em L de 40% ou maiores para condições instáveis. Essas incertezas encontradas em d e L correspondem, por exemplo, a uma incerteza global na Eq. (1.1) de até 13% sob condições instáveis (ver Seção 2.6).

Neste estudo a descrição dos desvios padrões normalizados das componentes da velocidade, temperatura do ar e densidades de vapor d'água e CO₂ pelas Eqs. (1.1) e (1.2) será avaliada, bem como o impacto das incertezas de d e L nas relações de similaridade.

1.2 PROPRIEDADES ESPECTRAIS DA TURBULÊNCIA

O escoamento turbulento na CLS pode ser representado pela superposição de ‘turbilhões’ com diferentes escalas de comprimento. A análise espectral das observações de turbulência permite decompor o sinal em diferentes escalas de comprimento ou frequência. Usualmente, esta decomposição é feita através da técnica da Transformada Rápida de Fourier (FFT) (e.g., Kaimal et al., 1972; Verma & Anderson, 1984; Oikawa & Meng, 1995; Feigenwinter et al., 1999; Larsén et al., 2021) (Figura 1.2a). Quando o número de Reynolds do escoamento é suficientemente grande, a turbulência apresenta um regime de quase-equilíbrio entre as fontes e os sorvedouros de energia cinética turbulenta (ECT). Nessas condições, o espectro de ECT, mais especificamente a função densidade espectral de ECT, apresenta características universais com regiões de produção, transferência e dissipação molecular de ECT (Figura 1.2b). A transferência de ECT (efeito cascata de energia) ocorre no sentido das escalas de comprimento maiores para as menores na região denominada ‘subintervalo inercial’, onde tanto a produção quanto a dissipação molecular de ECT são comparativamente muito menores.

No subintervalo inercial a lei de Kolmogorov prediz que o decaimento da função densidade espectral de ECT é diretamente proporcional à taxa de dissipação molecular de ECT e inversamente proporcional ao número de onda (ou frequência) elevado a potência 5/3 (Frisch, 1995). A lei de Kolmogorov pode ser expressa em termos dos espectros normalizados das componentes do vento (e dos escalares) por

$$\frac{nS_x(n)}{x_*^2} = a_x \Phi_x(\zeta') f^{b_x}, \quad (1.3)$$

onde $f = n(z - d)/\bar{U}$ é a frequência normalizada, n é a frequência natural (Hz), $z - d$ é a altura efetiva das medidas e \bar{U} é a velocidade média do vento no nível z ; $a_x = \alpha_x / (2\pi\kappa)^{2/3}$, onde κ é a constante de von Kármán e α_x a constante de Kolmogorov para x , e $b_x = -2/3$; $\Phi_x = \phi_{N_x} \phi_\epsilon^{-1/3}$ para o espectro de escalares e $\Phi_x = \phi_\epsilon^{2/3}$ para as componentes da velocidade, onde ϕ_ϵ e ϕ_{N_x} são respectivamente as taxas de dissipação normalizadas da ECT e da variância do escalar x . Similarmente às expressões para o desvio padrão (Eqs. (1.1) e (1.2)), na Eq. (1.3) x indica as componentes do vento, temperatura, densidades de vapor d’água e dióxido de carbono, indicadas respectivamente por u , v , w , T , ρ_{H_2O} e ρ_{CO_2} , x_* representa a escala característica de cada uma dessas propriedade. Neste estudo é assumindo o valor clássico $\kappa = 0,40$ (Foken, 2006).

Figura 1.2 – Análise espectral da turbulência

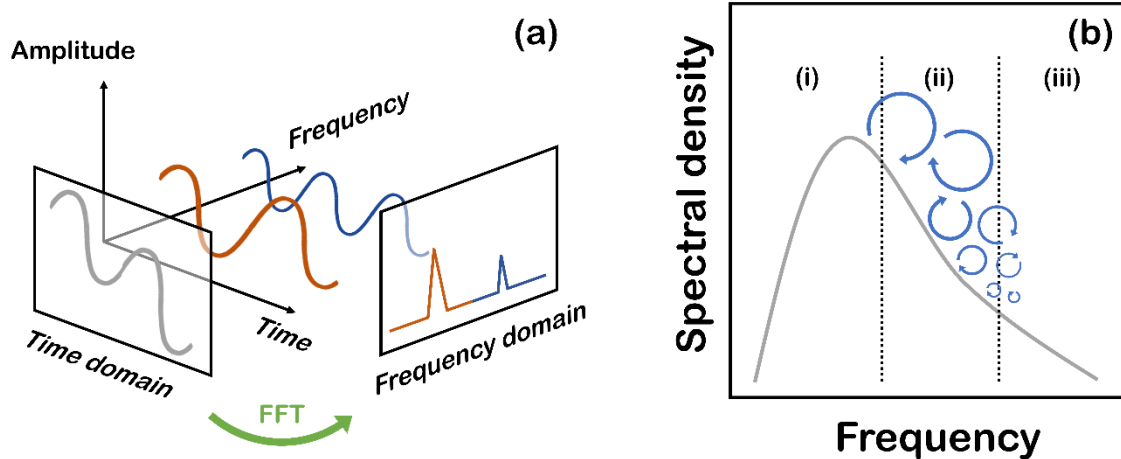


Ilustração (a) da decomposição do sinal (em senoides) através da Transformada Rápida de Fourier (FFT), bem como sua representação em um domínio de frequência, e (b) do espectro do sinal de turbulência, onde (i) é a região de produção de energia, (iii) a região de dissipação de energia e (ii) o subintervalo inercial, onde a energia é transferida de turbilhões com escalas de comprimento maiores para turbilhões com escalas menores

Estendendo a hipótese da Teoria do Equilíbrio Universal para os coespectros normalizados dos fluxos verticais de momento e escalares, verifica-se que na região do subintervalo inercial esses coespectros podem ser descritos por expressões do tipo

$$-\frac{nCo_{wx}(n)}{u_*x_*} = a_{wx}G_{wx}(\zeta')f^{b_{wx}}, \quad (1.4)$$

onde x_* é a escala característica de x (para $x = u, T, \rho_{H_2O}, \rho_{CO_2}$). $a_{wx} = \alpha_{wx}/(2\pi\kappa)^{4/3}$ e $b_{wx} = -4/3$, onde α_{wx} é a constante universal para a covariância de w e x . G_{wx} expressa o produto do gradiente vertical normalizado de x e $\phi_e^{1/3}$ (Roth & Oke, 1993). Para condições instáveis G_{wx} é constante e igual a 1, enquanto para condições estáveis assume a forma $G_{wx}(\zeta') = 1 + c_{wx}\zeta'$, onde c_{wx} é uma constante empírica, que é a forma proposta por Kaimal et al. (1972). Fortuniak e Pawlak (2015) verificaram que, para condições estáveis, relações da forma $G_{wx}(\zeta') = 1 + c_{wx}\zeta'^{p_{wx}}$ (com $0 < p_{wx} < 1$) apresentaram um melhor ajuste (aos dados médios de G_{uw} em Łódź, recomendando apenas cautela ao definir o tipo de dependência funcional entre G_{wx} e ζ').

Neste estudo a validade da Lei de Kolmogorov será avaliada ajustando as Eqs. (1.3) e (1.4) aos espectros e coespectros normalizados na região do subintervalo inercial. Além disso, será assumido $G_{wx}(\zeta') = 1 + c_{wx}\zeta'$, uma vez que os valores médios de G_{wx} para São Paulo apresentam um comportamento linear (ver Seção 3.4).

1.3 PROPRIEDADES AERODINÂMICAS DAS SUPERFÍCIES URBANAS

As propriedades aerodinâmicas de superfícies urbanas, especificamente o comprimento de rugosidade (z_0) e o deslocamento do plano zero (d), podem ser calculadas por uma variedade de métodos morfométricos (Grimmond & Oke, 1999; Kent et al., 2017a; Kent et al., 2017b) e anemométricos (Rotach, 1994; Grimmond et al., 1998; Toda & Sugita, 2003; Kent et al., 2018) (Figurab). Entretanto, duas questões estão longe de estarem respondidas na literatura: (i) qual método estima valores mais acurados destas propriedades e (ii) como suas incertezas devem ser avaliadas. Modelos digitais de superfície de edifícios em áreas urbanas geram informações geométricas necessárias para aplicar métodos morfométricos (Kent et al., 2019). Porém, esses dados apresentam incertezas associadas à localização (i.e., coordenadas planimétricas) e às propriedades geométricas dos edifícios, inerentes de qualquer método de medição (Kent et al., 2019). Semelhantemente, métodos anemométricos requerem medidas de turbulência que, por sua vez, apresentam incertezas associadas principalmente a problemas instrumentais e condições não estacionárias não detectadas (Foken et al., 2004).

Apesar da importância do d para a TSMO e a existência de muitos métodos para estimá-lo, suas incertezas não foram completamente abordadas na literatura (e.g., Grimmond & Oke, 1999; Martano, 2000; Toda & Sugita, 2003; Tanaka et al., 2011; Kent et al., 2017a). De maneira similar, embora z_0 não afete diretamente as funções de similaridade (1.1)–(1.2), ele tem um papel importante na aplicação da análise de *footprint*, que é parte essencial da análise de turbulência em áreas urbanas. Portanto, ambas as questões também precisam ser abordadas para z_0 .

Neste trabalho, a análise de propagação de erros será utilizada para estimar a incerteza nas estimativas do d e z_0 pelos métodos morfométricos e anemométricos mais utilizados. Uma metodologia para estimar a acurácia desses parâmetros será proposta baseada na análise comparativa de um conjunto de métodos morfométricos e anemométricos, selecionados através de uma análise de desempenho, como sugerido por Toda e Sugita (2003).

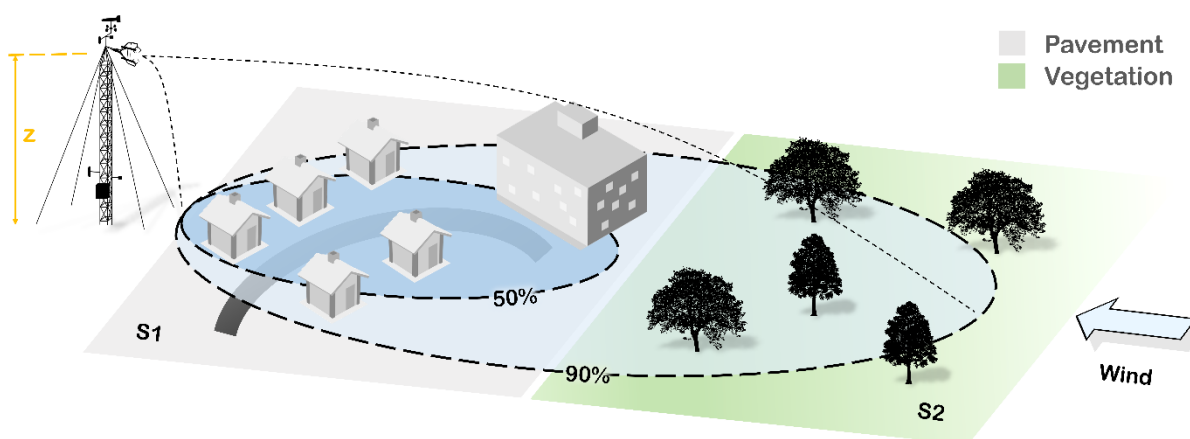
1.4 REPRESENTATIVIDADE ESPACIAL DAS OBSERVAÇÕES

A superfície urbana pode ser classificada em Zonas Climáticas Locais (LCZs), considerando objetivamente a cobertura do solo e a estrutura (densidade e altura) de elementos de rugosidade mais representativos, tais como parques, zonas residenciais etc. (Stewart & Oke, 2012). Por causa da heterogeneidade das superfícies urbanas, as propriedades da turbulência

medida em um nível z dentro da CLS urbana podem não estar refletindo as características da superfície local devido a influência de uma LCZ distinta situada a montante da torre de observação (Schmid & Oke, 1990) (Figura 1.3). A área da superfície a montante da torre contendo as fontes e sorvedouros que contribuem efetivamente para as medidas é definida como *footprint* ou área fonte (*source area*) (Schmid & Oke, 1990; Schuepp et al., 1990). Em outras palavras, é a porção da superfície onde as perturbações do sinal medido (e.g., temperatura ou concentração de gás) são originadas e transportadas até os sensores da torre via turbulência (Stewart & Oke, 2012). O tamanho e a localização da área de influência das medidas dependem da direção e velocidade do vento, rugosidade aerodinâmica da superfície e estabilidade atmosférica (Arnfield, 2003), e sua determinação pode ser feita utilizando modelos de *footprint*, os quais são ferramentas muito úteis na descrição e interpretação das medidas de fluxo turbulento (Kljun et al., 2015).

Neste estudo a representatividade espacial das observações será analisada por meio da estimativa do *footprint*, utilizando observações de turbulência do projeto MCITY BRAZIL (Oliveira et al. 2020) e o modelo *Flux Footprint Prediction* desenvolvido por Kljun et al. (2015).

Figura 1.3 – Representação do *footprint* das medidas de turbulência



As áreas sombreadas (em azul) representam a porção da superfície contribuindo para 50 e 90% das medidas de turbulência (*footprint*) a uma altura z . Na ilustração, 50% das medidas derivam de uma típica superfície urbana (S1). Porém, a área contribuindo para até 90% indica que as medidas de turbulência podem estar sendo influenciadas pela superfície vegetada (S2) a montante dos sensores

1.5 INCERTEZAS NAS ESTIMATIVAS DO COMPRIMENTO DE OBUKHOV

A incerteza nas estimativas de L , e em alguns casos de d , depende da qualidade das medidas de turbulência e da incerteza inerente nos processos estocásticos, que pode ser avaliada

por procedimentos de controle de qualidade utilizados para estimar as propriedades estatísticas da turbulência. Medidas com alta frequência de amostragem (~ 10 Hz) utilizando anemômetros ultrassônicos apresentam várias questões que devem ser abordadas antes das estatísticas (Rebmann et al., 2012). Passagem de nuvens, fenômenos de mesoescala, tendências do ciclo diurno etc., levam à escoamentos turbulentos não estacionários (Mahrt, 1998); topografias irregulares induzem tendências espúrias no sinal das componentes da velocidade do vento (Wilczak et al., 2001; Finnigan, 2004); o mal funcionamento dos componentes eletrônicos (e.g., obstrução dos sensores devido à chuva ou deposição de orvalho) gera picos espúrios no sinal, os quais afetam a qualidade dos dados. Portanto, é necessário aplicar procedimentos de controle de qualidade dos dados que lidem com todas as questões listadas acima em um contexto de grandes conjuntos de dados (Vickers & Mahrt, 1997; Foken et al., 2012; Mauder et al., 2013).

Neste estudo, procedimentos mais restritivos são empregados para assegurar que os dados utilizados satisfaçam os critérios de qualidade encontrados na literatura.

1.6 HIPÓTESE E OBJETIVO

A hipótese considerada neste trabalho é que a TSMO também é válida para superfícies urbanas. Portanto, é esperado que as propriedades da turbulência na SI urbana sejam descritas por relações universais da TSMO. O objetivo deste trabalho é caracterizar observacionalmente as propriedades estatísticas e espectrais da turbulência através da TSMO, especificamente o desvio padrão normalizado e espectros normalizados de u , v , w , T , ρ_{H_2O} e ρ_{CO_2} , bem como o coespectro normalizado dos fluxos verticais turbulentos de momento e de escalares, na superfície de uma área suburbana¹ na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), a maior conurbação do Brasil, usando medidas *in situ* de turbulência acima da SR realizadas entre 2009 e 2017. Até o presente momento, não existem trabalhos disponíveis na literatura que tenham realizado tal descrição em regiões urbanas no Brasil, como pode ser verificado na introdução. Portanto, os resultados apresentados neste estudo são totalmente inéditos para as regiões urbanas brasileiras.

Duas importantes questões são abordadas neste trabalho. Primeiramente, as incertezas das propriedades aerodinâmicas da superfície e das propriedades estatísticas da turbulência são

¹ Área suburbana é definida neste trabalho como sendo uma superfície com baixa densidade de elementos de rugosidade, caracterizada por pequenos edifícios (~ 1–3 andares) e árvores espaçadas, maior cobertura de vegetação, vias pavimentadas com baixo tráfego de automóveis etc., correspondendo a uma Zona Climática Local igual a 6 (LCZ6), conforme classificação proposta por Stewart e Oke (2012).

estimadas objetivamente. Em segundo lugar, o impacto destas incertezas nas funções de similaridade $\phi_x(\zeta') = A_x(1 + B_x|\zeta'|)^{C_x}$ e $\phi_x(\zeta') = D_x + E_x|\zeta'|^{F_x}$ (para $x = u, v, w, T, \rho_{H2O}, \rho_{CO2}$) são analisadas objetivamente. Consequentemente, uma análise comparativa entre métodos morfométricos e anemométricos é proposta como um método objetivo para identificar a acurácia das propriedades aerodinâmicas da superfície.

As descrições do sítio, medidas, procedimentos de controle de qualidade, *footprint*, (co)espectros e propriedades aerodinâmicas são apresentadas no Capítulo 2. As incertezas envolvidas nas estimativas do comprimento de Obukhov, propriedades aerodinâmicas e desvio padrão normalizado e as propriedades espectrais são apresentadas e discutidas no Capítulo 3. As principais conclusões estão listadas no Capítulo 4.

2 METODOLOGIA

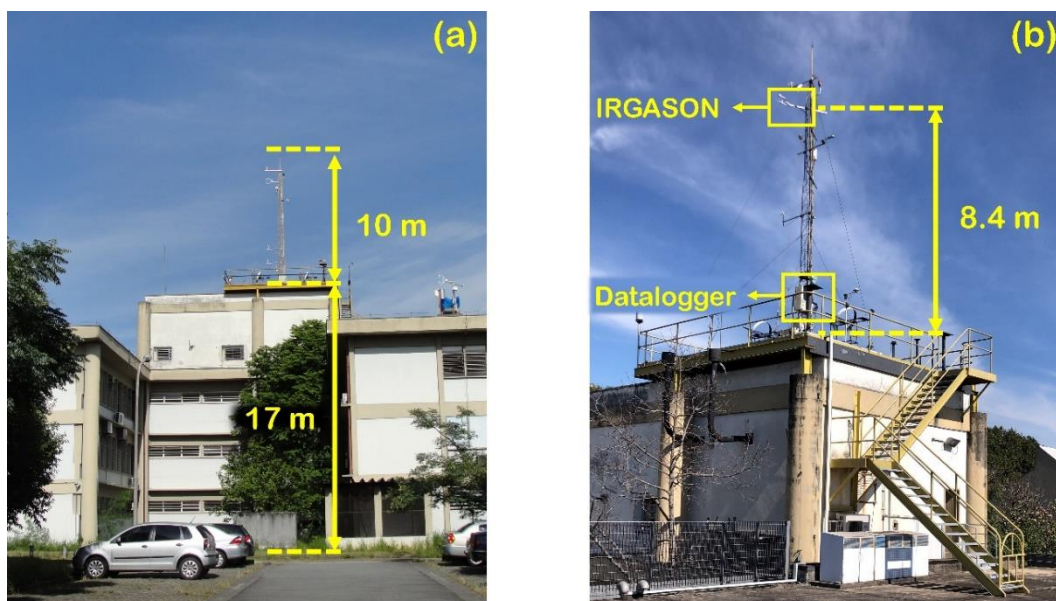
2.1 SÍTIO, OBSERVAÇÕES E CLIMA

As observações de turbulência foram realizadas na plataforma micrometeorológica PM IAG localizada no Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP) (23°33'34" S, 46°44'01" W, 744 m acima do nível do mar), região oeste da cidade de São Paulo. Situada sobre um platô a 700 m acima do nível do mar (a.n.m.) e cerca de 60 km do Oceano Atlântico, ela é a maior região metropolitana no Brasil, com uma área urbana de 2.016 km² (IBGE, 2017) e 21,6 milhões de habitantes (IBGE, 2018).

A PM IAG pertence à rede de estações de superfície do projeto MCITY BRAZIL, em operação desde 2013 (Oliveira et al., 2020). Este sítio consiste em uma plataforma quadrada de concreto de 50 m² localizada no topo de um edifício de quatro andares, a 17 m acima do nível do solo (a.n.s.) (Figura 2.1a). Todos os sensores estão instalados em uma torre de 10 m modelo UT30 fabricada pela Campbell Scientific Inc. (CSI), EUA, localizada no centro da plataforma. Entre 2009 e 2012, as medidas de turbulência foram realizadas utilizando um anemômetro sônico modelo CSAT3 fabricado pela CSI, e um analisador de gás (de caminho aberto) modelo LI-7500, fabricado pela LI-COR, EUA, instalados a 26 m a.n.s. (9 m acima do nível da plataforma). De 2013 a 2017, ambos os sensores foram substituídos por um anemômetro sônico 3D acoplado a um analisador de gás modelo IRGASON da CSI, e instalado a 25,4 m a.n.s. (8,4 m acima do nível da plataforma, Figura 2.1b). A orientação dos sensores referente ao norte geográfico é de 135° (sudeste), que é a direção do vento predominante.

Estes sensores medem as três componentes do vento (u , v , w), temperatura sônica (T), densidade de vapor d'água (ρ_{H_2O}) e de dióxido de carbono (ρ_{CO_2}), com frequência de amostragem de 10 Hz, usando um datalogger CR5000 da CSI. A distância horizontal entre os sensores e a torre é ~ 1 m e a largura da torre no nível do sensor é ~ 25 cm. As medidas utilizadas neste trabalho correspondem aos períodos de: maio a junho de 2009; março a junho de 2010; janeiro de 2012 a dezembro de 2017. As especificações técnicas do sistema IRGASON estão descritas no Apêndice (Figura A1, Tabela A1).

Figura 2.1 – Plataforma micrometeorológica do IAG (PM IAG)



(a) Edifício e torre de medida da PM IAG e (b) sistema de medidas de turbulência, composto por um anemômetro ultrassônico 3D acoplado com analisador de gases modelo IRGASON e um datalogger CR5000 (Campbell Scientific Inc., EUA). As fotografias em (a) e (b) estão orientadas para o oeste e sudoeste, respectivamente

O clima predominante da RMSP é, conforme a classificação Köppen, subtropical de altitude (Cwb), alternando entre inverno seco e moderadamente frio e verão úmido e quente, com valores diários médios mensais de temperatura variando de 15,3°C em julho a 22,4°C em fevereiro, médias mensais de precipitação mensal acumulada de 39,6 mm em agosto a 237 mm em janeiro, e valores diários médios mensais de umidade específica de 9,1 g kg⁻¹ em julho a 14,6 g kg⁻¹ em fevereiro (Sánchez et al., 2020). A velocidade do vento de superfície (a 10 m a.n.s.) é sistematicamente pequena ao longo do ano, com valores diários médios mensais variando de 1,7 m s⁻¹ em maio a 3,1 m s⁻¹ em novembro (Sánchez et al., 2020). Os valores médios correspondem às normais climatológica de 1960–1990 medidas na cidade de São Paulo nas estações de superfície WMO 83004 (PEFI) e WMO 86910 (MIRANTE)¹.

A variação sazonal do vento de superfície é controlada pelo efeito combinado do sistema de alta pressão subtropical semi-estacionário do Atlântico Sul e dos sistemas de baixa pressão continentais, que induzem ventos de N-NE durante o verão e de NE-E no inverno (Oliveira et al., 2003). Distúrbios de escala sinótica e circulações de mesoescala, tais como frente fria e brisa marítima, frequentemente interrompem esse padrão. Regularmente, a passagem de uma frente fria (brisa marítima) desloca o vento de superfície na RMSP de NW para SE (NE para SE) (Perez & Dias, 2017; Oliveira et al., 2020). Existem evidências observacionais e de

¹ Parque Estadual Fostes do Ipiranga (PEFI) e Mirante de Santana (MIRANTE)

modelagem que efeitos térmicos (circulações vale-montanha e ilha de calor urbano) e mecânicos (canalização, rugosidade e barreira de edifícios) modulam a distribuição espacial e temporal do escoamento na superfície da RMSP (Ribeiro et al., 2018; Umezaki et al., 2020; Oliveira et al., 2020).

Sánchez et al. (2020) verificaram através de radiossondagens que a Camada Limite Urbana (CLU) na RMSP apresenta uma altura máxima média mensal variando de 1.061 m em setembro a 1.632 m em maio, estando sua variação sazonal positivamente correlacionada com o fluxo de empuxo (*buoyancy flux*) na superfície, e negativamente correlacionada com a estabilidade estática na atmosfera livre durante o verão. À noite, a altura máxima da camada limite estável varia de 122 m no inverno a 126 m no verão. A altura da CLS corresponde 10% da altura da CLU durante o verão e 12% no inverno (Sánchez et al., 2020). No inverno, a variação espacial da altura da CLU na RMSP é controlada principalmente pelo efeito de nuvens e da brisa marítima. Na ausência de ambas, essa variação ocorre devido à efeitos topográficos, apresentando diferenças de altura de até 300 m. Quando a CLU atinge sua altura máxima durante o dia, ela tende a nivelar com relação à topografia (Moreira et al., 2022).

Uma propriedade típica da RMSP são Jatos de Baixos Níveis (JBN), que ocorrem comumente à noite e no início da manhã, frequentemente de N e E, com intensidades médias variando de $7,1 \text{ m s}^{-1}$ em fevereiro a $8,6 \text{ m s}^{-1}$ em outubro e alturas de 577 m em junho a 703 m em março (Sánchez et al., 2022). Eventos de JBN na RMSP apresentam em sua maioria oscilação inercial, que é caracterizada pela rotação anti-horária (no hemisfério sul) dos vetores de vento e o aumento de suas intensidades (escoamento super geostrófico) no nível do jato. A combinação de eventos de JBN e brisa marítima, bem como frente fria e sistemas de alta pressão pós frontais, são menos frequentes, sugerindo que oscilação inercial seja o mecanismo dominante de formação dos jatos na RMSP (Sánchez et al., 2022).

2.2 CONTROLE DE QUALIDADE

Para estimar os fluxos turbulentos e outras propriedades estatísticas da turbulência no projeto MCITY BRAZIL (Oliveira et al., 2020), o Laboratório de Micrometeorologia do IAG da USP está desenvolvendo o algoritmo MBFLUX (Mcity-Brazil Flux). O MBFLUX é escrito em linguagem Fortran e inclui um conjunto completo de procedimentos de controle de qualidade (CQ) de dados de turbulência propostos por Vickers e Mahrt (1997), Mahrt (1998), Wilczak et al. (2001), Foken et al. (2012), Fortuniak et al. (2013) e Järvi et al. (2018).

O MBFLUX faz a leitura de todas as variáveis medidas pelo sistema de aquisição de dados de turbulência da CSI e separa essas medidas em blocos, os quais são submetidos aos seguintes procedimentos de CQ: remoção de picos espúrios (CQ1); teste de curtose e assimetria (CQ2); remoção de tendência linear (CQ3); verificação de problema instrumental (CQ4); teste de estacionariedade do vento horizontal (CQ5) e fluxos verticais de calor e momento (CQ6); remoção de blocos afetados por chuva (CQ7); remoção de blocos incompletos (CQ8); alinhamento vertical dos sensores de vento (CQ9); correção do efeito dos fluxos de calor e umidade nos fluxos de escalares (correção de Webb) (CQ10); identificação e remoção de distorções do escoamento devido ao edifício da plataforma, bloqueio da torre ou design do sensor (CQ11). A estrutura do CQ no algoritmo MBFLUX é apresentada na Figura 2.2.

Figura 2.2 – Controle de qualidade de dados de turbulência

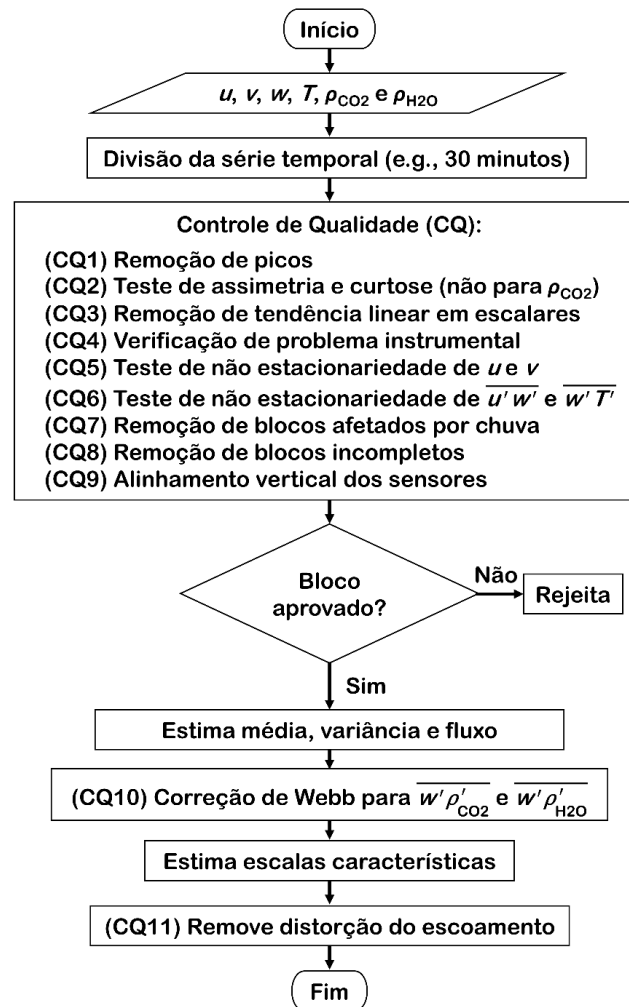
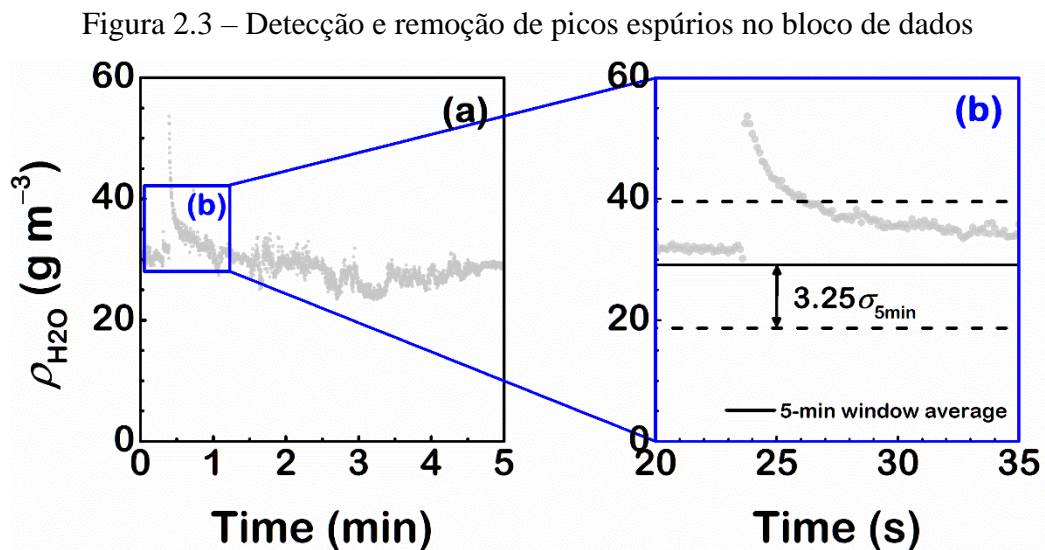


Diagrama de fluxo do controle de qualidade (CQ) de dados de turbulência do algoritmo MBFLUX (ver Oliveira et al., 2020). O fluxo vertical turbulento de x é indicado por $w'x'$

2.2.1 Remoção de Picos Espúrios

Picos espúrios são definidos como qualquer conjunto de até 5 s de pontos consecutivos com amplitude superior a um limiar pré-estabelecido. Os conjuntos de picos são detectados em uma janela móvel de 5 min que percorre todo o bloco de dados. O algoritmo de detecção é estruturado da seguinte forma: (i) Primeiramente, o limiar é definido como $\pm 3,25\sigma_{5\text{min}}$, onde $\sigma_{5\text{min}}$ é o desvio padrão da janela móvel de 5 min; (ii) havendo picos espúrios na janela, estes são substituídos por uma interpolação linear entre os dados observados imediatamente antes e depois do conjunto de picos; (iii) não havendo mais picos espúrios na janela, esta é deslocada de um ponto e sua média e desvio padrão são recalculados; (iv) se foram removidos picos espúrios no passo anterior, o limiar é acrescido de $0,10\sigma_{5\text{min}}$, uma vez que os valores interpolados no passo anterior podem diminuir o valor recalculado de $\sigma_{5\text{min}}$. Este procedimento é realizado até que a janela móvel tenha percorrido todo o bloco de dados (Figura 2.3). Blocos cuja fração de picos espúrios excede 2,5% do total de dados são desconsiderados das análises. Este método de detecção e remoção de picos espúrios é baseado em Vickers e Mahrt (1997). A remoção de picos foi aplicada aos dados brutos de u , v , w , T , $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ e ρ_{CO_2} .



(a) Janela móvel de 5 min de dados de densidade de vapor d'água obtidos na PM IAG e (b) resolução ampliada do conjunto de 2–3 s de pontos consecutivos com amplitude 3,25 vezes maior que o desvio padrão da janela, $\sigma_{5\text{min}}$. A linha sólida indica a média da janela de 5 min e as linhas tracejadas os limites superior e inferior de amplitude

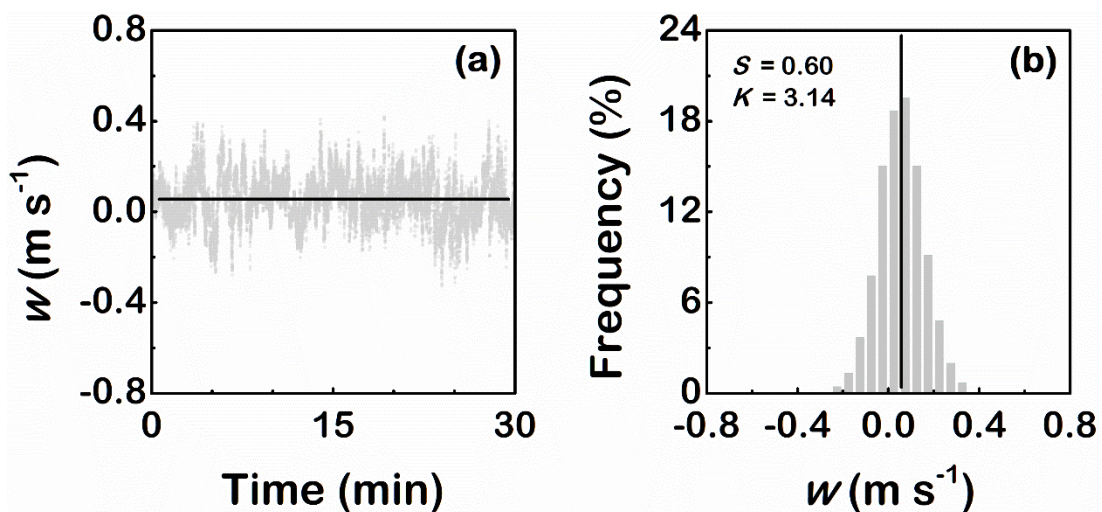
2.2.2 Teste de Assimetria e Curtose

Blocos de dados com distribuição Gaussiana são caracterizados por um coeficiente de curtose $K = 3$ e de assimetria $S = 0$ (Figura 2.4). Medidas cujo sinal apresenta valores muito

abaixo (acima) da média do bloco levam a coeficientes $S < 0$ ($S > 0$), produzindo uma ‘cauda’ na distribuição dos dados à esquerda (direita) do valor médio. Semelhantemente, valores muito distantes (próximos) da média levam a coeficientes $K < 3$ ($K > 3$), produzindo um achatamento (afunilamento) na distribuição.

A normalidade da distribuição dos dados de cada bloco foi avaliada definindo uma faixa de valores aceitáveis para S e K , conforme proposto por Vickers e Mahrt (1997). Assim, foram considerados nas análises somente blocos cujos coeficientes de assimetria e curtose estão contidos nos intervalos $S < 3,6$ e $0,4 < K < 14$. Para execução do teste, possíveis tendências lineares são removidas inicialmente dos blocos. Os coeficientes são estimados como $S = \overline{(x - \bar{x})^3} / \sigma_x^3$ e $K = \overline{(x - \bar{x})^4} / \sigma_x^4$, onde $\overline{(\)}$ indica o valor médio e σ_x é o desvio padrão de x (para $x = u, v, w, T, \rho_{H2O}, \rho_{CO2}$).

Figura 2.4 – Teste de assimetria e curtose da distribuição de dados

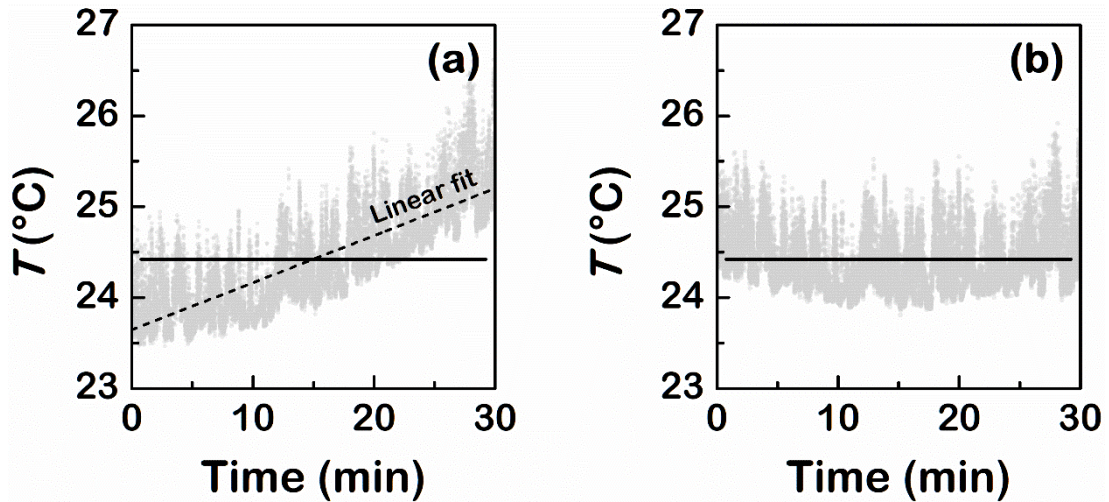


(a) Observações de turbulência da componente vertical do vento, w , em um bloco de 30 min e (b) a respectiva distribuição dos dados. Distribuição dos dados “praticamente” gaussiana, apresentando um coeficiente de curtose $K = 3,14$ e de assimetria $S = 0,60$. A linha sólida horizontal em (a) e vertical em (b) indica o valor médio de w . Observações realizadas sob condições estáveis na PM IAG

2.2.3 Remoção de Tendência Linear

Para estimar os fluxos turbulentos de escalares, eventuais tendências lineares nos blocos de dados são removidas através de uma interpolação linear, onde os dados são subtraídos pelos valores da reta ajustada (via MMQ) entre o ponto inicial e final do bloco (Figura 2.5a). A média do bloco original é preservada somando-a aos dados interpolados (Figura 2.5b).

Figura 2.5 – Remoção de tendência linear nos blocos de dados de escalares

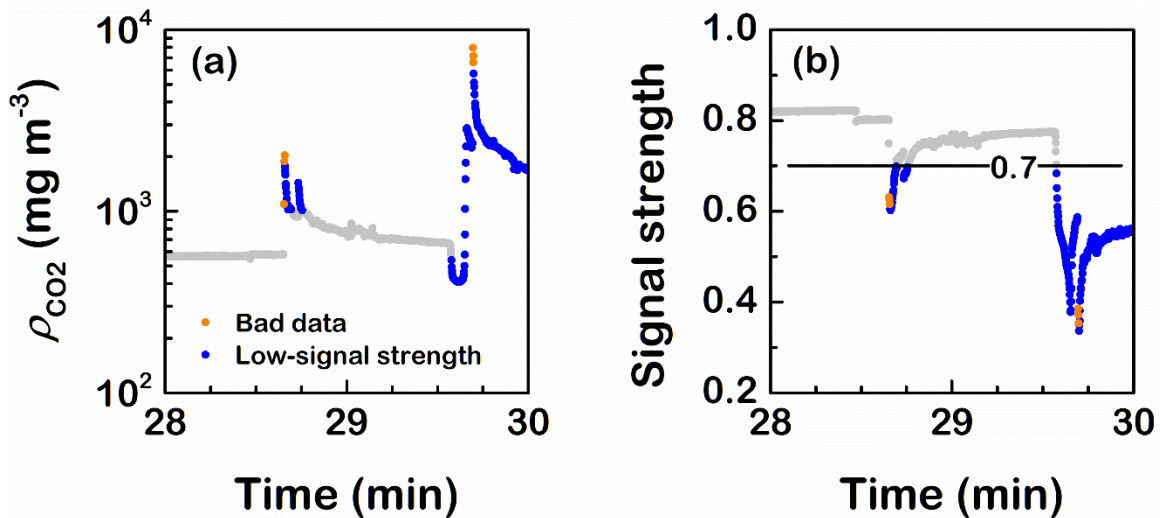


Bloco de dados (30 min) de temperatura (a) antes e (b) depois da remoção de tendência linear. Em (a) a linha tracejada indica o ajuste linear realizado no bloco. A linha sólida horizontal em (a) e (b) indica a média do bloco, que é preservada no procedimento de remoção de tendência linear

2.2.4 Problema Instrumental

O sistema do IRGASON fornece informações sobre o desempenho dos sensores de velocidade e concentração de gases. O desempenho dos sensores é avaliado através de variáveis diagnósticas que indicam (a) a condição monitorada (e.g., baixa/alta amplitude ou limites de temperatura excedidos) e (b) a intensidade do sinal do analisador de gás. As diferentes condições monitoradas possuem um valor correspondente. Para condições normais, a variável diagnóstica é igual a 0 (por padrão). A intensidade do sinal dos sensores de gases varia de 0 a 1,0 e é definida como ‘baixa’ quando seu valor é $< 0,7$ (i.e., menor que 70% do sinal original) (Campbell Scientific, 2022). Assim, blocos cujas variáveis diagnósticas apresentam valores não nulos devido alguma condição monitorada, bem como baixa intensidade no sinal de ρ_{H_2O} ou ρ_{CO_2} , em mais de 15% dos dados são removidos das análises. A Figura 2.6 apresenta a resposta do sistema para medidas de densidade de CO_2 durante um evento de chuva.

Figura 2.6 – Desempenho dos sensores do IRGASON durante um evento de chuva



(a) Observações de densidade de CO₂ e (b) intensidade do sinal das observações durante um evento de chuva na PM IAG. Dados em laranja foram diagnosticados como ‘dados ruins’ pelo sistema IRGASON e dados em azul apresentam baixa intensidade no sinal. Em (b) a linha horizontal denota o limiar de intensidade do sinal (0,7)

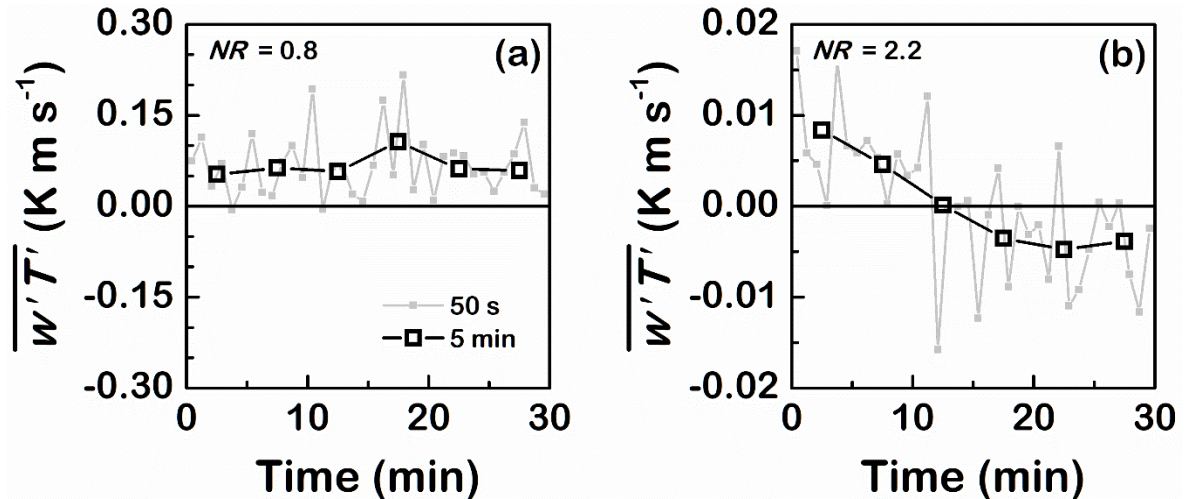
2.2.5 Testes de Estacionariedade

O escoamento turbulento pode ser definido como ‘estacionário’ quando as forçantes de turbulência (e.g., vetor do vento ou fluxo de calor) não mudam com o tempo (Mahrt & Bou-Zeid, 2020). A estacionariedade dos dados é avaliada através dos testes propostos por Vickers e Mahrt (1997) e Mahrt (1998). Em geral, ambos os testes detectam variações significativas nas observações de turbulência em um dado intervalo de tempo. O teste de Vickers e Mahrt (1997) avalia a diferença relativa, RN_x , entre o valor final e inicial do bloco de dados de x . O valor final e inicial é estimado através de um ajuste linear (via Método dos Mínimos Quadrados, MMQ) e a diferença é dividida pela média do bloco. Escoamentos não estacionários correspondem à valores de $|RN_x| > 0,50$. O teste é aplicado às componentes da velocidade do vento, u e v , bem como ao vetor de velocidade, e as médias dos blocos são dadas pela velocidade média do vento, \bar{U} . Além disso, o teste também avalia a razão entre a média do vetor de velocidade e \bar{U} , definindo blocos de dados não estacionários para razões menores 0,90.

O teste de Mahrt (1998) avalia a razão NR entre o desvio padrão de fluxos de sub-blocos de dados, σ_{sub} , e o erro aleatório destes fluxos, RE . É esperado que, sob condições estacionárias, $NR \approx 1$. Para determinar σ_{sub} o bloco de dados é dividido em 6 sub-blocos de mesma largura. Analogamente, RE é determinado dividindo cada sub-bloco em 6 sub-blocos menores e expresso por $RE = \overline{\sigma_{\text{sub-m}}}/\sqrt{6}$, onde $\overline{\sigma_{\text{sub-m}}}$ é a média dos desvios padrões dos fluxos de sub-blocos menores. Mahrt (1998) definiu como blocos de dados não estacionários aqueles cujos

valores de $NR > 2$. A Figura 2.7 ilustra estimativas de fluxos de calor em sub-blocos de 5 min e sub-blocos menores de 50 s para um bloco original de 30 min de dados. O teste é aplicado para fluxos de calor e momento.

Figura 2.7 – Teste de estacionariedade para fluxos

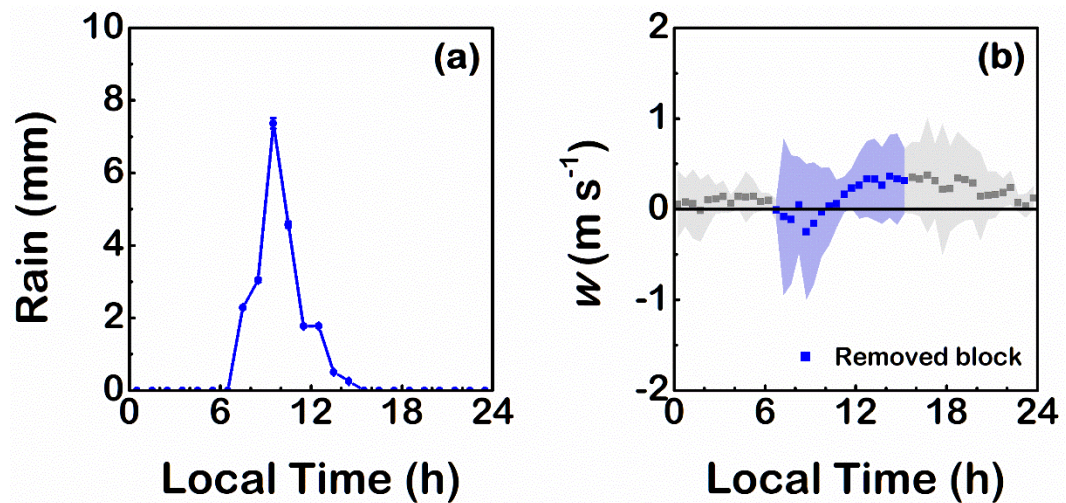


Teste de estacionariedade proposto por Mahrt (1998) para fluxo de calor, $\overline{w'T'}$, aplicado em um caso (a) estacionário e (b) não estacionário. Casos não estacionários são identificados quando a razão de estacionariedade, NR , é maior que 2. Os fluxos são estimados para sub-blocos de 5 min e 50 s. Observações realizadas sob condições instáveis na PM IAG

2.2.6 Remoção de Blocos Afetados por Chuva

A remoção de blocos afetados por chuva é realizada utilizando acumulados horários de precipitação. As medidas (5 Hz) foram realizadas de 2009–2017 através de um pluviômetro modelo TB4 385 da CSI instalado na PM IAG (Oliveira et al., 2020). Blocos contidos em intervalos de 1 h com registro de precipitação são removidos das análises, conforme ilustração da Figura 2.8.

Figura 2.8 – Efeito da chuva sobre medidas de velocidade do vento



(a) Médias horárias de precipitação estimadas na PM IAG e (b) médias de blocos (30 min) das observações de turbulência da componente vertical do vento, w . Em (b) a área sombreada indica o desvio padrão; blocos contidos em intervalos de 1 h com registro de precipitação (quadrados azuis) são removidos das análises

2.2.7 Remoção de Blocos Incompletos

Problemas no sistema de aquisição de dados, tais como a interrupção do fornecimento de energia elétrica, podem gerar descontinuidades na série temporal, reduzindo o número de dados dentro dos blocos de observações e levando a perdas de informação. Períodos muito longos de descontinuidades (e.g., horas ou dias) afetam significativamente as estatísticas de turbulência. Por exemplo, uma perda de 15% dos dados durante o dia corresponde ≈ 4 h de descontinuidade nas observações. Portanto, blocos cujo número de dados é menor que 85% do tamanho pré-definido (e.g., 30 min) são definidos como ‘incompletos’ e removidos das análises.

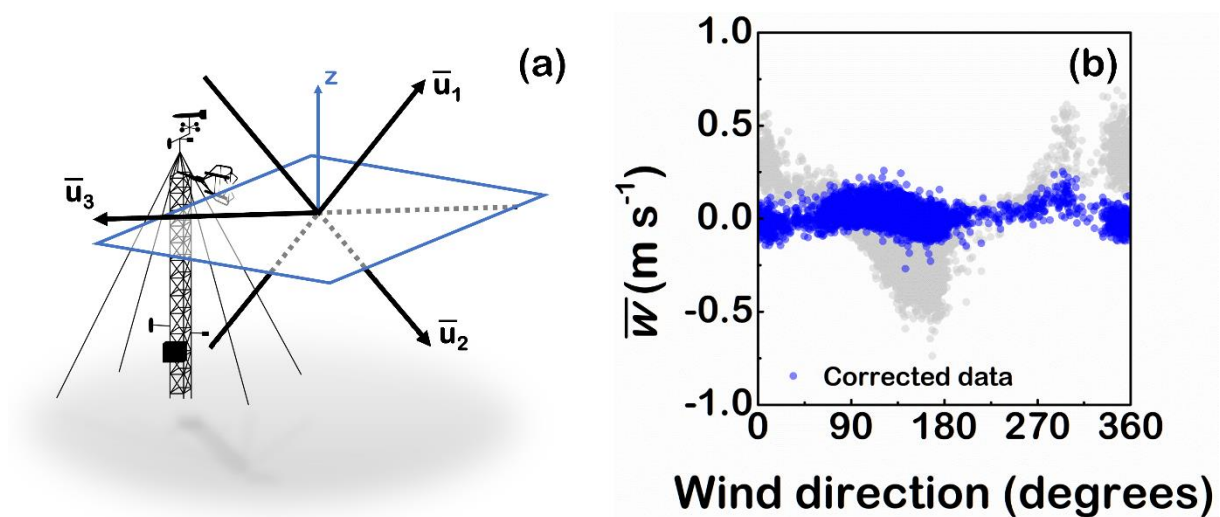
2.2.8 Desalinhamento Vertical dos Sensores

O desalinhamento vertical dos sensores de vento pode gerar erros maiores que 10% nas estimativas de fluxo de momento devido à ‘contaminação cruzada’ entre as componentes da velocidade. Além disso, como consequência do desalinhamento, a componente vertical da velocidade média, \bar{w} , será diferente de zero (Wilczak et al., 2001; Rebmann et al., 2012). O desalinhamento está associado a desníveis da topografia local, bem como eventuais oscilações da torre (ou suporte) dos sensores. Para remover o efeito do desalinhamento dos sensores o sistema de coordenadas é usualmente rotacionado, definindo um novo sistema ortogonal onde

o eixo z é perpendicular ao escoamento médio e o eixo x está orientado na mesma direção da velocidade média.

O método *Planar Fit* (PF) corrige o desalinhamento vertical através de três sucessivas rotações do sistema de coordenadas. Contudo, neste novo sistema o eixo z será perpendicular ao plano ajustado (via MMQ) a um conjunto de vetores de velocidade média (Figura 2.9a) (Wiczak et al., 2001). Para longos períodos de observação (e.g., semanas ou mais) o plano será aproximadamente paralelo à superfície local, sendo possível investigar a influência de processos não turbulentos sobre eventuais valores de \bar{w} diferentes de zero (Rebmann et al., 2012). Além disso, o PF fornece uma estimativa do erro de offset médio da componente vertical, minimizando o risco de ‘excesso de rotação’ devido a interpretações equivocadas de desalinhamento vertical associadas ao erro instrumental. O plano é definido através de uma regressão linear múltipla do conjunto equações de planos expressas pelos vetores de velocidade média: $\bar{w} = b_0 + b_1\bar{u} + b_2\bar{v}$, onde $\{b_0, b_1, b_2\}$ são coeficientes, \bar{x} é a componente x do vetor de velocidade média e b_0 é o erro de offset médio da componente vertical. A Figura 2.9b compara estimativas de \bar{w} em um sistema de coordenadas com e sem alinhamento vertical utilizando o PF.

Figura 2.9 – Alinhamento vertical dos sensores via método *Planar Fit*



(a) Ilustração do método *Planar Fit* (PF) aplicado ao conjunto de vetores de velocidade média, \bar{u}_i , e (b) distribuição da componente vertical do vetor de velocidade média, \bar{w} , no entorno da PM IAG. Em (a) o eixo z do novo sistema de coordenadas é perpendicular ao plano definido pelos vetores \bar{u}_i , que por sua vez é paralelo à superfície local. Em (b) os valores médios (30 min) foram estimados utilizando observações de turbulência durante o ano de 2014; as médias recalculadas através do método PF são indicadas pelos pontos azuis

2.2.9 Correção de Webb

A correção de Webb introduz na estimativa do fluxo vertical turbulento de constituintes do ar a contribuição do fluxo vertical médio, $\bar{w} \cdot \bar{x}$, produzindo um fluxo vertical total, $\overline{w'x'} + \bar{w} \cdot \bar{x}$. Esta correção é necessária, por exemplo, para estimar o fluxo de calor latente na avaliação do balanço de energia na superfície (e.g., Ferreira et al., 2013; Oliveira et al., 2020). Particularmente, fluxos de vapor d'água apresentam diferenças pequenas (2–3%) entre as estimativas com e sem correção de Webb, enquanto diferenças mais significativas (20–30%) são observadas para fluxos de outros constituintes, tal como CO₂ (Liebethal & Foken, 2003). Os fluxos de vapor d'água e CO₂ corrigidos são estimados respectivamente pelas expressões

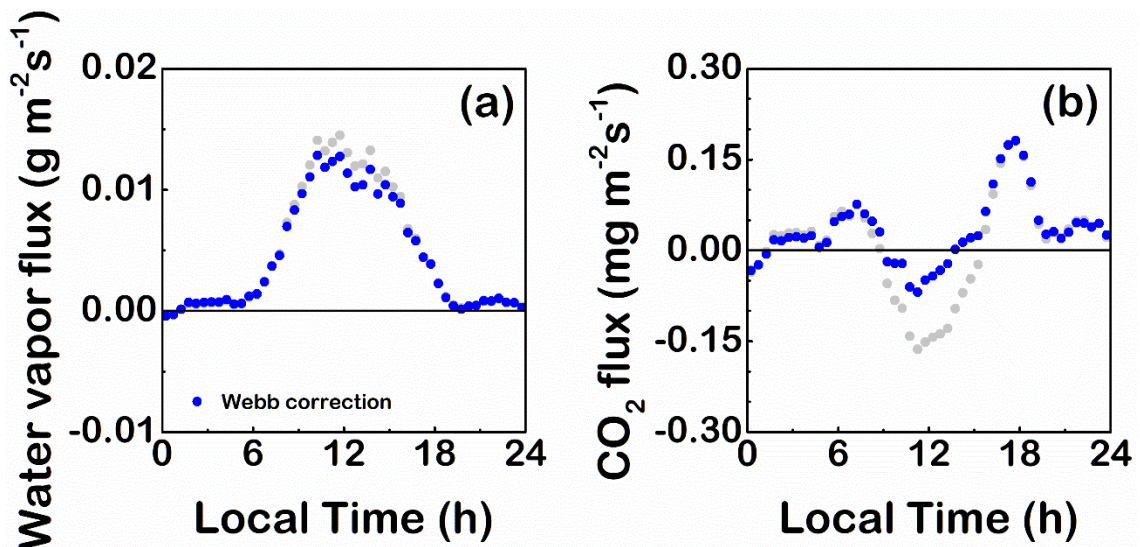
$$\overline{w'\rho'_{\text{H}_2\text{O}}} + \bar{w} \cdot \overline{\rho_{\text{H}_2\text{O}}} = (1 + \mu\omega) \left(\overline{w'\rho'_{\text{H}_2\text{O}}} + \frac{\rho_{\text{H}_2\text{O}}}{T} \overline{w'T'} \right), \quad (2.1)$$

e

$$\overline{w'\rho'_{\text{CO}_2}} + \bar{w} \cdot \overline{\rho_{\text{CO}_2}} = \overline{w'\rho'_{\text{CO}_2}} + \mu\omega \frac{\rho_{\text{CO}_2}}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}} \overline{\rho_{\text{H}_2\text{O}}} + (1 + \mu\omega) \frac{\rho_{\text{CO}_2}}{T} \overline{w'T'}, \quad (2.2)$$

onde μ é a razão entre a massa molecular do ar seco e do vapor d'água, ω é a razão de mistura de vapor d'água, enquanto \bar{x} e $\overline{w'x'}$ são a média e o fluxo turbulento de x (Foken et al., 2012). A Figura 2.10 ilustra a diferença entre as estimativas de fluxo com e sem correção de Webb.

Figura 2.10 – Correção de Webb para fluxos turbulentos de gases passivos



Médias de blocos de 30 min de fluxos de (a) vapor d'água e (b) CO₂ estimados na PM IAG. Fluxos com correção de Webb são indicados por pontos azuis. Para exemplificação, as estimativas de fluxo foram suavizadas por uma média móvel (5 pontos) a fim de reduzir a variabilidade dos dados

2.2.10 Remoção de Distorção do Escoamento

A distorção do escoamento causada pelo edifício do IAG é identificada pelo método proposto por Fortuniak et al. (2013). Neste método, a identificação é feita pelo desvio das observações de σ_w/u_* do valor $1,25 \pm 0,07$ sob condições neutras (Figura 3.2a). Esse limiar corresponde ao valor médio de 11 cidades em regime de estabilidade térmica neutra (definido neste estudo por $|\zeta'| < 0,01$) (Roth, 2000). Inicialmente, os blocos de 30 min de σ_w/u_* são classificados em termos de direção do vento dividindo-os em setores de $22,5^\circ$ para estimar o valor médio por setor de $\overline{\sigma_w/u_*}$. Dois testes estatísticos são aplicados aqui. Um teste t quando o número de dados dentro do setor de $22,5^\circ$ é menor que 30 e um teste z caso contrário (Montgomery & Runger, 2003). Em ambos os testes é considerada a hipótese nula $\overline{\sigma_w/u_*} - 1,25 = 0$, com nível de significância $\alpha = 0,01$. Setores cujo teste estatístico excede o valor crítico são removidos (Figura 3.2b).

2.3 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DAS PROPRIEDADES AERODINÂMICAS

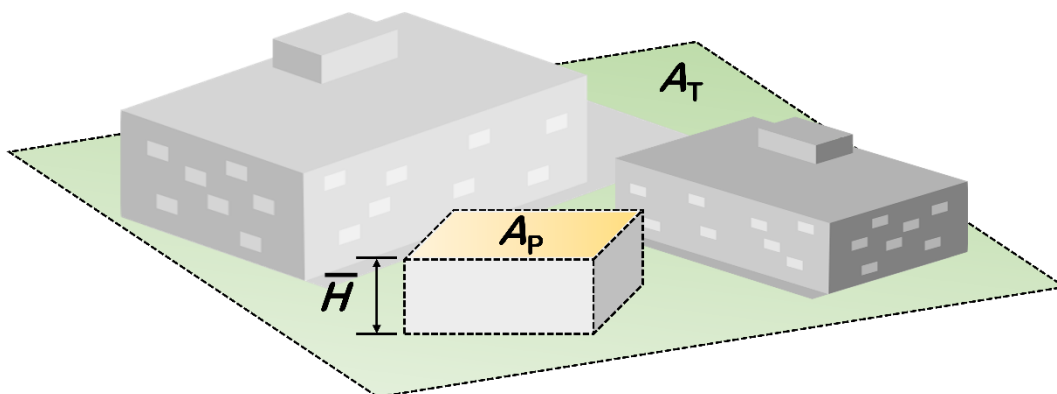
O deslocamento do plano zero (d) é um parâmetro-chave na avaliação do ζ' para expressar funções de similaridade na CLS (Zilitinkevich et al., 2008). Em conjunto com o comprimento de rugosidade (z_0), eles são fundamentais para a análise de *footprint* (Kljun et al., 2015). Nesta seção os métodos morfométricos e anemométricos mais utilizados são aplicados para estimar o z_0 e d no sítio da PM IAG. A motivação deste estudo é selecionar um conjunto de métodos que podem ser utilizados na avaliação da acurácia dos parâmetros aerodinâmicos através da convergência das estimativas, a partir dos dados disponíveis na PM IAG.

2.3.1 Métodos Morfométricos

Métodos morfométricos de estimativa de d e z_0 relacionam as propriedades aerodinâmicas aos parâmetros geométricos dos elementos de rugosidade da superfície, tais como a altura média, \overline{H} , e a fração de área plana, $\lambda_P = A_P/A_T$, das edificações, onde A_P é a soma das áreas planas dos edifícios e A_T a área total considerada (Grimmond & Oke, 1999) (Figura 2.11). Essas relações são baseadas em experimentos de túnel de vento, estudos observacionais, simulações numéricas etc. Outros parâmetros também são utilizados ao descrever elementos de rugosidade mais realísticos, como o desvio padrão e o valor máximo da altura dos elementos

(σ_H e H_{\max} , respectivamente) a fim de considerar distribuições de altura heterogêneas (e.g., Kanda et al., 2013; Kent et al., 2017a). Os parâmetros geométricos da superfície podem ser obtidos através de um Sistema de Informação Geográfica (GIS).¹

Figura 2.11 – Parâmetros geométricos dos elementos de rugosidade da superfície



A_T é a área total considerada e os parâmetros A_p e \bar{H} são a soma das áreas planas e a altura média dos edifícios. No entanto, é importante ressaltar que os elementos de rugosidade da superfície podem ser compostos por edifícios, árvores etc.

A base de dados (GIS) utilizada foi fornecida pela Prefeitura de São Paulo, em formato *shapefile*, com a representação de polígonos das edificações e informação sobre a altura dos prédios (GeoSampa, 2021). Foi definida uma área de 500 metros de raio a partir da localização da PM IAG e esta área foi subdividida em setores de 45°, tendo como ponto médio as direções N (0°), NE (45°), E (90°), SE (135°), S (180°), SW (225°), W (270°) e NW (315°). Para cada setor foram selecionadas as edificações que estavam inseridas ou que intersectavam as respectivas áreas.

Para o cálculo das áreas das edificações, considerou-se os polígonos correspondentes aos prédios ou a parcela destes que estava completamente inserida nos setores. O parâmetro λ_p foi determinado pela razão entre a soma das áreas das edificações de cada setor pela área total do setor. Por sua vez, \bar{H} foi calculado a partir da média das alturas das edificações existentes em cada setor, considerando o dado de altura dos prédios presente na base de dados da Prefeitura de São Paulo.

¹ Um Sistema de Informação Geográfica (*Geographic Information System*, GIS) é formado pela integração de *hardwares*, *softwares*, metodologias e bases de dados aplicados à coleta, armazenamento, organização, processamento e análise de dados georreferenciados, produzindo mapas (sua aplicação central) e informações auxiliares para a gestão de infraestruturas, logística, tarefas relacionadas a transporte etc. Os GISs combinam três tipos de tecnologias: sensoriamento remoto, Sistema de Posicionamento Global (*Global Positioning System*, GPS) e geoprocessamento.

2.3.1.1 Método da Regra Prática (Rt)

O método morfométrico mais simples para estimar d e z_0 é denominado ‘Regra Prática’ (*Rule-of-thumb*, Rt), onde as propriedades aerodinâmicas da superfície são estimadas como uma fração da altura média dos elementos de rugosidade, \bar{H} . Grimmond e Oke (1999) recomendaram utilizar em sítios urbanos com densidade de elementos baixa, média e alta os valores

$$d/\bar{H} = 0,5, 0,6 \text{ e } 0,7, \quad (2.3)$$

respectivamente, e

$$z_0/\bar{H} = 0,1. \quad (2.4)$$

Contudo, eles verificaram que $d/\bar{H} = 0,7$ e $z_0/\bar{H} = 0,1$ produzem valores razoáveis de d e z_0 para cidades norte americanas.

2.3.1.2 Método Kutzbach (Ku)

Kutzbach (1961), conduzindo uma série de experimentos controlados sobre um lago congelado variando a densidade e distribuição dos elementos de rugosidade (cestos) na superfície, verificou que

$$z_0/\bar{H} \sim \lambda_p^{1,13} \quad (2.5)$$

e

$$d/\bar{H} \sim \lambda_p^{0,29}, \quad (2.6)$$

sendo estas relações válidas somente para $\lambda_p \leq 0,29$.

2.3.1.3 Método Counihan (Co)

Counihan (1971), realizando simulações em túnel de vento para várias distribuições de elementos de rugosidade (peças de Lego), derivou as expressões

$$z_0/\bar{H} = 1,08\lambda_p - 0,08 \quad (2.7)$$

e

$$d/\bar{H} = 1,4352\lambda_p - 0,0463, \quad (2.8)$$

válidas para $0,10 \leq \lambda_p \leq 0,25$ (ver Grimmond & Oke, 1999).

2.3.1.4 Método Macdonald (Ma)

Macdonald et al. (1998), usando arranjos de cubos escalonados em simulações de túnel de vento, derivaram a expressão

$$d/\bar{H} = 1 + 4,43^{-\lambda_p}(\lambda_p - 1), \quad (2.9)$$

válida para todo o intervalo $0 \leq \lambda_p \leq 1$.

2.3.1.5 Método 2Rt

Kent et al. (2017a) verificaram que métodos morfométricos baseados em elementos de rugosidade de altura heterogênea, tal como o método do Kanda et al. (2013), geram valores de d duas vezes maior que os obtidos pelo método Rt. Considerando esta última propriedade e baseados na simplicidade do Rt, Kent et al. (2017a) propuseram usar valores 2Rt para estimar o d .

2.3.1.6 Método Kanda (Ka)

Kanda et al. (2013) simularam numericamente escoamentos turbulentos dentro e acima do dossel urbano de cidades japonesas com modelo numérico LES e verificaram que a altura máxima dos edifícios (H_{\max}) é também uma escala de comprimento relevante que, combinada com \bar{H} e σ_H , pode descrever de maneira acurada o comportamento do d em superfícies urbanas com significativa variação da altura dos edifícios. Eles propuseram a seguinte expressão

$$d/H_{\max} = -0,17X^2 + (1,29\lambda_p^{0,36} - 0,17)X, \quad (2.10)$$

onde $X = (\sigma_H + \bar{H})/H_{\max}$.

2.3.1.7 Método Kanda (K_{ab-v})

Kent et al. (2017b) incluíram o efeito aerodinâmico das árvores no método proposto por Kanda et al. (2013), considerando a fração de área plana efetiva $\lambda_{p(b-v)}$, abrangendo edifícios e vegetação, bem como a média e desvio padrão de suas alturas, $\bar{H}_{(b-v)}$ e $\sigma_{H(b-v)}$ respectivamente.

2.3.1.8 Resumo dos Métodos Utilizados

Resumidamente, os métodos morfométricos propostos por Kutzbach (1961), Ku, Counihan (1971), Co, Macdonald et al. (1998), Ma, e Grimmond e Oke (1999), Rt, foram desenvolvidos considerando a resposta dinâmica dos escoamentos turbulentos a elementos de rugosidade com altura homogênea, provendo expressões para d e z_0 em termos de \bar{H} e λ_P . Por outro lado, os métodos de Kanda et al. (2013), Ka, Kent et al. (2017a), 2Rt, e Kent et al. (2017b), $K_{a,b-v}$, levam em consideração uma distribuição mais realística dos elementos de rugosidade em áreas urbanas, incluindo edifícios e vegetação com altura heterogênea (Tabela 2.1). Em termos de aplicabilidade, os métodos Ku e Co são limitados, abrangendo apenas uma pequena faixa de valores de densidade de elementos de rugosidade ($\lambda_P < 0,30$). Além disso, Grimmond e Oke (1999) verificaram que Ku e Co tendem a superestimar z_0 . Embora os métodos Rt e 2Rt são mais simples, considerando apenas a altura média dos edifícios, ambos produzem em média valores razoáveis de d e z_0 para áreas urbanas (Grimmond & Oke, 1999; Kent et al., 2017a). Consequentemente, Rt e 2Rt são bons métodos para estimar d e z_0 como uma ‘aproximação de primeira ordem’, especialmente quando outros parâmetros da superfície (tais como λ_P) não estão disponíveis.

Tabela 2.1 – Métodos morfométricos de estimativa das propriedades aerodinâmicas

Método	Deslocamento do plano zero, d	Comprimento de rugosidade, z_0	λ_p
Rt	$0,7\bar{H}$	$0,1\bar{H}$	—
Ku	$\lambda_p^{0,29}\bar{H}$	$\lambda_p^{1,13}\bar{H}$	$\leq 0,29$
Co	$(1,4352\lambda_p - 0,0463)\bar{H}$	$(1,08\lambda_p - 0,08)\bar{H}$	0,10–0,25
Ma	$[1 + 4,43^{-\lambda_p}(\lambda_p - 1)]\bar{H}$	—	0–1
2Rt	$1,4\bar{H}$	$0,2\bar{H}$	—
Ka	$[-0,17X^2 + (1,29\lambda_p^{0,36} - 0,17)X]H_{\max}$, onde $X = (\sigma_H + \bar{H})/H_{\max}$	—	0–1
Ka _{b-v}	$[-0,17X^2 + (1,29\lambda_{p(b-v)}^{0,36} - 0,17)X]H_{\max}$, onde $X = (\sigma_{H(b-v)} + \bar{H}_{(b-v)})/H_{\max}$	—	0–1

\bar{H} ≡ altura média dos edifícios; σ_H ≡ desvio padrão da altura dos edifícios; H_{\max} ≡ altura máxima dos edifícios; λ_p ≡ fração de área plana edificada; $\bar{H}_{(b-v)}$ ≡ média das alturas de edifícios e vegetação; $\sigma_{H(b-v)}$ ≡ desvio padrão das alturas de edifícios e vegetação. Abreviações dos métodos: Regra Prática, Rt (Grimmond & Oke, 1999); Kutzbach, Ku (Kutzbach, 1961); Counihan, Co (Counihan, 1971); Macdonald, Ma (Macdonald et al., 1998); 2Rt (Kent et al., 2017a); Kanda, Ka (Kanda et al., 2013); Ka_{b-v} (Kent et al., 2017b)

2.3.2 Métodos Anemométricos

2.3.2.1 Método da Variância de Temperatura (TVM)

Rotach (1994) desenvolveu um método anemométrico (*Temperature Variance Method*, TVM) para estimar d baseado inteiramente em medidas *in situ* de turbulência na SI sobre áreas urbanas. Neste método, d é estimado iterativamente, usando como critério o valor do d que produz um mínimo na raiz do erro quadrático médio (*RMSE*) entre os valores observados e estimados de σ_T/T_* . No TVM os valores estimados são fornecidos pela expressão de σ_T/T_* que obedece a TSMO e é válida para áreas rurais sob condições convectivas. Infelizmente, o TVM é válido somente sob condições de homogeneidade térmica, limitando ainda mais sua aplicação em áreas urbanas. Além disso, determinando d a partir da variância da temperatura lança algumas dúvidas se essa estimativa é genuinamente representativa da resposta dinâmica do escoamento turbulento aos elementos de rugosidade na superfície (Grimmond et al., 1998).

2.3.2.2 Método da Variância do Vento (WVM)

O *Wind Variance Method* (WVM) é análogo ao TVM. Contudo, o valor de d é estimado usando a *RMSE* entre os valores observado e estimados de σ_w/u_* . No WVM os valores estimados são fornecidos por uma expressão de σ_w/u_* que obedece a TSMO e é válida para áreas rurais sob condições convectivas. Toda e Sugita (2003) recomendaram comparar os valores de d obtidos simultaneamente pelo WVM e TVM para aumentar a confiabilidade e avaliar a acurácia dos resultados.

2.3.2.3 Método da Velocidade de Atrito (FVM)

Utilizando valores de d previamente estimados pelo TVM, Toda e Sugita (2003) propuseram um método anemométrico, denominado *Friction Velocity Method* (FVM), para determinar z_0 usando medidas de turbulência em um único nível z sob condições convectivas. Neste método o z_0 é estimado iterativamente usando como critério a *RMSE* entre a velocidade de atrito observada, $u_* = \sqrt{\overline{u'w'}}$, e estimada pela expressão para a velocidade média do vento da TSMO no nível z , $\bar{U} = u_*/\kappa \{ \ln[(z-d)/z_0] + \psi_m(\zeta') \}$, onde κ é a constante de von Kármán e ψ_m é a função de correção da estabilidade para o momento. As interações são realizadas variando z_0 e fixando d . A melhor estimativa de z_0 corresponde ao mínimo da *RMSE*. Portanto, os métodos anemométricos propostos por Rotach (1994) e Toda e Sugita (2003) foram desenvolvidos para estimar d e z_0 baseados inteiramente em medidas *in situ* de turbulência na CLS sobre áreas urbanas e complexas.

2.4 AVALIAÇÃO DE INCERTEZA

2.4.1 Comprimento de Obukhov

De acordo com Salesky e Chamecki (2012), o impacto das incertezas na escala de comprimento de Obukhov, σ_L , pode ser avaliada considerando somente as incertezas em $\overline{w'T'}$ e $\overline{u'w'}$, indicadas respectivamente por $\sigma_{\overline{w'T'}}$ e $\sigma_{\overline{u'w'}}$. Como $L \propto \overline{u'w'}^{3/2} / \overline{w'T'}$, sua incerteza relativa pode ser expressa como

$$(\sigma_L/L)^2 \approx (3/2)^2 \left(\sigma_{\overline{u'w'}} / \overline{u'w'} \right)^2 + \left(\sigma_{\overline{w'T'}} / \overline{w'T'} \right)^2, \quad (2.11)$$

onde $\sigma_{\overline{u'w'}}/\overline{u'w'}$ e $\sigma_{\overline{w'T'}}/\overline{w'T'}$ são respectivamente as incertezas relativas de $\overline{u'w'}$ e $\overline{w'T'}$ que devem ser previamente estimadas.

2.4.2 Fração de Área Plana Edificada

A fração da área plana edificada é definida como $\lambda_p = A_p/A_T$, onde A_p é a área plana edificada total e A_T é a área total da superfície (considerada como número exato). Portanto, por propagação de erro a incerteza relativa de λ_p é

$$\frac{\sigma_{\lambda_p}}{\lambda_p} = \frac{\sigma_{A_p}}{A_p}, \quad (2.12)$$

onde σ_{A_p} é a incerteza em A_p . Por sua vez, a área plana edificada total é definida como $A_p = \sum_{i=1}^m A_{p(i)}$ para um número m de áreas planas individuais de edifícios, $A_{p(i)}$, independentes. Assim, usando propagação de erros, a incerteza de $A_{p(i)}$ será

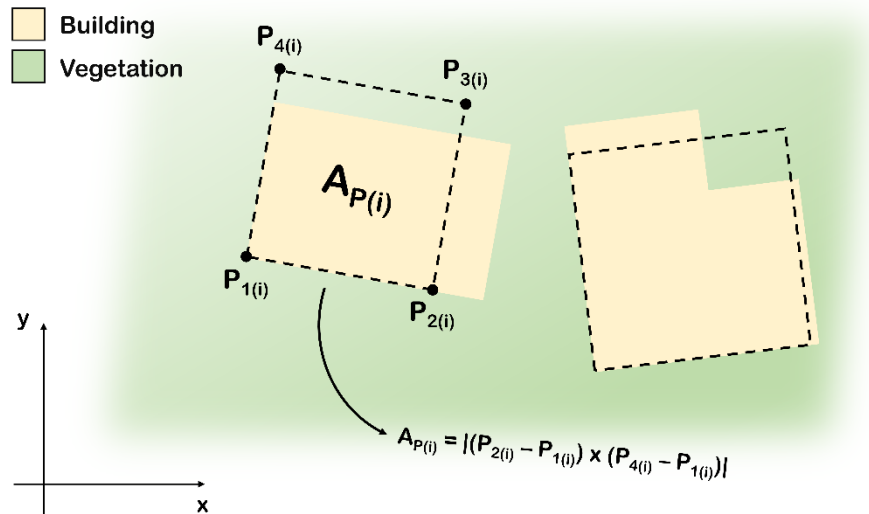
$$\sigma_{A_p}^2 = \sum_{i=1}^m \sigma_{A_{p(i)}}^2. \quad (2.13)$$

Assumindo que a área plana edificada $A_{p(i)}$ corresponde a um quadrado $(\mathbf{P}_1\mathbf{P}_2\mathbf{P}_3\mathbf{P}_4)_{(i)}$, sua incerteza $\sigma_{A_{p(i)}}$ pode ser estimada através da incerteza nas coordenadas planimétricas $x_{j(i)}$ e $y_{j(i)}$ (assumida constante nesta análise e indicada por σ_{xy}) de cada vértice $\mathbf{P}_{j(i)}$ do quadrado, onde $j = 1, \dots, 4$ (Figura 2.12). Note que essa hipótese não apresenta grandes perdas de generalização, uma vez que a área do quadrado $(\mathbf{P}_1\mathbf{P}_2\mathbf{P}_3\mathbf{P}_4)_{(i)}$ é igual à área plana $A_{p(i)}$ do edifício. Além disso, $A_{p(i)} = \left| (x_{2(i)} - x_{1(i)}) (y_{4(i)} - y_{1(i)}) - (y_{2(i)} - y_{1(i)}) (x_{4(i)} - x_{1(i)}) \right|$ pelo produto vetorial entre dos vetores $\mathbf{P}_{2(i)} - \mathbf{P}_{1(i)}$ e $\mathbf{P}_{4(i)} - \mathbf{P}_{1(i)}$, com a condição $|\mathbf{P}_{2(i)} - \mathbf{P}_{1(i)}|^2 = |\mathbf{P}_{4(i)} - \mathbf{P}_{1(i)}|^2$. Portanto, a incerteza em $A_{p(i)}$ é dada por

$$\sigma_{A_{p(i)}}^2 \approx 4A_{p(i)}\sigma_{xy}^2, \quad (2.14)$$

para $x_{1(i)}, x_{2(i)}, x_{4(i)}, y_{1(i)}, y_{2(i)}$ e $y_{4(i)}$ estatisticamente independentes.

Figura 2.12 – Ilustração do método de estimativa da incerteza da área plana edificada



$P_{1(i)}$, $P_{2(i)}$, $P_{3(i)}$ e $P_{4(i)}$ são os vértices da área quadrada (linha tracejada) correspondente da área plana $A_{P(i)}$ do i -ésimo edifício. A área quadrada é igual a $A_{P(i)}$ e dada pelo produto vetorial de $P_{2(i)} - P_{1(i)}$ e $P_{4(i)} - P_{1(i)}$. Os vértices $P_{j(i)}$ são definidos pelas coordenadas planimétricas $(x_{j(i)}, y_{j(i)})$, onde $j = 1, \dots, 4$

Segundo a legislação Brasileira (Oliveira & Paradella, 2009), o Padrão de Exatidão Cartográfico Brasileiro requer que no mínimo 90% dos pontos $P_{j(i)}$ (onde $i = 1, \dots, m$ e $j = 1, \dots, 4$) apresentem incertezas menores que 1 m nas coordenadas planimétricas na escala 1:1000 utilizada na restituição da área plana dos edifícios (GeoSampa, 2021). Assim, é plausível assumir que $\sigma_{xy} = 0,5$ m e, substituindo a Eq. (2.14) na Eq. (2.13), a incerteza na A_P pode ser estimada como $\sigma_{A_P} \approx \sqrt{A_P}$. Aplicando este resultado na Eq. (2.12), um valor aproximado da incerteza relativa em λ_P pode ser estimado como

$$\frac{\sigma_{\lambda_P}}{\lambda_P} \approx \frac{\sqrt{A_P}}{A_P}. \quad (2.15)$$

2.4.3 Métodos Anemométricos

Definindo o erro quadrático entre o valor observado e estimado de um conjunto de m blocos como r^2 , o erro quadrático médio pode ser escrito como $\overline{r^2} = RMSE^2$ e a melhor estimativa de sua incerteza será o erro padrão da média de r^2 , que é expresso pela razão $\sqrt{\text{var}(r^2)/m}$, onde termo $\text{var}(r^2)$ é a variância de r^2 . Portanto, por propagação de erro, a incerteza da $RMSE$ será

$$\sigma_{RMSE} = \frac{1}{2RMSE} \sqrt{\frac{\text{var}(r^2)}{m}}. \quad (2.16)$$

Por outro lado, como r depende da função ajustada, ϕ , a incerteza do r^2 é dada por $\sigma_{r^2} = (\partial r^2 / \partial \phi) \sigma_\phi = 2r\sigma_\phi$. Propagando a incerteza do r^2 para a $RMSE$, a incerteza da $RMSE$ pode ser expressa como

$$\sigma_{RMSE}^2 \approx \frac{1}{m^2 RMSE^2} \sum_{i=1}^m r_i^2 \sigma_{\phi_i}^2. \quad (2.17)$$

Se $\phi = \phi(x_1, \dots, x_M)$ e σ_{x_j} é a incerteza de x_j , dado que todas as variáveis x_j são estatisticamente independentes, então

$$\sigma_{\phi_i}^2 \approx \sum_{j=1}^M \left(\frac{\partial \phi_i}{\partial x_j} \right)^2 \sigma_{x_j}^2 \quad (2.18)$$

e a Eq. (2.17) pode ser reescrita como

$$\sigma_{RMSE}^2 \approx \frac{1}{m^2 RMSE^2} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^m r_i^2 \left(\frac{\partial \phi_i}{\partial x_j} \right)^2 \sigma_{x_j}^2. \quad (2.19)$$

Portanto, substituindo a Eq. (2.19) na Eq. (2.17), a incerteza da variável arbitrária x_k pode ser estimada como

$$\sigma_{x_k} \approx \sqrt{\frac{m \text{ var}(r^2)}{4} - \sum_{j=1}^{M-1} \sum_{i=1}^m r_i^2 \left(\frac{\partial \phi_i}{\partial x_j} \right)^2 \sigma_{x_j}^2} / \sqrt{\sum_{i=1}^m r_i^2 \left(\frac{\partial \phi_i}{\partial x_k} \right)^2}, \quad (2.20)$$

se a incerteza das $M - 1$ demais variáveis diferentes de x_k são conhecidas.

Utilizando a Eq. (2.20) para $\phi = \phi(d, z_0)$, a incerteza dos valores de d estimados pelos métodos TVM e WVM definidos na Seção 2.3, bem como a incerteza nas estimativas de z_0 pelo método FVM, pode ser estimada respectivamente por

$$\sigma_{d(\text{TVM})} \approx 0,5 \sqrt{m \text{ var}(r^2)} / \sqrt{\sum_{i=1}^m r_i^2 \left[\frac{0,32}{z-d} (-\zeta'_i)^{-1/3} \right]^2}, \quad (2.21)$$

$$\sigma_{d(\text{WVM})} \approx 0,5 \sqrt{m \text{ var}(r^2)} / \sqrt{\sum_{i=1}^m r_i^2 \left[\frac{0,80}{z-d} (1 - 2,09 \zeta'_i)^{-2/3} \zeta'_i \right]^2}, \quad (2.22)$$

$$\sigma_{z_0(\text{FVM})} \approx \frac{\sqrt{\frac{m \text{ var}(r^2)}{4} - \sum_{i=1}^m r_i^2 \left\{ \frac{(u_*^{\text{est}})_i^2}{\kappa \bar{U}_i} \left[\frac{1}{z-d} + \frac{\partial \psi_m(\zeta'_i)}{\partial d} \right] \right\}^2 \sigma_d^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^m r_i^2 \left\{ \frac{(u_*^{\text{est}})_i^2}{\kappa \bar{U}_i} \left[\frac{1}{z_0} - \frac{\partial \psi_m(\zeta_0)}{\partial z_0} \right] \right\}^2}}, \quad (2.23)$$

onde κ é a constante de von Kármán (0,40), $\psi_m(\zeta_0)$ e $\psi_m(\zeta')$ indicam respectivamente a função de correção da estabilidade no nível z_0 e $z - d$, \bar{U} é a velocidade média do vento no nível z e u_*^{est} a velocidade de atrito estimada pela expressão da velocidade média do vento na TSMO.

2.4.4 Relações de Similaridade

A incerteza na função da TSMO, $\phi = \phi(d, L)$, pode ser expressa por propagação de erros como

$$\sigma_\phi^2 \approx \left(\frac{\partial\phi}{\partial d}\right)^2 \sigma_d^2 + \left(\frac{\partial\phi}{\partial L}\right)^2 \sigma_L^2 + 2\text{cov}(d, L) \frac{\partial\phi}{\partial d} \frac{\partial\phi}{\partial L}, \quad (2.24)$$

onde $\text{cov}(d, L)$ é a covariância entre d e L . σ_d e σ_L são as incertezas no d e L , respectivamente. Embora o termo de covariância na Eq. (2.24) possa ser significativo (Zilitinkevich et al., 2008), não é claro como ele pode ser estimado para cada bloco de 30 min. Assumindo que $\text{cov}(d, L) \approx 0$ (Saleski & Chamecki, 2012; Sun et al., 2015), a incerteza de ϕ pode ser reescrita como

$$\sigma_\phi^2 \approx \left(\frac{\partial\phi}{\partial d}\right)^2 \sigma_d^2 + \left(\frac{\partial\phi}{\partial L}\right)^2 \sigma_L^2. \quad (2.25)$$

Assim, a incerteza relativa global das Eqs. (1.1) e (1.2) é dada respectivamente por

$$\left(\frac{\sigma_{\phi_x}}{\phi_x}\right)_{(1.1)}^2 \approx \frac{C_x^2}{\left(1 + \frac{1}{B_x|\zeta'|}\right)^2} \left[\left(\frac{\sigma_d}{z-d}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_L}{L}\right)^2 \right], \quad (2.26)$$

e

$$\left(\frac{\sigma_{\phi_x}}{\phi_x}\right)_{(1.2)}^2 \approx \frac{F_x^2}{\left(1 + \frac{D_x}{E_x|\zeta'|F_x}\right)^2} \left[\left(\frac{\sigma_d}{z-d}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_L}{L}\right)^2 \right]. \quad (2.27)$$

O impacto individual de σ_d (σ_L) nas funções de similaridade pode ser avaliado resolvendo a Eq. (2.26) e Eq. (2.27) para $\sigma_L = 0$ ($\sigma_d = 0$).

2.5 MODELO DE FOOTPRINT

A área de influência associada às medidas de fluxo turbulento no sítio da PM IAG é determinada pelo modelo *Flux Footprint Prediction* (FFP) desenvolvido por Kljun et al. (2015), que é baseado no modelo Lagrangiano de dispersão de partículas (LPDM-B). O FFP pode reproduzir simulações do LPDM-B para superfícies rugosas introduzindo os parâmetros z_0 e d nas estimativas, bem como a variação das propriedades aerodinâmicas para cada setor de

direção do vento (ver Seção 3.1). Comparado a modelos mais complexos, tais como Simulação de Grande Turbilhões (LES), o FFP é facilmente aplicável para dados de fluxo em longo prazo (e.g., vários anos de dados de 30 min) devido ao baixo custo computacional. Dentre as limitações do FFP, as medidas de turbulência devem ser realizadas a uma altura efetiva $z - d$ entre $20z_0$ e h , onde h é a altura da camada limite planetária, e sob condições de estabilidade definidas para $\zeta' \geq -15,5$. Além disso, o FFP é recomendado somente para valores de $u_* > 0,1$ m s⁻¹ e medidas previamente submetidas a um CQ. Conseqüentemente, o modelo é limitado a medidas cuja altura efetiva está acima da SR. Por outro lado, a faixa de valores aceitáveis para ζ' varia de condições de convecção livre ($\zeta' \ll -1$) a condições muito estáveis ($\zeta' > 1$), permitindo análises de *footprint* em diversos regimes de estabilidade. A aplicabilidade do FFP para superfícies rugosas, medidas em grandes alturas, diferentes condições de estabilidade e longas séries temporais tornam o modelo útil para avaliar a influência da superfície em estudos de clima urbano (Kent et al., 2017a; Kent et al., 2018; Oliveira et al, 2020).

O FFP requer como parâmetros de entrada: (a) velocidade de atrito, u_* ; (b) velocidade média do vento, \bar{U} ; (c) desvio padrão da componente da lateral do vento, σ_v ; (d) comprimento de Obukhov, L ; (e) direção do vento médio; (f) altura do sensor a.n.s., z ; (g) Comprimento de rugosidade, z_0 ; (h) deslocamento do plano zero, d ; (i) altura da camada limite, h . Os parâmetros de entrada (a)–(e) são estimados a partir das observações de turbulência. Esses dados foram submetidos aos procedimentos de CQ descritos na Seção 2.2, exceto ao procedimento de remoção de distorções do escoamento (CQ11) para considerar a contribuição de todos os setores de direção do vento. A altura da CLU foi estimada como

$$h = \begin{cases} 1500 \text{ m}, & \text{para } \zeta' \leq -0,05 \\ 0,3u_*/|f_0|, & \text{para } |\zeta'| < 0,05 \\ 0,5\sqrt{u_*L/|f_0|}, & \text{para } \zeta' \geq 0,05 \end{cases}, \quad (2.28)$$

onde as expressões para $|\zeta'| < 0,05$ e $\zeta' \geq 0,05$ correspondem às relações empíricas derivadas a partir de análise dimensional da solução de Ekman considerando a turbulência em regime de equilíbrio (Wyngaard, 2010). Valores de h maiores que 1500 m (400 m) durante o dia (noite) sob regime de estabilidade $|\zeta'| < 0,05$ foram fixados como 1500 m (400 m). No entanto, estas simplificações não afetam significativamente as estimativas do *footprint* uma vez que o FFP é praticamente insensível a variações de h . Por exemplo, Kljun et al. (2015) verificaram que variações em h de até 20% resultam apenas em pequenos deslocamentos do pico (i.e., contribuição máxima) ou pequenas alterações no tamanho do *footprint*, cujos valores são $\leq 0,7\%$ e $\leq 3,7\%$ para condições instáveis/neutras e estáveis, respectivamente.

2.6 ESPECTROS E COESPECTROS

Nesse estudo os espectros e coespectros foram estimados utilizando o algoritmo MBFLUX (discutido na Seção 2.2). Inicialmente, o número de dados em cada bloco de 30 min é reduzido para 2^{14} dados ($\sim 27,3$ min) para aplicar a FFT. O sinal é condicionado através da remoção de tendência linear e da aplicação da janela de Hamming (que diminui a amplitude da descontinuidade do sinal no início e final do bloco) a fim de remover ruídos na região de baixas e altas frequências (Kaimal & Kristensen, 1991; Fortuniak & Pawlak, 2015). Os (co)espectros são suavizados através de médias de sub-blocos consecutivos distribuídas em 30 bandas de frequência normalizada, f , com mesma largura, no intervalo de 0,001 a 100 em escala logarítmica (cf. Kaimal & Gaymor, 1983). Somente blocos aprovados no CQ (ver Seção 2.2) foram utilizados na análise espectral.

2.6.1 Taxa de Dissipação Molecular de Energia Cinética Turbulenta

Assumindo válida a hipótese de equilíbrio local entre os termos de produção mecânica e dissipação molecular de ECT, é possível expressar a taxa de dissipação molecular de ECT em termos das relações da TSMO. As observações em áreas urbanas indicam que para condições instáveis $\phi_e^{2/3}$ pode ser expresso como $\phi_e^{2/3}(\zeta') = [\phi_m(\zeta') - c_1\zeta']^{2/3}$, onde $\phi_m = (1 - c_2\zeta')^{p_1}$ é a produção de cisalhamento e $\{c_1, c_2, p_1\}$ constantes empíricas (Kanda et al. 2002; Roth et al. 2006; Fortuniak & Pawlak, 2015). Para condições estáveis, Fortuniak e Pawlak (2015) verificaram que a taxa de dissipação de ECT pode ser descrita por $\phi_e^{2/3}(\zeta') = 1 + c_3\zeta'^{3/5}$, como proposto por Wyngaard e Coté (1971), dentro da faixa de estabilidade $0 < \zeta' < 0,5$. Alguns estudos de turbulência relataram um desbalanço entre os termos de produção e dissipação de ECT (i.e., $\phi_m - \phi_e \neq 0$) sob condições neutras (e.g., Pahlow et al., 2001; Li et al., 2008). Esta questão pode ser considerada introduzindo um fator de desbalanço, $\phi_e(0)$, definido pelo valor de ϕ_e para condições neutras.

Sob condições estacionárias, o termo de dissipação molecular ϕ_{N_x} para a variância do escalar x na Eq. (1.3) é usualmente considerado como igual à produção de variância de temperatura, ϕ_h (Norman et al., 2012). Então, $\Phi_x \approx \phi_h\phi_e^{-1/3}$, onde $\phi_h(\zeta') = 0,95(1 - 11,6\zeta')^{-1/2}$ para condições instáveis e $\phi_h(\zeta') = 0,95 + 7,8\zeta'$ para condições estáveis (Foken, 2006). Analisando os limites de $\Phi_x(\zeta')$, é esperado para condições instáveis que $\Phi_x \rightarrow 0$ quando $\zeta' \rightarrow -\infty$, enquanto para condições estáveis $\Phi_x \rightarrow +\infty$ quando $\zeta' \rightarrow +\infty$. Além disso, Φ_x tende

para um valor constante ($\Phi_x \approx 1$) quando $\zeta' \rightarrow 0$. Baseados no comportamento de Φ_x , podemos expressar sua forma analítica para condições instáveis e estáveis respectivamente como $\Phi_x(\zeta') = (1 - c_4\zeta')^{p_2}$ e $\Phi_x(\zeta') = 1 + c_5\zeta'$, onde $\{c_4, c_5, p_2\}$ são constantes e $p_2 < 0$.

No entanto, os resultados de Roth et al. (2006), obtidos de medidas de turbulência realizadas acima do telhado de edifícios (i.e., na parte superior da SR) em Basel, CHE, indicam que para condições instáveis ϕ_{N_T} tende a crescer quando ζ' se aproxima de zero, levando a grandes valores de Φ_T próximo da neutralidade. De fato, próximo de condições neutras, a heterogeneidade na superfície aumenta a produção de variância de temperatura quando os valores de fluxo de calor são pequenos (Tampieri et al., 2009). Resultado semelhante foi encontrado por Pahlow et al. (2001) para condições estáveis em áreas rurais compostas de diferentes tipos de cobertura do solo (heterogêneas). Além disso, eles também observaram que ϕ_{N_T} tende para um valor constante ($\phi_{N_T} \approx 1$) com o aumento da estabilidade. Portanto, Φ_T pode ser expresso mais adequadamente por $\Phi_T(\zeta') = c_6 + c_7|\zeta'|^{-|p_3|}$.

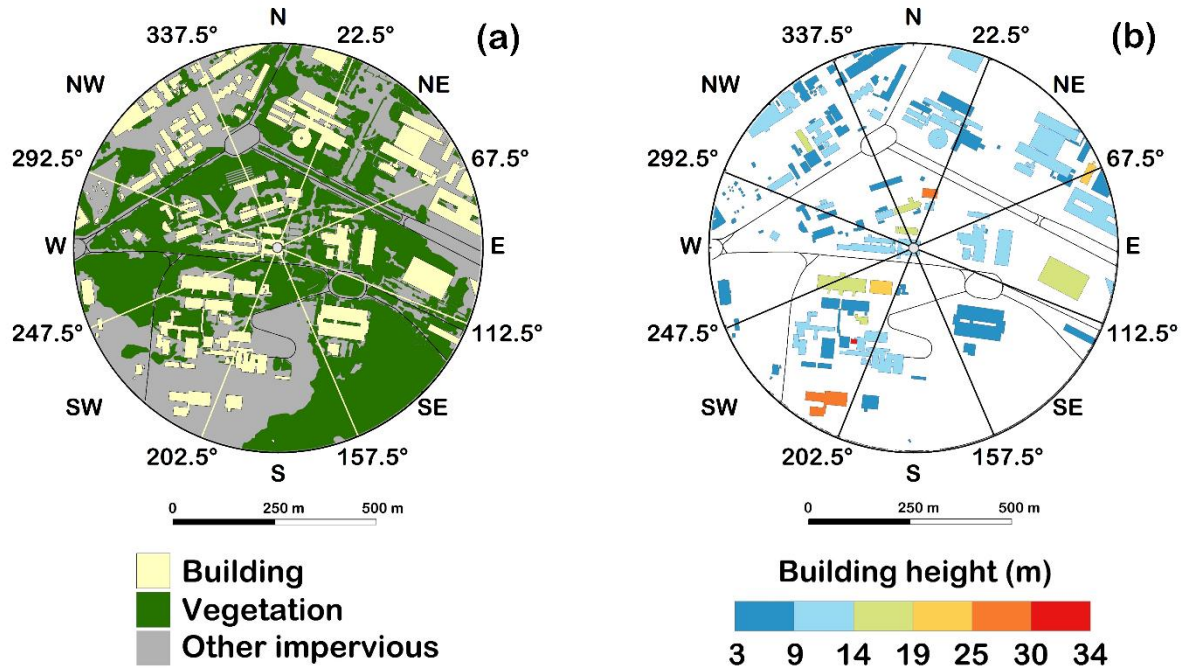
3 RESULTADOS

3.1 OCUPAÇÃO DO SOLO E TOPOGRAFIA

Os edifícios na vizinhança da PM IAG (Figura 3.1), correspondendo a uma área circular com raio de 500 m e área total de 787.140 m² (A_T), abrangem uma área plana edificada total de 137.833 m² (A_P). A densidade de elementos de rugosidade ($\lambda_P = A_P/A_T$) é igual a 0,18 e pode ser considerada típica de áreas suburbanas de latitudes médias (Grimmond & Oke, 1999; Trini Castelli et al., 2014). A vizinhança da PM IAG compreende edifícios de dois e três andares, com altura média $\bar{H} = 6,6$ m e desvio padrão $\sigma_H = 4,7$ m, separados por campos abertos com aproximadamente 43% de vegetação e 57% de ruas pavimentadas, estacionamentos e prédios. Este uso do solo corresponde a uma classificação LCZ igual a 6 (Oliveira et al., 2020). As propriedades geométricas dos edifícios na vizinhança da PM IAG indicam que as medidas de turbulência são realizadas na SI, cerca de 3,8 vezes a altura média dos edifícios (Velasco & Roth, 2010). Nenhuma mudança significativa dentro do raio de 500 m da torre de medidas foi verificada no período de 2009 a 2017, exceto reformas prediais.

A distribuição de λ_P por setores de vento indica baixa densidade entre 157,5–202,5° (S), 112,5–157,5° (SE) e 247,5–292,5° (W) (respectivamente 0,07, 0,11 e 0,12) e máximo de 0,24 entre 337,5–22,5° (N) (Tabela 3.1). Os valores de altura média de edifícios variam de 5,8 m (W) a 10,4 m (E). Essa heterogeneidade será levada em consideração nas estimativas das propriedades aerodinâmicas da superfície (comprimento de rugosidade, z_0 , e deslocamento do plano zero, d) por métodos morfométricos e anemométricos descritas no Capítulo 2.

Figura 3.1 – Uso e ocupação do solo no entorno da PM IAG



Classificação da cobertura do solo (a) e Modelo Digital de Superfície de edifícios (b) na área circular com raio de 500 m centrada na PM IAG. Em (a) ‘*other impervious*’ refere-se às ruas, estacionamentos e outras superfícies pavimentadas. Os setores de direção do vento são indicados por: N (337,5°–22,5°), NE (22,5°–67,5°), E (67,5°–112,5°), SE (112,5°–157,5°), S (157,5°–202,5°), SW (202,5°–247,5°), W (247,5°–292,5°), NW (292,5°–337,5°)

Tabela 3.1 – Propriedades geométricas dos elementos de rugosidade no entorno da PM IAG

Setor	\bar{H} (m)	σ_H (m)	H_{\max} (m)	SE_H (m)	A_P (m ²)	σ_{A_P} (m ²)	$A_{P(v)}$ (m ²)	λ_P	$\sigma_{\lambda_P} \times 10^{-3}$	$\lambda_{P(v)}$
N	8,0	6,1	27,3	1,1	24.082	155	40.396	0,24	1,6	0,41
NE	10,3	7,4	27,3	1,7	19.014	138	31.805	0,19	1,4	0,32
E	10,4	4,9	19,5	1,6	21.579	147	36.118	0,22	1,5	0,37
SE	6,8	3,6	11,7	1,8	10.704	103	74.991	0,11	1,1	0,76
S	9,1	7,6	26,8	2,5	6.964	83	37.033	0,07	0,8	0,38
SW	10,3	8,3	33,9	1,8	22.131	149	25.075	0,22	1,5	0,26
W	5,8	3,3	17,9	0,6	11.665	108	58.443	0,12	1,1	0,60
NW	6,2	3,7	16,1	0,5	21.689	147	34.820	0,22	1,5	0,36
360°	6,6	4,7	33,9	0,4	137.833	371	338.681	0,18	0,5	0,43

Valores correspondentes à área circular com raio de 500 m centrada na PM IAG. Os setores de direção do vento correspondem ao setor circular de 45° centrado na direção geográfica correspondente. O valor global correspondendo a todos os 360 graus é indicado por 360°. \bar{H} ≡ altura média dos edifícios; σ_H ≡ desvio padrão da altura dos edifícios; H_{\max} ≡ altura máxima dos edifícios; SE_H ≡ erro padrão de \bar{H} ; A_P ≡ área plana dos edifícios; σ_{A_P} ≡ incerteza de A_P ; $A_{P(v)}$ ≡ área plana arborizada; λ_P ≡ fração de área plana edificada; σ_{λ_P} ≡ incerteza de λ_P ; $\lambda_{P(v)}$ ≡ fração de áreas plana arborizada. Assume-se para todos os setores: média da vegetação $\bar{H}_{(v)} = 10$ m; desvio padrão da altura da vegetação $\sigma_{H(v)} = 8$ m; erro padrão de $\bar{H}_{(v)}$ dado por $SE_{H(v)} = 2$ m; altura máxima da vegetação $H_{\max(v)} < H_{\max}$; média das alturas de edifícios e vegetação $\bar{H}_{(b-v)} = 0,5(\bar{H} + \bar{H}_{(v)})$; variância das alturas de edifícios e vegetação $\sigma_{\bar{H}_{(b-v)}}^2 = 0,5^2(\sigma_H^2 + \sigma_{H(v)}^2)$; erro padrão de $\bar{H}_{(b-v)}$ dado por $SE_{H(b-v)} = 0,5(SE_H^2 + SE_{H(v)}^2)^{0,5}$

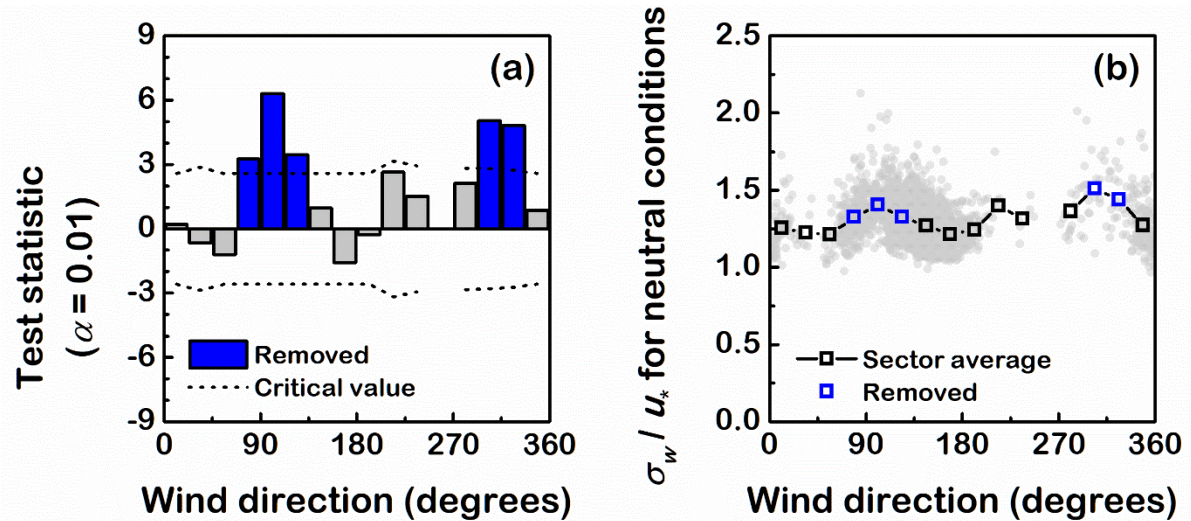
3.2 CONTROLE DE QUALIDADE

A série temporal (39.933,5 h de observação) foi dividida em 79.867 blocos de 30 min, que é uma escala temporal típica para medidas de turbulência (Vickers & Mahrt, 2003; Foken et al., 2012). É importante notar que, quando definimos blocos de largura fixa (i.e., escala temporal constante), estamos assumindo o risco de contaminação dos fluxos turbulentos por fenômenos de mesoescala (Westcott, 1989; Sun et al., 2002; Vickers & Mahrt, 2003). Contudo, Vickers e Mahrt (2003) verificaram sob condições instáveis que fluxos de calor e momento derivados de blocos de 30 min são, em média, apenas 0,9–1,3% maiores que fluxos derivados de blocos (de largura variável) sem contaminação de mesoescala. Diferenças pequenas também foram verificadas para condições estáveis (1,3–2,5%). Além disso, diversos estudos de turbulência sobre superfícies urbanas têm utilizado blocos de 30 min (e.g., Högström et al., 1982; Feigenwinter et al., 1999; Lundquist et al., 2004; Roth et al., 2006; Langford et al., 2010; Wood et al., 2010; Zou et al., 2018).

Em relação ao teste de detecção de distorção do escoamento, é esperado que o teste de detecção de distorção do escoamento seja independente do valor de d utilizado na determinação de ζ' , uma vez que sob condições neutras $L \gg z - d$. Portanto, por simplicidade, foram utilizadas no presente estudo as estimativas de d obtidas através do método morfométrico da Regra Prática, R_t , uma vez que ele depende somente da altura média dos edifícios, \bar{H} (ver Seção 2.3).

Os setores removidos entre $67,5^\circ$ e $135,0^\circ$ (Figura 3.2) compreendem um pátio, as ruas e um campo aberto com árvores espalhadas próximo à torre (Figura 3.1a), onde as distorções do escoamento são causadas pela corrente ascendente produzida pelas paredes do prédio do IAG voltadas para leste e sul. As distorções do escoamento identificadas no setor $292,5$ – $337,5^\circ$ estão possivelmente associadas com os efeitos de bloqueio da torre e dos sensores de turbulência, que estão orientados para sudeste (direção do vento predominante na PM IAG) (Figura 3.8a).

Figura 3.2 – Identificação e remoção de distorções do escoamento



(a) Estatísticas dos testes de hipótese comparando as médias de σ_w/u_* com a média urbana (1,25) para condições neutras (Roth, 2000). (b) Distribuição setorial de σ_w/u_* (pontos cinzas) para condições neutras (definidas para $|\zeta'| < 0,01$). Em (a) foi utilizado um nível de significância $\alpha = 0,01$. Em (b) os quadrados (pretos/azuis) indicam as médias de σ_w/u_* em setores de direção do vento de $22,5^\circ$. Em (a) e (b) as médias que excederam o valor crítico (barras/quadrados azuis) foram removidas das análises

Após a aplicação dos procedimentos de CQ (Figura 2.2), somente 20% da base de dados foi qualificada para ser usada, correspondendo a 15.698 blocos ou um total de 7.849 h de observação. Eventos de não estacionariedade são mais frequentes, abrangendo 61% dos blocos. A fração de ocorrência dos outros eventos foi: 34% para distorção do escoamento; 11% para saturação do sinal; 8% para curtose e assimetria; 5% para chuva; 2% para picos espúrios; 2% para blocos incompletos. Estes valores somam mais do que 100% porque existe sobreposição de eventos (Tabela 3.2).

Para evitar reduções significativas da base de dados associadas a presença de turbulência não estacionária, Mahrt e Bou-Zeid (2020) discutiram a possibilidade de parametrizar escoamentos não estacionários e introduzir ajustes nas relações de similaridade. Outra possibilidade consiste em filtrar contaminações de mesoescala das estimativas de fluxo turbulento (Vickers & Mahrt, 2003). Além disso, escoamentos turbulentos podem ser investigados através de análise de ondeleta (*wavelet*) cuja aplicabilidade se estende para sinais não estacionários, diferentemente da análise de Fourier usualmente empregada (e.g., Collineau & Brunet, 1993; Hagelberg & Gamage, 1994; Cornish et al., 2006; Li et al., 2023).

Estas técnicas de análise de dados de turbulência não-estacionária não foram exploradas neste trabalho porque, embora 80% das medidas foram removidas, o conjunto de dados resultante pode ser considerado grande o suficiente para realizar estudos de turbulência em áreas urbanas, uma vez que o número total de horas utilizadas neste trabalho é maior que o

número obtido em outros estudos urbanos, tais como Wood et al. (2010) (6.447 h) e Quan e Hu (2009) (3.264 h).

O teste de curtose e assimetria não foi aplicado para as medidas de ρ_{CO_2} para evitar a remoção de picos ‘naturais’ nos dados de CO_2 associados, por exemplo, à variação do tráfego local, principalmente pela manhã ou final da tarde quando o tráfego é maior (Järvis et al., 2018). O desalinhamento vertical dos sensores de vento (e contaminações devido ao cruzamento das componentes de velocidade) foi corrigido ajustando a orientação dos eixos do anemômetro na direção do escoamento médio através do método Planar Fit (Wilczak et al., 2001). Para assegurar uma melhor representatividade temporal (Rebmann et al., 2012), o Planar Fit foi aplicado para cada ano individualmente, resultando em um offset médio de w variando de 0,4 a 8,7 $cm\ s^{-1}$ (cf. Tabela A1) e um ângulo de inclinação do plano y-z (x-y) variando de -7° a $2,8^\circ$ ($-2,4^\circ$ a $7,3^\circ$). A variação dos ângulos de inclinação está relacionada às diferentes alturas a.n.s. e orientações dos anemômetros sônicos (CSAT3 e IRGASON) utilizados no período de 2009 a 2017, e a variação do offset médio aos diferentes modelos dos sensores.

Tabela 3.2 – Fração de ocorrência dos eventos detectados no controle de qualidade (CQ)

CQ	Evento	Critério de detecção	Fração de ocorrência (%) ^c
1	Picos espúrios	Fração de picos > 2,5% do bloco	2
2	Assimetria e curtose	$S > 3,6$, $K < 0,4$ ou $K > 14,4$	8
3	Problema instrumental	Fração de dados com problema instrumental > 15% do bloco	11
5–6	Não estacionariedade	$RN_x > 0,50$, $NR > 2$ ou média do vetor de velocidade < $0,9\bar{U}$	61
7	Chuva	Bloco contido em um intervalo de 1 h com registro de precipitação	5
8	Bloco incompleto	Fração de dados < 85% do tamanho pré-definido para o bloco (30 min)	2
11	Distorção do escoamento	Direção do vento médio contida em setor com distorção do escoamento	34

S \equiv coeficiente de assimetria, K \equiv coeficiente de curtose, RN_x \equiv diferença relativa de x , NR \equiv razão de estacionariedade, \bar{U} \equiv velocidade média do vento

3.3 AVALIAÇÃO OBJETIVA DA QUALIDADE DOS DADOS

Para avaliar a qualidade dos dados, o teste proposto por Foken e Wichura (1996), e posteriormente desenvolvido por Foken et al. (2004), é aplicado após os procedimentos de CQ. Esse teste consiste em comparar valores observados e modelados de σ_x/x_* (para $x = u, w, T$) através do parâmetro de características de turbulência integral, $ITC_x = |(\phi_{x(\text{mod})} - \sigma_x/x_*)/\phi_{x(\text{mod})}|$, onde $ITC_x < 0,30$ indica estatísticas de alta qualidade associadas a uma turbulência bem desenvolvida (i.e., que obedece a TSMO). Os modelos, $\phi_{x(\text{mod})}$, utilizados aqui são dados por Foken et al. (2004). Esses modelos foram desenvolvidos para superfícies homogêneas, e conforme observado por Fortuniak et al. (2013), suas aplicações para dados urbanos podem ser muito restritivas, levando a rejeição de estatísticas aceitáveis. Apesar destas limitações, os modelos do Foken et al. (2004) são utilizados neste estudo devido à falta de um “modelo urbano” para u, v, w, T, ρ_{H_2O} e ρ_{CO_2} .

Figura 3.3 – Distribuição do parâmetro de características de turbulência integral

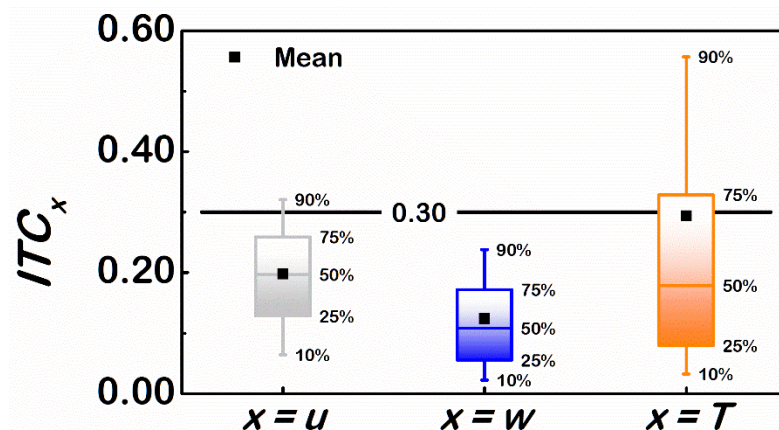


Diagrama de bloco (*box plot*) do parâmetro de características de turbulência integral ITC_x (onde $x = u, w, T$) para blocos de 30 min aprovados no controle de qualidade (Figura 2.2). A base, linha horizontal e topo das caixas indicam os percentis 25, 50 (mediana) e 75, enquanto os bigodes de gato (*whiskers*) inferior e superior indicam os percentis 10 e 90, respectivamente. As médias dos valores são indicadas pelo quadrado preto. Valores abaixo do limiar 0,30 (linha horizontal preta) representam dados de alta qualidade

A distribuição dos resultados do teste de turbulência integral indica que cerca de 90% dos dados de σ_u/u_* e σ_w/u_* (aprovados no CQ) são classificados com alta qualidade, apresentando valores de ITC_x menores ou próximos de 0,30 (Figura 3.3). Por outro lado, menos de 75% dos dados de σ_T/T_* apresentam alta qualidade. Esta fração menor de dados de alta qualidade pode ser causada pelos valores extremamente altos de σ_T/T_* no intervalo de estabilidade neutra (Foken et al., 2004). Entretanto, segundo Foken et al. (2004), blocos de 30

minutos que apresentam $ITC_x < 0,75$ e satisfazem a condição de estacionariedade podem ser utilizados em pesquisas fundamentais, tais como o desenvolvimento de parametrizações. Portanto, é plausível que mais de 90% dos dados aprovados no CQ são de alta qualidade, caracterizando uma turbulência bem desenvolvida.

3.4 PROPRIEDADES AERODINÂMICAS DA SUPERFÍCIE

3.4.1 Métodos Morfométricos

Os métodos morfométricos R_t , K_u , C_o , M_a , K_a , $2R_t$ e K_{ab-v} são aplicados para estimar d e os métodos R_t , K_u e C_o para estimar z_0 usando as médias das propriedades geométricas da superfície para cada setor de vento no entorno da PM IAG (Tabela 3.3, Figura 3.5). Não foram estimados o d e z_0 no setor S pelo C_o , uma vez que a densidade $\lambda_P = 0,07$ neste setor está fora do intervalo de validade do método. Para considerar o papel da vegetação nas estimativas de d usando o K_{ab-v} , a fração de área arborizada $\lambda_{P(v)}$ é estimada utilizando a base de dados do Sistema de Informação Geográfica (GIS) para cada setor de direção do vento na área circular com raio de 500 m no entorno da PM IAG (Tabela 3.1, Figura 3.5a). A fração efetiva abrangendo edifícios e vegetação é estimada como $\lambda_{P(b-v)} = \lambda_P + (1 - p)\lambda_{P(v)}$, assumindo um coeficiente de porosidade p constante e igual a 0,2 para levar em consideração a predominância de árvores perenes no sítio da PM IAG, que retêm suas folhagens ao longo do ano (Grimmond & Oke, 1999; Kent et al., 2017b).

Em relação à altura da vegetação, é assumido para todos os setores:

- (a) Altura média da vegetação $\bar{H}_{(v)} = 10$ m, uma vez que a altura das árvores é aproximadamente igual à altura dos edifícios (principalmente prédios de três andares);
- (b) Desvio padrão da altura da vegetação $\sigma_{H(v)}$ é da ordem do desvio padrão máximo da altura dos edifícios, σ_H , que é igual a 8 m;
- (c) Erro padrão da altura média da vegetação $SE_{H(v)}$ é da ordem do erro padrão máximo da altura média dos edifícios, SE_H , e igual a 2 m;
- (d) Média e variância das alturas de edifícios e vegetação pode ser estimada respectivamente pelas combinações lineares $\bar{H}_{(b-v)} = 0,5(\bar{H} + \bar{H}_{(v)})$ e $\sigma_{H(b-v)}^2 = 0,5^2(\sigma_H^2 + \sigma_{H(v)}^2)$ (Montgomery & Runger, 2003);

- (e) Altura máxima da vegetação $H_{\max(v)}$ é menor que a altura máxima dos edifícios, H_{\max} . Estas aproximações são necessárias devido à falta de informação sobre a altura da vegetação (Tabela 3.1).

É importante notar que o ciclo sazonal da vegetação pode afetar as propriedades aerodinâmicas da superfície. Por exemplo, Kent et al. (2018) verificou que as estimativas de d por métodos morfométricos durante períodos sem folhagem (e.g., meses de inverno) são até 1–3 m menores que períodos com folhagem em sítios do hemisfério norte (assumindo $p = 0,2$ em períodos com folhagem e $p = 0,6$ caso contrário). Com base no ciclo sazonal do d de áreas urbanas em latitudes médias, desvios de um valor de coeficiente de porosidade p constante, causados por uma deturpação do tipo de vegetação ao longo do ano, poderiam levar a uma superestimação do d durante o inverno. No entanto, a convergência entre os valores de d obtidos pelo K_{a-b-v} e outros métodos (conforme discutido na Seção 3.5) indica que as hipóteses sobre a vegetação no sítio da PM IAG consideradas neste estudo são válidas para alguns setores de direção do vento.

Tabela 3.3 – Distribuição setorial das propriedades aerodinâmicas (métodos morfométricos)

Setor	Deslocamento do plano zero d (m)							Comprimento de rugosidade z_0 (m)		
	Rt	Ku	Co	Ma	2Rt	Ka	Ka _{b-v}	Rt	Ku	Co
N	5,6 ± 0,8	5,3 ± 0,7	2,4 ± 0,3	3,8 ± 0,5	11,2 ± 1,6	12,2 ± 0,9	16,0 ± 0,9	0,8 ± 0,1	1,6 ± 0,2	1,5 ± 0,2
NE	7,2 ± 1,2	6,4 ± 1,0	2,4 ± 0,4	4,1 ± 0,7	14,4 ± 2,3	13,7 ± 1,1	16,2 ± 1,0	1,0 ± 0,2	1,6 ± 0,3	1,3 ± 0,2
E	7,3 ± 1,1	6,7 ± 1,0	2,8 ± 0,4	4,6 ± 0,7	14,6 ± 2,2	12,0 ± 1,0	15,8 ± 1,0	1,0 ± 0,2	1,9 ± 0,3	1,6 ± 0,2
SE	4,7 ± 1,3	3,5 ± 1,0	0,7 ± 0,2	1,6 ± 0,4	9,5 ± 2,5	6,2 ± 0,8	14,4 ± 1,1	0,7 ± 0,2	0,6 ± 0,2	0,3 ± 0,1
S	6,4 ± 1,8	4,2 ± 1,2	—	1,5 ± 0,4	12,8 ± 3,5	9,4 ± 1,1	14,8 ± 1,3	0,9 ± 0,2	0,5 ± 0,1	—
SW	7,2 ± 1,3	6,7 ± 1,2	2,9 ± 0,5	4,6 ± 0,8	14,5 ± 2,5	15,5 ± 1,3	16,6 ± 1,1	1,0 ± 0,2	1,9 ± 0,3	1,7 ± 0,3
W	4,1 ± 0,4	3,1 ± 0,3	0,7 ± 0,1	1,5 ± 0,2	8,1 ± 0,8	6,2 ± 0,3	13,8 ± 0,8	0,6 ± 0,1	0,5 ± 0,1	0,3 ± 0,1
NW	4,3 ± 0,4	4,0 ± 0,3	1,7 ± 0,2	2,7 ± 0,2	8,7 ± 0,8	8,0 ± 0,4	13,1 ± 0,7	0,6 ± 0,1	1,1 ± 0,1	1,0 ± 0,1
360°	4,6 ± 0,3	4,0 ± 0,2	1,4 ± 0,1	2,4 ± 0,2	9,2 ± 0,6	9,1 ± 0,3	14,6 ± 0,8	0,7 ± 0,1	0,9 ± 0,1	0,7 ± 0,1

Estimativas baseadas nas propriedades geométricas indicadas na Tabela 3.1 correspondentes à área circular com raio de 500 m centrada na PM IAG. Os setores de direção do vento correspondem ao setor circular de 45° centrado na direção geográfica correspondente. O valor global correspondendo a todos os 360 graus é indicado por 360°. As incertezas em d e z_0 foram estimadas por propagação de erros. Os métodos morfométricos são abreviados como: Rt (Grimmond & Oke, 1999), Ku (Kutzbach, 1961), Co (Counihan, 1971), Ma (Macdonald et al., 1998), 2Rt (Kent et al., 2017a), Ka (Kanda et al., 2013), Ka_{b-v} (Kent et al., 2017b)

3.4.2 Métodos Anemométricos

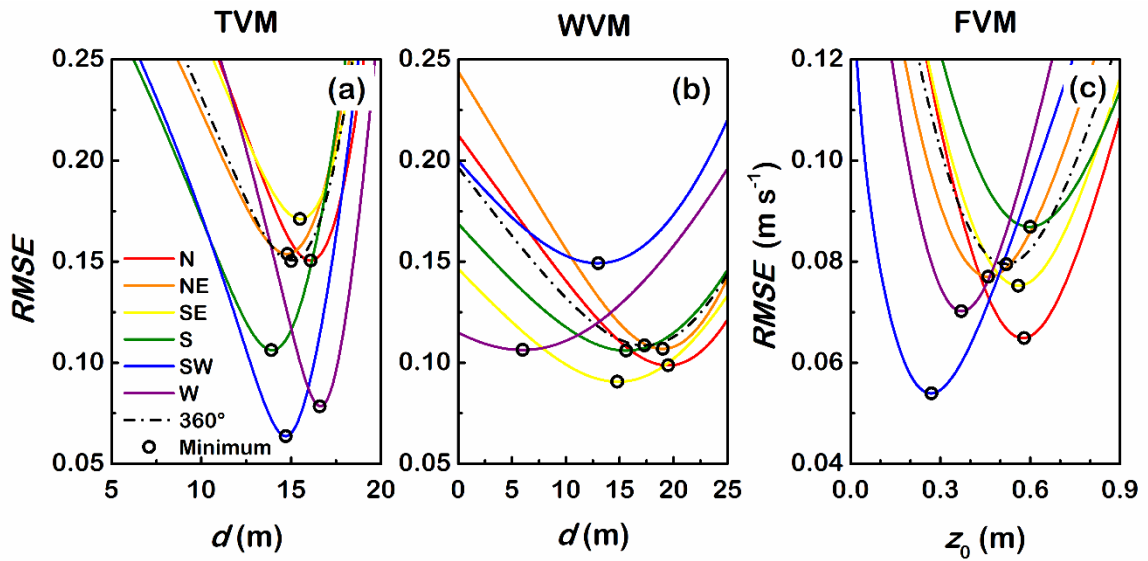
O deslocamento do plano zero é estimado aplicando o TVM às medidas de turbulência realizadas na PM IAG. Os dados brutos são submetidos aos procedimentos de CQ que incluem a remoção de distorção do escoamento no setor de vento (ver Seção 2.2). O conjunto de dados resultante foi limitado à $-2 \leq \zeta \leq -0,5$ e para cada iteração do d o parâmetro ζ' foi estimado como $\zeta(z-d)/z$ (onde $\zeta = z/L$). Para reduzir a dispersão causada por valores espúrios um filtro é aplicado à σ_T/T_* . Esse filtro consiste em dividir σ_T/T_* em blocos de 25 pontos de dados e calcular o desvio absoluto da mediana, que é definido como

$$MAD = \text{mediana}(|x_i - \text{mediana}(x)|), \quad (3.1)$$

onde x é uma variável arbitrária e $i = 1, \dots, 25$. O MAD é utilizado para definir a janela de valores aceitáveis dada por $|x_i - \text{mediana}(x)| \leq MAD/0,6745$. A constante 0,6745 é definida de maneira que a razão $MAD/0,6745$ é igual ao desvio padrão de x quando sua distribuição é Gaussiana (Mauder et al., 2013). Os valores estimados de σ_T/T_* são dados pela função empírica $\phi_T = -0,95|\zeta'|^{-1/3}$ usada por Grimmond et al. (1998) para áreas urbanas. A Figura 3.4a exemplifica o comportamento da raiz do erro quadrático médio ($RMSE$) durante as iterações para obter d (em passos de 0,1 m de 0 a 25 m) para cada setor de vento e para o valor global de d (correspondendo a todos os 360 graus). Semelhantemente, o deslocamento do plano zero é estimado pelo WVM considerando no intervalo de estabilidade $-2 \leq \zeta \leq -0,2$ e estimando os valores de σ_w/u_* pela função empírica $\phi_w = 1,15(1 + 2,09|\zeta'|)^{1/3}$ encontrada por Roth (2000) para medidas realizadas acima de $2,5\bar{H}$ (Figura 3.4b).

O FVM é aplicado no intervalo $-2 \leq \zeta' \leq -0,1$ (onde ζ' é estimado usando os valores de d do TVM) variando z_0 em passos de 0,01 m de 0,01 a 2 m (Figura 3.4c). A função de correção da estabilidade para o momento é dada por $\psi_m = 2\ln[(1 + \phi_m^{-1})/2] + \ln[(1 + \phi_m^{-2})/2] - 2 \arctan \phi_m^{-1} + \pi/2$ (Enriquez & Friehe, 1997), onde $\phi_m = (1 + 19,3|\zeta'|)^{-1/4}$ é a relação de similaridade da produção de momento recomendada por Högström (1996). Os valores observados e estimados pelos métodos TVM e WVM estão em acordo, com valores mínimos da $RMSE$ variando entre 0,064–0,171 (Tabela 3.4). Semelhantemente, os valores observados e estimados de u_* mostram excelente concordância, com $RMSE < 0,09 \text{ m s}^{-1}$.

Figura 3.4 – Desempenho dos métodos anemométricos



Raiz do erro quadrático médio ($RMSE$) em função do deslocamento do plano zero d (a–b) e do comprimento de rugosidade z_0 (c) em diferentes setores de vento (N, NE etc.). O valor global correspondendo a todos os 360 graus é indicado por 360°. TVM \equiv Temperature Variance Method, WVM \equiv Wind Variance Method, FVM \equiv Friction Velocity Method

Tabela 3.4 – Distribuição setorial das propriedades aerodinâmicas (métodos anemométricos)

Setor	TVM			WVM			FVM		
	d (m)	$RMSE$	m	d (m)	$RMSE$	m	z_0 (m)	$RMSE$ ($m s^{-1}$)	m
N	$16,1 \pm 2,5$	0,151	44	$19,5 \pm 6,6$	0,099	257	$0,58 \pm 0,15$	0,065	215
NE	$14,8 \pm 3,4$	0,154	160	$19,0 \pm 6,7$	0,107	252	$0,46 \pm 0,19$	0,077	377
E	—	—	0	—	—	0	—	—	0
SE	$15,5 \pm 2,7$	0,171	20	$14,8 \pm 9,2$	0,091	215	$0,56 \pm 0,15$	0,075	180
S	$13,9 \pm 2,1$	0,106	24	$15,6 \pm 6,2$	0,106	217	$0,60 \pm 0,23$	0,087	267
SW	$14,7 \pm 1,3$	0,064	10	$13,0 \pm 6,7$	0,149	52	$0,27 \pm 0,10$	0,054	109
W	$16,6 \pm 0,6$	0,078	6	$6,0 \pm 11,5$	0,106	44	$0,37 \pm 0,12$	0,070	52
NW	—	—	0	—	—	0	—	—	0
360°	$15,0 \pm 3,1$	0,150	264	$17,3 \pm 7,1$	0,109	1037	$0,52 \pm 0,17$	0,079	1242

d é o deslocamento do plano zero e z_0 o comprimento de rugosidade. d foi estimado pelos métodos da variância da temperatura (TVM) e velocidade do vento (WVM). z_0 foi estimado pelo método da velocidade de atrito (FVM). Os setores de direção do vento correspondem ao setor circular de 45° centrado na direção geográfica correspondente. O valor global correspondendo a todos os 360 graus é indicado por 360°. O mínimo da raiz do erro quadrático médio é indicado por $RMSE$ e o número de blocos de 30 min utilizados nas estimativas de d e z_0 por m

3.5 AVALIAÇÃO DE INCERTEZA

3.5.1 Comprimento de Obukhov

A incerteza em L foi determinada considerando na Eq. (2.11) uma incerteza relativa para $\overline{w'T'}$ de até 20% em todos os regimes de estabilidade (Stiperski & Rotach, 2016), enquanto para $\overline{u'w'}$ foram consideradas incertezas relativas de até 10% em condições estáveis e 40% em condições instáveis (Salesky et al., 2012). Portanto, a incerteza em L é de até 25% para condições estáveis e 63% para condições instáveis.

3.5.2 Fração de Área Plana Edificada

A incerteza da fração de área plana edificada, σ_{λ_P} , foi estimada utilizando a Eq. (2.15) e é apresentada na Tabela 3.1. Seus valores no entorno da PM IAG variam de 0,7% a 1,1%, sendo a incerteza global de λ_P igual a 0,3%. Estes resultados indicam que as incertezas nas estimativas de d e z_0 por métodos morfométricos dependem somente da incerteza na altura média do edifícios, \overline{H} .

3.5.3 Métodos Anemométricos

As incertezas dos valores de d e z_0 estimados pelos métodos anemométricos são apresentadas na Tabela 3.4.

3.5.4 Comprimentos de Rugosidade e Deslocamento do Plano Zero

3.5.4.1 Métodos Morfométricos

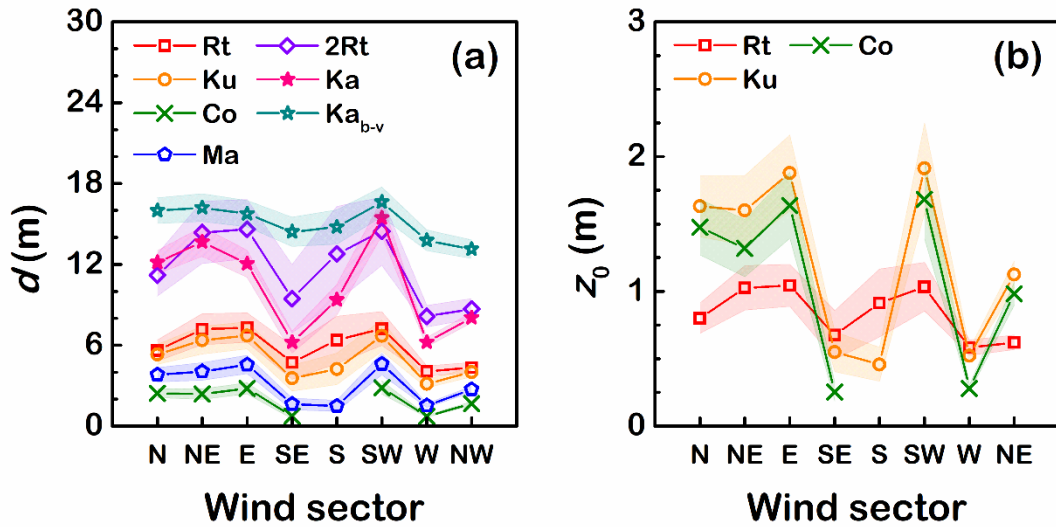
Para estimar as incertezas dos métodos morfométricos, via propagação de erros, é necessário conhecer as incertezas de cada conjunto de variáveis que compõem as expressões utilizadas para estimar d e z_0 . Como apresentado na Seção 2.3, a maioria dos métodos morfométricos são baseados em expressões algébricas compostas pela altura média dos edifícios (\overline{H}) e das árvores ($\overline{H}_{(v)}$), e pela fração da área da superfície coberta por eles (λ_P e $\lambda_{P(v)}$ respectivamente). Neste trabalho será assumido que a incerteza em \overline{H} e $\overline{H}_{(v)}$ é dada por SE_H e

$SE_{H(v)}$, respectivamente (Montgomery & Runger, 2003). A incerteza da altura média efetiva abrangendo edifícios e vegetação, $\overline{H}_{(b-v)}$, é dada por $SE_{H(b-v)} = 0,5 \sqrt{SE_H^2 + SE_{H(v)}^2}$ através de propagação de erros. Por outro lado, as estimativas da incerteza em λ_P apresentam valores muito pequenos ($\leq 1\%$, Tabela 3.1). Resultados semelhantes também são esperados para a incerteza em $\lambda_{P(v)}$ com base na qualidade da restituição de $A_{P(v)}$, que combinou mapas de ortofotos com alta resolução (0,12 m por pixel) e Modelo Digital de Vegetação Normalizado na escala 1:1000 (SVMA, 2020; GeoSampa, 2021). Portanto, o impacto das incertezas de λ_P e $\lambda_{P(v)}$ em d e z_0 neste estudo foi assumido como desprezível.

Como as propriedades aerodinâmicas dos métodos Rt, Ku, Co, Ma e 2Rt são expressas por $x = f_x \overline{H}$, onde $x = d$ ou z_0 e f_x é um coeficiente empírico que incorpora as propriedades geométricas, tal como λ_P (Grimmond & Oke, 1999), a incerteza no valor de x pode ser estimada como $(\partial x / \partial \overline{H}) SE_H$ por propagação de erro (Figura 3.5, Tabela 3.3). Analogamente, os valores de d do Ka e K_{ab-v} são expressos como $d = f_d H_{max}$, onde a constante empírica f_d é uma função da altura média dos elementos de rugosidade, e por propagação de erro suas incertezas podem ser estimadas como $(\partial d / \partial \overline{H}) SE_H$ e $(\partial d / \partial \overline{H}_{(b-v)}) SE_{H(b-v)}$, respectivamente.

Examinando a distribuição de d no entorno da PM IAG pelos métodos em que $d = f_d \overline{H}$ (Figura 3.5a), observamos que Co fornece valores menores de d , variando de 0,7 a 2,9 m, e Rt valores maiores, variando de 4,1 a 7,3 m. Ma e Ku geram valores intermediários de d . Além disso, estes quatro métodos apresentam variação setorial semelhante, com d maiores nos setores E e SW e menores no S, SE e W, correspondendo à distribuição setorial da densidade e altura dos edifícios (Tabela 3.1). O método Ka gera valores de d quase duas vezes maiores que Rt e Ku, notavelmente semelhante ao 2Rt. A distribuição setorial do z_0 no entorno da PM IAG (Figura 3.4b) indica que Rt gera valores menores, variando de 0,6 a 1,0 m, e Ku valores maiores, variando de 0,5 a 1,9 m (Tabela 3.3). Como esperado, o z_0 apresenta uma variação setorial semelhante ao d , associada à distribuição de \overline{H} e λ_P .

Figura 3.5 – Distribuição setorial das propriedades aerodinâmicas (métodos morfométricos)



(a) Deslocamento do plano zero d e (b) comprimento de rugosidade z_0 obtidos por métodos morfométricos em cada setor (Tabela 3.3). Os setores de direção do vento correspondem ao setor circular de 45° centrado na direção geográfica correspondente. As áreas sombreadas indicam as incertezas nas estimativas. Os métodos morfométricos são abreviados como: Rt (Grimmond & Oke, 1999), Ku (Kutzbach, 1961), Co (Counihan, 1971), Ma (Macdonald et al., 1998), 2Rt (Kent et al., 2017a), Ka (Kanda et al., 2013), Ka_{b-v} (Kent et al., 2017b)

Considerando a incerteza da \bar{H} nas estimativas de d e z_0 por métodos morfométricos, suas incertezas variam respectivamente de 0,1 a 3,5 m e de 0,1 a 0,3 m (Tabela 3.3). Dentre as estimativas de d , 2Rt (Co) apresenta maior (menor) erro, com valores variando entre 0,8 e 3,5 m (0,1 e 0,5 m). Por outro lado, os erros nas estimativas de z_0 são próximos, com valor máximo de 0,2 m para Rt e 0,3 m para Ku e Co.

3.5.4.2 Métodos Anemométricos

A incerteza nas estimativas de d e z_0 pelos métodos anemométricos foi estimada por propagação de erro conforme descrito na Seção 3.5. Basicamente, a metodologia desenvolvida neste estudo consiste em introduzir a variância dos erros quadráticos entre σ_T/T_* (σ_w/u_*) observado e estimado pela relação de similaridade na avaliação da incerteza do d obtido pelo TVM (WVM). Semelhantemente, a variância dos erros quadráticos entre u_* observado e estimado pela expressão para a velocidade média da TSMO é utilizada para avaliar a incerteza do z_0 obtido pelo FVM. A Tabela 3.4 mostra os valores de d e z_0 dos métodos anemométricos estimados para cada setor de vento, bem como suas incertezas, além do valor mínimo da $RMSE$ e o número de blocos de 30 min utilizados nas estimativas.

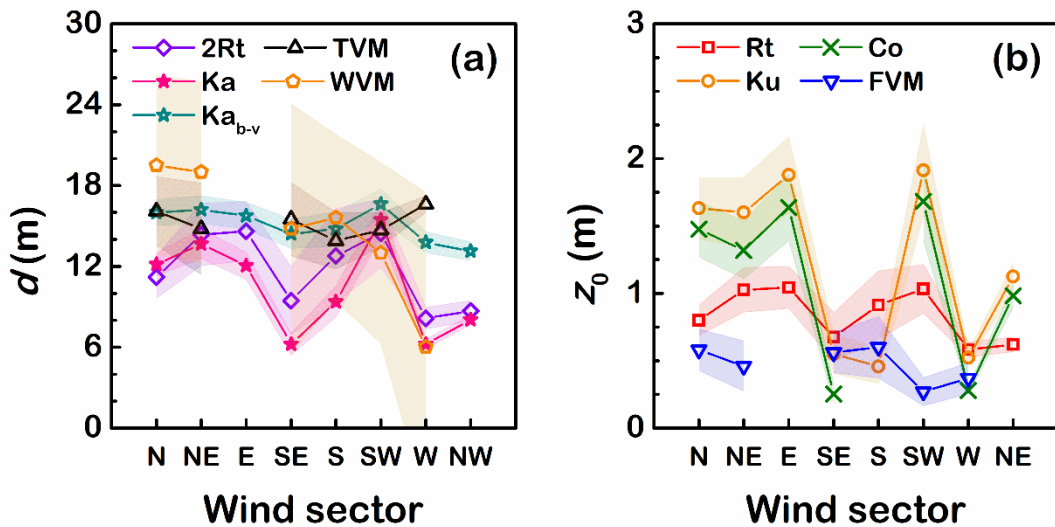
A incerteza de d no caso do TVM varia entre 0,6 e 3,4 m (Tabela 3.4), concordando com Toda e Sugita (2003). Por outro lado, o WVM apresenta incertezas maiores, variando de 6,2 a 11,5 m. Apesar dessa discrepância, as distribuições setoriais das estimativas de d pelo TVM e WVM apresentam valores muito próximos no SE, S e SW (Figura 3.6a) e a raiz do erro quadrático médio entre as estimativas dos métodos $RMSE_d = 4.7$ m (Tabela 3.5). Isso indica que em alguns setores (e.g., no SE, com predominância de vegetação), a hipótese do Rotach (1994) que a altura das fontes (ou sorvedouros) primárias de calor e momento estão colocalizadas pode ser possível no sítio da PM IAG (Grimmond et al., 1998). De fato, a cobertura do solo no setor SE é composta por 76% de vegetação, que é provavelmente a fonte/sorvedouro primária de calor e momento. Além disso, a altura média dos edifícios ($\bar{H} = 7$ m) neste setor é próxima da altura média da vegetação (Tabela 3.1, Figura 3.1). No S, a vegetação representa 38% da cobertura do solo, enquanto edifícios somente 7%. No entanto, 55% é ocupada por outros tipos de superfícies impermeáveis (estacionamentos, ruas etc.), que podem ser consideradas como as fontes/sorvedouros primárias do setor S. Portanto, é possível que a hipótese do Rotach seja válida (no mínimo) para os setores SE e S. Além disso, a $RMSE < 0,2$ m nas estimativas de d pelo TVM nestes dois setores também podem indicar homogeneidade térmica (Kent et al., 2017a; Kent et al., 2018). As incertezas nas estimativas de z_0 pelo FVM variam de 0,10 a 0,23 m (Tabela 3.4). Portanto, é plausível assumir que a incerteza do z_0 no FVM será da ordem de 0,1 m.

3.5.4.3 Morfométrico *versus* Anemométrico

No caso dos métodos morfométricos que consideram uma distribuição de altura de edifícios heterogênea ($2Rt$, Ka , Figura 3.6a, Tabela 3.3), os valores de d no entorno da PM IAG são próximos dos obtidos por métodos anemométricos (WVM, TVM, Tabela 3.4). Ka , TVM e WVM geram valores de d acima da \bar{H} (ver Tabela 3.1). Superfícies urbanas com altura de edifícios heterogênea tendem a apresentar uma razão $d/\bar{H} > 1$ devido ao efeito de arrasto exercido pelos elementos de rugosidade mais altos sobre o escoamento (Zaki et al., 2010; Tanaka et al., 2011; Kanda et al., 2013; Kent et al., 2017a). O deslocamento do plano zero, d , pode ser interpretado como a altura onde atua o arrasto do vento médio ou a absorção de momento (Jackson, 1981). Assim, em uma distribuição de altura heterogênea, o efeito de arrasto dos elementos de rugosidade mais altos será maior, uma vez que a intensidade do vento médio cresce com a altura, deslocando d acima da altura média dos elementos (Tanaka et al., 2011;

Kent et al., 2017a). No entanto, deve ser observado que, devido à insuficiência de informações detalhadas sobre a superfície, os valores de \bar{H} na PM IAG não representam efetivamente altura do dossel urbano. Existem evidências de que a altura média dos elementos de rugosidade pode ser subestimada, quando consideramos somente a altura dos edifícios, se houver vegetação mais alta, podendo levar a valores de $d/\bar{H} > 1$ (Kent et al. 2017b).

Figura 3.6 – Convergência dos métodos morfométricos e anemométricos



(a) Deslocamento do plano zero d e (b) comprimento de rugosidade z_0 em cada setor. Os setores de direção do vento correspondem ao setor circular de 45° centrado na direção geográfica correspondente. As áreas sombreadas indicam as incertezas nas estimativas. Métodos anemométricos: TVM (Método da Variância da Temperatura), WVM (Método da Variância da Velocidade do vento), FVM (Método da Velocidade de Atrito); métodos morfométricos: Rt (Grimmond & Oke, 1999), Ku (Kutzbach, 1961), Co (Counihan, 1971), Ma (Macdonald et al., 1998), 2Rt (Kent et al., 2017a), Ka (Kanda et al., 2013), Ka_{b-v} (Kent et al., 2017b)

Tabela 3.5 – Erro entre as estimativas dos métodos morfométricos e anemométricos

x	$RMSE_d$ (m)		$RMSGE_{z_0}$ (m)
	Método x versus TVM	Método x versus WVM	Método x versus FVM
Co	13,8	14,0	1,6
Ma	12,5	12,8	—
Ku	10,6	11,0	1,6
Rt	9,7	10,1	1,2
Ka	6,2	6,2	—
2Rt	4,9	5,3	—
Ka _{b-v}	1,5	3,8	—
TVM	—	4,7	—
WVM	4,7	—	—

$RMSE_d$ \equiv raiz do erro quadrático médio; $RMSGE_{z_0}$ \equiv raiz do erro geométrico quadrático médio. As estimativas do deslocamento do plano zero, d , de cada setor são comparadas pela $RMSE_d$, enquanto as estimativas do comprimento de rugosidade, z_0 , são comparadas pela $RMSGE_{z_0}$. Métodos anemométricos: TVM (Método da Variância da Temperatura), WVM (Método da Variância da Velocidade do Vento), FVM (Método da Velocidade de Atrito); métodos morfométricos: Rt (Grimmond & Oke, 1999), Ku (Kutzbach, 1961), Co (Counihan, 1971), Ma (Macdonald et al., 1998), 2Rt (Kent et al., 2017a), Ka (Kanda et al., 2013), Ka_{b-v} (Kent et al., 2017b)

Os valores de d dos métodos morfométricos e anemométricos podem ser comparados usando a raiz do erro quadrático médio ($RMSE_d$) (Kent et al. 2017a). Os resultados de $RMSE_d$ indicam que o método Ka_{b-v} gera valores de d cuja distribuição setorial tem um melhor acordo com os métodos anemométricos, apresentando uma $RMSE_d$ igual a 3,8 m e 1,5 m em relação aos valores estimados pelo WVM e TVM, respectivamente (Figura 3.6a, Tabela 3.5).

Em relação ao z_0 , os métodos morfométricos geram valores majoritariamente maiores que os do FVM (Figura 3.6b). Este resultado é sustentado por Kent et al. (2017a), que verificou que valores de z_0 de métodos morfométricos são 2–3 m maiores que os de anemométricos. Entretanto, é importante enfatizar que os métodos Ku e Co podem superestimar o z_0 (Grimmond & Oke, 1999). Um melhor acordo entre os valores de z_0 é observado nos setores com menor densidade (SE, S e W). Seguindo as considerações do Kent et al. (2017a) usando a raiz do erro geométrico quadrático médio ($RMSGE_{z_0}$) na comparação dos valores de z_0 , foi verificado que a $RMSGE_{z_0}$ entre os z_0 obtidos por métodos morfométricos (Co, Ku, Rt) e o FVM varia de 1,2 a 1,6 m (Tabela 3.5). Apesar do valor alto da $RMSGE_{z_0}$, os valores de z_0 estimados pelo FVM apresentam uma raiz z_0/\bar{H} da ordem de 0.1, conforme esperado para áreas urbanas (Hanna & Chang, 1992; Grimmond & Oke, 1999).

3.5.4.4 Melhor Método de Estimativa dos Comprimentos de Deslocamento e Rugosidade

Através da análise realizada na seção anterior é razoável concluir que os melhores métodos para estimar os valores do d e z_0 em áreas urbanas são o TVM e FVM, respectivamente, uma vez que: (a) eles incluem inerentemente a presença e porosidade da vegetação, bem como outras características (e.g., arrasto de edifícios e vegetação) (Kent et al., 2017b; Kent et al., 2018); (b) eles consideram a heterogeneidade da altura dos elementos de rugosidade (Kent et al., 2017a); (c) a incerteza nas estimativas de d (z_0) é da ordem de 1 m (0,1 m), em acordo com valores de incerteza encontrados em métodos morfométricos, tal como $K_{a_{b-v}}$ (Rt).

Por outro lado, $K_{a_{b-v}}$ e $2Rt$ são bons métodos para estimar o d como aproximação de primeira ordem. Para superfícies heterogêneas caracterizadas por elementos de rugosidade com distribuição de altura variável, ambos os métodos geram valores mais adequados do d (Kent et al., 2017a; Kent et al., 2017b). Entretanto, $2Rt$ é um método mais simples, que requer como entrada somente \bar{H} , e se compara razoavelmente bem com métodos anemométricos mais complexos que requerem medidas de turbulência. Infelizmente, a descrição das propriedades aerodinâmicas de superfícies heterogêneas deste trabalho está limitada ao d . A fração de área frontal dos elementos de rugosidade não está disponível no sítio da PM IAG; portanto, não é possível estimar o z_0 usando os métodos propostos por Macdonald et al. (1998), Kanda et al. (2013) e Kent et al. (2017b).

3.6 ACURÁCIA DAS PROPRIEDADES AERODINÂMICAS

Como indicado na Figura 3.6, os valores de d (z_0) dos métodos morfométricos $2Rt$, K_a e $K_{a_{b-v}}$ (Rt, Co e Ku) estão em acordo com os dos métodos anemométricos TVM e WVM (FVM). Além disso, a convergência das estimativas de d nos setores NE, S e SW sugere que $d_{(NE)} = 15,1 \pm 2,3$ m, $d_{(S)} = 13,1 \pm 2,3$ m e $d_{(SW)} = 15,3 \pm 2,1$ m são valores mais acurados (obtidos pela média \pm desvio padrão dos valores de d do $2Rt$, K_a , $K_{a_{b-v}}$, TVM e WVM em cada setor). Por outro lado, $d_{(N)} = 14,8 \pm 3,3$ m, $d_{(SE)} = 11,8 \pm 3,9$ m e $d_{(W)} = 10,0 \pm 4,7$ m para os setores N, SE e W apresentam menos acurácia devido à maior dispersão das estimativas. Esta maior dispersão nos setores N, SE e W pode estar associada com as frações maiores de área arborizada encontradas nesses setores (0,41, 0,76 e 0,60 respectivamente). Semelhantemente, o valor mais acurado do z_0 nos setores SE, S e W é $z_{0(SE)} = 0,51 \pm 0,18$ m, $z_{0(S)} = 0,66 \pm 0,23$ m e $z_{0(W)} = 0,44 \pm 0,14$ m. No entanto, os valores $z_{0(N)} = 1,12 \pm 0,51$ m, $z_{0(NE)} = 1,10 \pm 0,49$ m e

$z_{0(\text{SW})} = 1,22 \pm 0,74$ m encontrados para N, NE e SW são menos acurados, com desvio padrão maior que 0,50 m. Os setores N, NE e SW apresentam uma fração alta de área plana edificada ($0,22 \leq \lambda_p \leq 0,24$) e edifícios mais altos ($H_{\text{max}} = 27,9$ m e 33,9 m), que podem contribuir para uma menor acurácia nas estimativas de z_0 (ver Figura 3.1b).

Portanto, valores mais acurados do d e z_0 podem ser estimados como a média por setor dos resultados de cada método, se houver convergência. Além disso, as diferenças entre o valor mais acurado do d e o obtido pelo TVM e 2Rt nos setores NE, S e SW são pequenas, variando de 2 a 6%. Em contraste, as estimativas de d do WVM, Ka e K_{a-b-v} têm diferenças maiores quando comparadas com o valor mais acurado, com discrepâncias de até 28%. Semelhantemente, as diferenças entre os valores mais acurados de z_0 e os obtidos pelo FVM no setor SE, S e W são menores, variando de 9 a 16%, enquanto os valores de z_0 do Rt, Co e Ku têm diferenças de até 50%. Assim, é plausível concluir que o TVM, 2Rt e FVM geram valores razoavelmente acurados de d e z_0 , respectivamente. Na próxima seção, a variação setorial do d é levada em conta para determinar as funções de similaridade na PM IAG usando as estimativas de d do TVM. O valor global do d (obtido pelo TVM) é utilizado para avaliar o impacto da incerteza do d nas funções de similaridade.

3.7 FUNÇÕES DE SIMILARIDADE PARA SÃO PAULO

As medidas de turbulência realizadas no PM IAG indicaram que durante o dia (definido entre 0600–1800 HL; Hora Local = UTC – 3 h) os casos de estratificação térmica instável, $\zeta' < -0,01$, são predominantes, abrangendo 79% das observações. Uma fração pequena (11%) é classificada como estável e possivelmente está associada com distúrbios de escala sinótica (Sinclair et al., 2010). Durante a noite (1800–0600 HL), 62% das observações foram realizadas sob estratificação térmica estável, $\zeta' > 0,01$. Somente 15% indicam condições instáveis, provavelmente devido a liberação da energia armazenada pelas estruturas urbanas (Ferreira et al., 2013). Frações similares foram observadas por Fortuniak et al. (2013) durante a noite em Łódź, PL. Condições de estabilidade neutra, $|\zeta'| < 0,01$, são mais frequentes à noite, correspondendo a 23%. Em média, ζ' variou neste sítio de $-0,05$ durante o dia a $0,1$ à noite, com um desvio padrão de 0,20 e 0,7, respectivamente. ζ' foi estimado utilizando valores de d por setor obtidos pelo TVM (Tabela 3.4) e após os procedimentos de controle de qualidade da Seção 2.2.

As análises realizadas nesta seção focam no comportamento do desvio padrão normalizado σ_x/x_* , onde x_* é a escala característica de x (para $x = u, v, w, T, \rho_{H_2O}, \rho_{CO_2}$), em função do ζ' . A estabilidade é separada em bins igualmente espaçados (em escala log) e as funções de similaridade $\phi_x(\zeta') = A_x(1 + B_x|\zeta'|)^{C_x}$ e $\phi_x(\zeta') = D_x + E_x|\zeta'|^{F_x}$ são ajustadas através das médias dos bins pelo MMQ. Em todas as regressões, a soma dos erros ao quadrado (*SSE*) é ponderada pelo desvio padrão ou erro padrão de cada bin para considerar a dispersão dos dados dentro dos bins e determinar constantes mais adequadas. No caso estável, para $x = u, v, w$ a *SSE* é ponderada pelo desvio padrão, enquanto para $x = T, \rho_{H_2O}, \rho_{CO_2}$ é utilizado o erro padrão. No caso instável a *SSE* é ponderada pelo desvio padrão, exceto para $x = \rho_{CO_2}$ cujo peso é o erro padrão. A qualidade do ajuste é avaliada através do coeficiente de determinação, R^2 , e o Qui-quadrado reduzido, χ^2_ν , onde ν é o número de graus de liberdade. Os ajustes das funções para cada σ_x/x_* são apresentados na Figura 3.7, Tabela 3.6 e Tabela 3.7.

Figura 3.7 – Desvio padrão normalizado em função do parâmetro de estabilidade

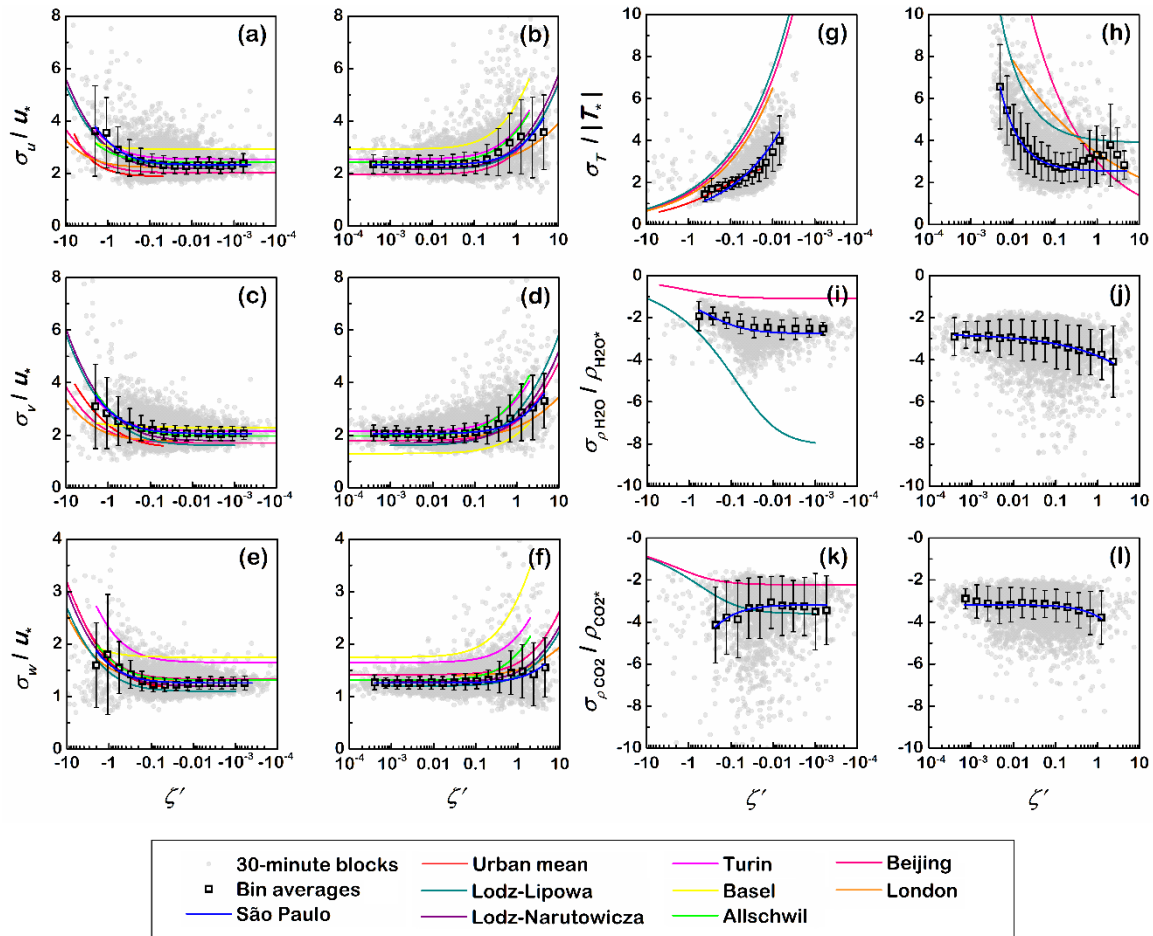


Diagrama de dispersão do desvio padrão normalizado de u , v , w , T , $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ e ρ_{CO_2} versus parâmetro de estabilidade ζ' para São Paulo. As linhas correspondem às funções de similaridade para São Paulo, média urbana (Roth, 2000); Pequim (Quan & Hu, 2009); Londres (Wood et al., 2010); Łódź-Lipowa e Łódź-Narutowicza (Fortuniak et al., 2013); Turim, Basel e Allschwil (Falabino & Trini Castelli, 2017) (Tabela 3.7). Os quadrados pretos e barras representam a média e desvio padrão nos bins de estabilidade, respectivamente. Pontos cinza denotam blocos de 30 min. Falabino e Trini Castelli (2017) usaram os dados de Basel e Allschwil somente para derivar as funções de similaridade

3.7.1 Vento

Para todo o intervalo de estabilidade $-3 < \zeta' < 6$, σ_x/u_* é descrito por $\phi_x(\zeta') = A_x(1 + B_x|\zeta'|)^{C_x}$ ($x = u, v, w$). O melhor ajuste é alcançado predefinindo as constantes empíricas A_x como iguais aos seus valores sob estabilidade neutra, $C_x = 1/3$ e determinando B_x pelo MMQ (Trini Castelli & Falabino, 2013). Esta predefinição evita problemas de superparametrização, que podem levar a parâmetros redundantes. Sob condições neutras ($|\zeta'| < 0,01$), σ_x/u_* se mantém aproximadamente constante, tal que A_x é igual a $2,330 \pm 0,006$ para σ_u , $2,057 \pm 0,005$ para σ_v e $1,258 \pm 0,002$ para σ_w , onde A_x foi estimado como a média de σ_x/u_* para $|\zeta'| < 0,01$ (Tabela 3.6).

O desempenho de todos os ajustes é indicado na Tabela 3.6. O coeficiente R^2 obtido do ajuste das funções aos valores de σ_x/u_* varia de 0,57 a 0,94. Um R^2 maior é observado para σ_u/u_* sob condições instáveis e indica que a dispersão dos valores de σ_u/u_* ao redor da função ajustada é menor, quando comparada às outras componentes da velocidade do vento. Por outro lado, o menor R^2 e maior dispersão é observada para σ_w/u_* sob condições estáveis. Apesar disto, os valores de χ_v^2 gerados nas regressões para σ_x/u_* estão dentro de um intervalo de confiança de 98% (i.e., a faixa de valores aceitáveis de χ_v^2) e indicam um bom acordo entre os dados e as funções ajustadas.

É importante enfatizar que, apesar de alguns valores de σ_x/u_* apresentarem pequenos desvios da lei da potência 1/3 (e.g., σ_u/u_* e σ_w/u_* para $\zeta' > 1$), σ_x/u_* é razoavelmente descrito predefinindo $C_x = 1/3$, em acordo com outros estudos de turbulência sobre áreas urbanas (Quan & Hu, 2009; Fortuniak et al., 2013; Falabino & Trini Castelli, 2017) (Tabela 3.7). Além disso, os valores de A_x são consistentes com $A_u = 2,32$, $A_v = 1,81$ e $A_w = 1,25$ encontrados por Roth (2000) para medidas de turbulência na SI urbana sob estabilidade neutra (Barlow, 2014).

Como os resultados do Fortuniak et al. (2013), em condições estáveis σ_w/u_* se mantém constante, com um pequeno aumento quando $\zeta' > 1$. Por outro lado, σ_u/u_* e σ_v/u_* apresentam uma dependência de ζ' mais significativa. Fortuniak et al. (2013) argumentaram que sob condições muito estáveis ($\zeta' > 1$) as variâncias estimadas com uma escala temporal constante (tal como 30 min) podem ser maiores do que o esperado devido a presença de movimentos de mesoescala. Em escoamentos estáveis, esses movimentos de mesoescala podem incluir ondas de gravidade internas, correntes de densidade, escoamentos de drenagem etc. (Sun et al., 2002; Vickers & Mahrt, 2003). De fato, Vickers e Mahrt (2003) verificaram que estatísticas baseadas em blocos de tamanho variável, ao invés de blocos de tamanho constante de 30 min como utilizado neste estudo, pode reduzir o espalhamento nas relações de similaridade da camada limite estável filtrando as contribuições de mesoescala nas estimativas dos fluxos turbulentos. Entretanto, a causa principal do aumento nos valores de σ_x/u_* em condições muito estáveis pode ser devido à turbulência anisotrópica. Além disso, a combinação de diferentes estados de anisotropia da turbulência contribui para a dispersão dos dados normalmente verificada para σ_u/u_* e σ_v/u_* sob condições instáveis (Stiperski & Calaf, 2018). Portanto, é plausível considerar que efeitos de anisotropia são a principal causa dos pequenos desvios da lei da potência 1/3 observados neste estudo.

3.7.2 Temperatura

Para o intervalo de estabilidade $-0,6 \leq \zeta' \leq 0,3$, σ_T/T_* é bem descrito por $\phi_T(\zeta') = D_T + E_T|\zeta'|^{F_T}$ com $R^2 > 0,60$ e valores de χ^2_ν dentro de um intervalo de confiança de 98% (Tabela 3.6, Figura 3.7g, h). Na região instável, o ajuste é realizado predefinindo $D_T = 0$, $F_T = -1/3$ e determinado E_T pelo MMQ. Para reduzir a grande dispersão inerente do σ_T/T_* , principalmente dentro do regime de estratificação térmica neutra, onde T_* se aproxima de zero, é aplicado o *MAD* (Seção 2.3).

Para condições instáveis, a constante $E_T = -0,84$ é maior que os valores encontrados em outras cidades, que são em sua maioria menores que -1 (Al-jiboori et al., 2002; Wood et al., 2010; Fortuniak et al., 2013). Por outro lado, para condições estáveis as constantes empíricas são próximas dos valores observados em Łódź (Tabela 3.7). Quando $|\zeta'|$ se aproxima de zero, σ_T/T_* cresce rapidamente em termo de valores absolutos. Tampieri et al. (2009) verificaram que próximo da neutralidade, pequenos fluxos de $\overline{w'T'}$ aumentam a produção de σ_T devido à heterogeneidade horizontal e efeitos de não estacionariedade, levando ao aumento sistemático dos valores de $|\sigma_T/T_*|$. Este comportamento é também encontrado em configurações quase ideais (e.g., Sfyri et al., 2018). Além disso, σ_T/T_* é sensível à pequenas incertezas de T_* quando está se aproximando de condições neutras (Fortuniak et al., 2013) e a distorção do escoamento devido aos efeitos de sombreamento dos sensores aumenta o erro nas estimativas de $\overline{w'T'}$, contribuindo para o aumento do espalhamento dos dados (Horst et al., 2016).

Para $\zeta' > 1$, σ_T/T_* exibe menos dependência da estabilidade. Este resultado é consistente com o conceito de regime *z-less*, onde os vórtices turbulentos sob condições muito estáveis não são mais influenciados diretamente pela superfície, gerando um valor de σ_T/T_* aproximadamente constante (Pahlow et al., 2001; Fortuniak et al., 2013).

Tabela 3.6 – Parâmetros do ajuste das equações (1.1) e (1.2)

x	Condição	A_x	B_x	C_x	D_x	E_x	F_x	Intervalo do ajuste	R^2	χ^2_ν	ν
u	Instável	$2,330 \pm 0,006^*$	$1,66 \pm 0,17$	1/3	—	—	—	$-3 < \zeta' < -0,01$	0,94	0,18	7
	Estável	—	$1,01 \pm 0,17$	—	—	—	—	$0,005 < \zeta' < 6$	0,80	0,31	10
v	Instável	$2,057 \pm 0,005^*$	$2,01 \pm 0,11$	1/3	—	—	—	$-3 < \zeta' < -0,004$	0,94	1,33	13
	Estável	—	$0,97 \pm 0,11$	—	—	—	—	$0,02 < \zeta' < 6$	0,90	0,21	8
w	Instável	$1,2575 \pm 0,0024^*$	$1,14 \pm 0,21$	1/3	—	—	—	$-3 < \zeta' < -0,002$	0,79	0,28	10
	Estável	—	$0,26 \pm 0,05$	—	—	—	—	$0,009 < \zeta' < 6$	0,57	0,26	9
ρ_{CO_2}	Instável	$-3,178 \pm 0,027^*$	$5,9 \pm 1,4$	1/3	—	—	—	$-0,3 < \zeta' < -0,0003$	0,62	2,21	10
	Estável	—	$0,61 \pm 0,06$	—	—	—	—	$0,007 < \zeta' < 2$	0,88	2,05	11
ρ_{H_2O}	Instável	$-2,744 \pm 0,018^*$	$6,4 \pm 1,7$	-1/3	—	—	—	$-1 < \zeta' < -0,0007$	0,45	0,22	8
	Estável	—	—	—	$-2,744 \pm 0,018^*$	$-1,070 \pm 0,027$	1/3	$0,0003 < \zeta' < 4$	0,96	0,57	14
T	Instável	—	—	—	0	$-0,84 \pm 0,03$	-1/3	$-0,6 < \zeta' < -0,005$	0,62	0,47	11
	Estável	—	—	—	$2,54 \pm 0,05$	$0,029 \pm 0,009$	$-0,93 \pm 0,07$	$0,005 < \zeta' < 0,3$	0,99	1,46	8

Funções ajustadas através das médias do desvio padrão normalizado (σ_x/x_*) de *bins* de estabilidade. ζ' foi estimado utilizando o deslocamento do plano zero d obtido em cada setor pelo Método da Temperatura da Variância (TVM) (Tabela 3.4). $R^2 \equiv$ coeficiente de determinação, $\chi^2_\nu \equiv$ Qui-quadrado reduzido, $\nu \equiv$ número de graus de liberdade do χ^2_ν

* Valores apresentados como média \pm erro padrão da média de σ_x/x_* para $|\zeta'| < 0,01$

Tabela 3.7 – Função de similaridade ϕ_x para o desvio padrão normalizado

Cidade	Condições instáveis			Condições estáveis		
	ϕ_u	ϕ_v	ϕ_w	ϕ_u	ϕ_v	ϕ_w
São Paulo	$2,33(1 - 1,66\zeta')^{1/3}$	$2,06(1 - 2,01\zeta')^{1/3}$	$1,26(1 - 1,14\zeta')^{1/3}$	$2,33(1 + 1,01\zeta')^{1/3}$	$2,06(1 + 0,97\zeta')^{1/3}$	$1,26(1 + 0,26\zeta')^{1/3}$
Turim ^a	$2,55(1 - 0,99\zeta')^{1/3}$	$2,16(1 - 1,45\zeta')^{1/3}$	$1,65(1 - 1,74\zeta')^{1/3}$	$2,55(1 + 2,06\zeta')^{1/3}$	$2,16(1 + 2,81\zeta')^{1/3}$	$1,65(1 + 1,24\zeta')^{1/3}$
Allschwil ^a	$2,43(1 - 0,61\zeta')^{1/3}$	$1,97(1 - 2,60\zeta')^{1/3}$	$1,31(1 - 1,30\zeta')^{1/3}$	$2,43(1 + 2,30\zeta')^{1/3}$	$1,97(1 + 4,60\zeta')^{1/3}$	$1,31(1 + 1,70\zeta')^{1/3}$
Basel ^a	$2,93(1 - 0,13\zeta')^{1/3}$	$2,30(1 - 0,12\zeta')^{1/3}$	$1,75(1 - 0,19\zeta')^{1/3}$	$2,93(1 + 2,97\zeta')^{1/3}$	$2,30(1 + 2,84\zeta')^{1/3}$	$1,75(1 + 3,40\zeta')^{1/3}$
Łódź-Lipowa ^b	$2,31(1 - 1,15\zeta')^{1/3}$	$1,61(1 - 4,65\zeta')^{1/3}$	$1,10(1 - 1,36\zeta')^{1/3}$	$2,15(1 + 1,50\zeta')^{1/3}$	$1,57(1 + 2,48\zeta')^{1/3}$	$1,20(1 + 0,56\zeta')^{1/3}$
Łódź-Narutowicza ^b	$2,18(1 - 1,62\zeta')^{1/3}$	$1,79(1 - 3,75\zeta')^{1/3}$	$1,20(1 - 1,50\zeta')^{1/3}$	$2,17(1 + 1,78\zeta')^{1/3}$	$1,70(1 + 2,76\zeta')^{1/3}$	$1,28(1 + 0,52\zeta')^{1/3}$
Londres (Wood et al., 2010)	$2,23(1 - 0,22\zeta')^{1/3}$	$1,78(1 - 0,57\zeta')^{1/3}$	$1,31(1 - 0,65\zeta')^{1/3}$	$2,36(1 + 1,15\zeta')^{0,20}$	$1,92(1 + 1,33\zeta')^{0,22}$	$1,40(1 + 0,46\zeta')^{0,19}$
Pequim (Quan & Hu, 2009)	$1,75(1 - 1,80\zeta')^{1/3}$	$1,60(1 - 2,10\zeta')^{1/3}$	$1,22(1 - 1,05\zeta')^{1/3}$	$1,96(1 + 2,07\zeta')^{1/3}$	$1,80(1 + 1,78\zeta')^{1/3}$	$1,42(1 + 0,54\zeta')^{1/3}$
Média urbana ^c (Roth, 2000)	$1,88(1 - 0,15\zeta')^{0,94}$	$1,52(1 - 3,34\zeta')^{0,31}$	$1,15(1 - 2,09\zeta')^{1/3}$	—	—	—
	ϕ_T	$\phi_{\rho H_2O}$	$\phi_{\rho CO_2}$	ϕ_T	$\phi_{\rho H_2O}$	$\phi_{\rho CO_2}$
São Paulo	$-0,84(-\zeta')^{-1/3}$	$-2,74(1 - 6,4\zeta')^{-1/3}$	$-3,18(1 + 5,9\zeta')^{1/3}$	$2,54 + 0,029\zeta'^{-0,93}$	$-2,74 - 1,07\zeta'^{1/3}$	$-3,18(1 + 0,61\zeta')^{1/3}$
Łódź (Fortuniak et al., 2013)	$-1,6(-\zeta')^{-1/3}$	$-8,06(1 - 41,9\zeta')^{-1/3}$	$-3,6(1 - 5,5\zeta')^{-1/3}$	$3,9 + 0,14\zeta'^{-0,72}$	$-6,2, -9,2$	$-3,7$
Londres (Wood et al., 2010)	$-1,4(-\zeta')^{-1/3}$	—	—	—	—	—
Pequim (Quan & Hu, 2009)	$-1,5(-\zeta')^{-1/3}$	$-1,07(1 - 2,71\zeta')^{-1/3}$	$-2,22(1 - 1,52\zeta')^{-1/3}$	—	—	—
Média urbana ^c (Roth, 2000)	$-3,0(1 - 24,4\zeta')^{-1/3}$	—	—	—	—	—

Funções de similaridade derivadas das medidas de turbulência na PM IAG são indicadas por São Paulo

^a Falabino e Trini Castelli (2017)

^b Fortuniak et al. (2013)

^c Medidas de turbulência em níveis $z > 2,5\bar{H}$

3.7.3 Vapor de Água e Dióxido de Carbono

Para $\sigma_{\rho\text{H}_2\text{O}}/\rho_{\text{H}_2\text{O}^*}$ o melhor ajuste é fornecido pela Eq. (1.1) em condições instáveis, enquanto em condições estáveis pela Eq. (1.2) (Figura 3.7i, j, k, l). Para $\sigma_{\rho\text{CO}_2}/\rho_{\text{CO}_2^*}$ o melhor ajuste é fornecido pela Eq. (1.1) para ambas as condições, instável e estável. No entanto, é importante observar que a nuvem de pontos na Figura 3.7i, j, k, l não sugere que a forma da curva deveria ser necessariamente como proposto. Somente os valores negativos de $\sigma_{\rho\text{CO}_2}/\rho_{\text{CO}_2^*}$ são analisados neste estudo para compará-los com os resultados de outras cidades. Como na seção anterior, o *MAD* é aplicado para remover valores espúrios de $\sigma_{\rho\text{CO}_2}/\rho_{\text{CO}_2^*}$ e $\sigma_{\rho\text{H}_2\text{O}}/\rho_{\text{H}_2\text{O}^*}$ causados por efeitos não locais, tal como a advecção de CO_2 na SI devido à multiplicidade de fontes (ou sorvedouros) na superfície urbana. Ramamurthy e Pardyjak (2015) verificaram que o transporte de CO_2 é muito influenciado por mecanismo conflitantes, resultando em um transporte em multiescala dos fluxos. Neste caso, os blocos de tamanho constante de 30 min utilizado para estimar as estatísticas neste estudo pode não ser o mais adequado para lidar com esses eventos em multiescala. Este problema pode ser resolvido aplicando a técnica de composição em multirresolução proposta por Vickers e Mahrt (2003), que fornece estatísticas com blocos de tamanho variável.

Sob condições neutras, $\sigma_{\rho\text{H}_2\text{O}}/\rho_{\text{H}_2\text{O}^*}$ apresenta um valor aproximadamente constante com $A_{\rho\text{H}_2\text{O}} = D_{\rho\text{H}_2\text{O}} = -2.74$ (Tabela 3.6). Semelhantemente, $\sigma_{\rho\text{CO}_2}/\rho_{\text{CO}_2^*}$ também se mantém relativamente constante sob condições neutras, com $A_{\rho\text{CO}_2} = -3.18$. A dependência de $\sigma_{\rho\text{H}_2\text{O}}/\rho_{\text{H}_2\text{O}^*}$ e $\sigma_{\rho\text{CO}_2}/\rho_{\text{CO}_2^*}$ do ζ' em condições estáveis não tem sido observada em áreas urbanas (Quan & Hu, 2009; Fortuniak et al., 2013). Uma possível explicação para esta dependência da estabilidade é a anisotropia da turbulência. Stiperski e Calaf (2018) mostraram que diferentes estados de anisotropia da turbulência correspondem a diferentes funções de similaridade. Else verificaram que a anisotropia pode gerar um grande espalhamento nos dados para condições muito estáveis ($\zeta' > 1$), em desacordo com o regime *z-less*.

Os valores de $\sigma_{\rho\text{H}_2\text{O}}/\rho_{\text{H}_2\text{O}^*}$ são negativos em todos os regimes de estabilidade em São Paulo. Isso indica que uma predominância de fluxos de umidade positivos (Fortuniak et al., 2013). Entretanto, para condições instáveis, $\sigma_{\rho\text{CO}_2}/\rho_{\text{CO}_2^*}$ assume valores negativos e positivos. Estes comportamentos são tipicamente observados em áreas suburbanas, onde a vegetação tem um papel importante nas evoluções diurnas das densidades de vapor d'água e dióxido de

carbono (Oliveira et al., 2020). Para condições estáveis, $|\sigma_x/x_x| > 2$ em média ($x = T, \rho_{H_2O}, \rho_{CO_2}$), em acordo com Fortuniak et al. (2013).

3.7.4 Incerteza das Funções de Similaridade para São Paulo

A incerteza das funções de similaridade dos desvios padrões normalizados, que considera o impacto das incertezas do d e L , é estimada por propagação de erros, conforme descrito na Seção 3.1.7, e assumindo: (a) incertezas no L de até 25% para condições estáveis e 63% para instáveis (Seção 3.1); (b) o valor global $d = 15.0 \pm 3.1$ m do TVM (Tabela 3.4); (c) altura das medidas $z = 25.4$ m; (d) constantes empíricas encontradas em São Paulo (Tabela 3.6). Foi verificado que a incerteza no valor global do d obtido pelo TVM gera em condições estáveis (instáveis) uma incerteza de 9% (10%) em $\phi_x(\zeta') = A_x(1 + B_x|\zeta'|)^{C_x}$ e 12% (10%) em $\phi_x(\zeta') = D_x + E_x|\zeta'|^{F_x}$ (onde $x = u, v, w, T, \rho_{H_2O}, \rho_{CO_2}$). Por sua vez, as incertezas no L geram em condições estáveis (instáveis) incertezas de até 8% (21%) e 10% (21%), respectivamente (Tabela 3.8).

Para condições estáveis, as incertezas globais em ϕ_w (ϕ_u e ϕ_v) são $\leq 9\%$ (12%). Para condições instáveis, essas incertezas aumentam, alcançando valores de até 21% (22%) em ϕ_w (ϕ_u e ϕ_v). Semelhantemente, as incertezas globais em $\phi_{\rho_{H_2O}}$ e $\phi_{\rho_{CO_2}}$ alcançam valores de até 6% e 11% (23%) para condições estáveis (instáveis), respectivamente. As maiores incertezas globais são verificadas em ϕ_T , cujos valores são de até 15% (23%) para condições estáveis (instáveis) (Tabela 3.8). Portanto, pode-se concluir que as funções de similaridade encontradas em São Paulo apresentam incertezas globais, devido às incertezas no d e L , de até 12% (23%) em $\phi(\zeta') = A(1 + B|\zeta'|)^C$ e 15% (23%) em $\phi_x(\zeta') = D + E|\zeta'|^F$ para condições estáveis (instáveis).

Tabela 3.8 – Incertezas das funções de similaridade obtidas para São Paulo

	Condição	Incerteza em $\phi_x = A_x(1 + B_x \zeta')C_x$ (%)					Incerteza em $\phi_x = D_x + E_x \zeta' ^{F_x}$ (%)	
		$x = u$	$x = v$	$x = w$	$x = \rho_{H2O}$	$x = \rho_{CO2}$	$x = T$	$x = \rho_{H2O}$
Incerteza em d	Estável	9	9	7	—	8	12	4
	Instável	9	10	9	10	10	10	—
Incerteza em L	Estável	8	8	6	—	7	10	4
	Instável	20	20	19	21	21	21	—
Incerteza global	Estável	12	12	9	—	11	15	6
	Instável	22	22	21	23	23	23	—

A incerteza em ϕ_x devido às incertezas em d e L é indicada pela incerteza global. Foi considerado nas estimativas: (a) incertezas de 25% (63%) em L para condições estáveis (instáveis); (b) o valor global $d = 15,0 \pm 3,1$ m do Método da Variância da Temperatura (TVM); (c) altura das medidas $z = 25,4$ m

3.8 AVALIAÇÃO DA ALTURA DAS MEDIDAS DE TURBULÊNCIA

Para avaliar objetivamente se as medidas de turbulência em São Paulo estão dentro da SI, é realizado uma Análise de Variância (ANOVA) de dois fatores (Montgomery & Runger, 2003) testando a hipótese nula de que os valores médios para condições neutras A_u , A_v e A_w de São Paulo e Roth (2000) são os mesmos. É considerado um nível de significância $\alpha = 0,05$. Os resultados da ANOVA estão resumidos na Tabela 3.9.

Tabela 3.9 – Análise de Variância (ANOVA) de dois fatores de A_u , A_v e A_w

Arranjo dos dados para a ANOVA						
Componente	Sítio					
	São Paulo			Outras cidades (Roth, 2000)		
	Média	Desvio padrão	m	Média	Desvio padrão	m
u	2,33	0,05	2708	2,32	0,16	14
v	2,06	0,04	2708	1,81	0,20	14
w	1,26	0,01	2708	1,25	0,07	11

Resultados da ANOVA					
Fonte de variação	SS	ν	MS	Razão- F	Valor- P
Sítio	0,31	1	0,31	206,3	< 0,0001
Interação	0,51	2	0,26	171,0	< 0,0001
Resíduo	12,27	8157	0,0015		

Resultados das Comparações Múltiplas (correção de Bonferroni)		
Componente	Estatística do t	Valor- P
u	0,96	> 0,9999
v	24,06	< 0,0001
w	0,85	> 0,9999

Teste realizado com nível de significância $\alpha = 0,05$. O primeiro fator é definido como ‘sítio’ e o segundo como ‘componente’. $m \equiv$ Número de blocos/elementos; $SS \equiv$ Soma dos quadrados; $\nu \equiv$ Graus de liberdade; $MS \equiv SS/DF$; Razão- $F \equiv MS_i/MS_{Resíduo}$ (onde $i =$ Sítio de medida, Interação)

A ANOVA indica que existe diferença estatística entre os sítios de medida (valor- P menor que 0,05) e interação entre os sítios e as componentes do vento. O teste post-hoc de Bonferroni de Comparações Múltiplas (Abdi, 2007) revela que esta diferença ocorre somente para a componente v . Essa diferença entre as estimativas de A_v é de 14% e pode estar associada com distorções do escoamento devido ao IRGASON (e.g., analisador de gás próximo do caminho do pulso ultrassônico; ver Figura A1), que geram erros de 20% (ou mais) na variância da componente lateral da velocidade, σ_v^2 (Horst et al., 2016). Assim, é razoável concluir que as médias para condições neutras A_u , A_v e A_w de São Paulo e Roth (2000) são estatisticamente iguais, implicando que as medidas de turbulência no presente sítio de estudo são realizadas na SI.

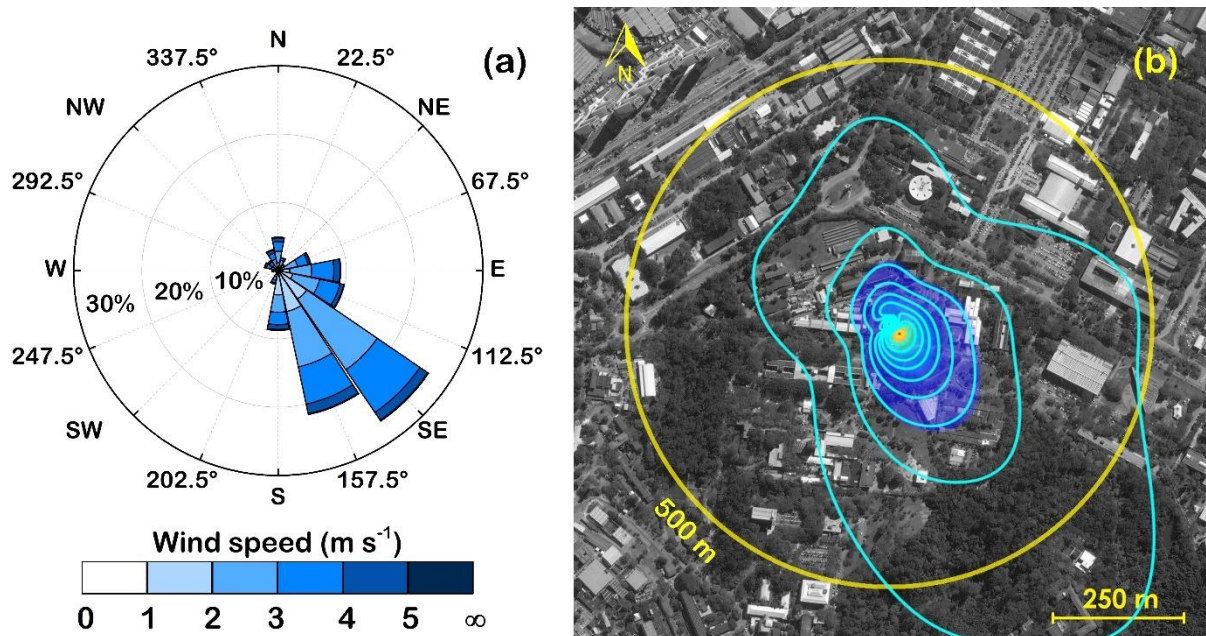
3.9 CLIMATOLOGIA DO FOOTPRINT

As simulações do FFP foram feitas com os valores globais $d = 15,0$ m e $z_0 = 0,52$ m obtidos na PM IAG pelos métodos anemométricos TVM e FVM (ver Tabela 3.4). A escolha dos métodos foi baseada na análise comparativa realizada na Seção 3.5 e apenas valores globais foram utilizados devido à pequena dispersão dos valores de d e z_0 por setor (~ 1 m e $\sim 0,10$ m, respectivamente). A altura das medidas foi definida como $z = 25,4$ m para todos os anos, uma vez que o valor de 26 m referente ao período de 2009–2012 apresenta uma diferença de apenas 2%. Além disso, este período também apresenta menos observações (ver Seção 2.1).

As áreas fontes contribuindo para até 90% dos fluxos medidos no sítio da PM IAG está majoritariamente confinada dentro da área circular com raio de 500 m, indicando que a maior parte da contribuição de *footprint* é local (Figura 3.8b). A forma das linhas de contorno de *footprint* segue a distribuição da frequência do vento, exibindo uma maior extensão nos setores SE e S, onde as densidades de edifícios são menores ($\lambda_P \leq 0,11$, Tabela 3.1) e a frequência e intensidade dos ventos são maiores (Figura 3.8a) no raio de 500 m. Os setores de vento SE e S são predominantemente compostos de vegetação, com fração de área arborizada, $\lambda_{P(v)}$, igual a 0,76 e 0,38, respectivamente (Tabela 3.1, Figura 3.1a). Isso indica que uma parte significativa das medidas de fluxo na PM IAG apresentam características de áreas rurais, em acordo com os resultados de Oliveira et al. (2020), por exemplo, que verificaram na PM IAG um ciclo diurno de fluxo de CO_2 caracterizado por valores positivos (emissão) à noite, associados à respiração da vegetação local, e negativos (redução) de dia devido à fotossíntese, em contraste com outros sítios urbanos onde há uma predominante emissão de CO_2 durante todo o dia (e.g., Velasco & Roth, 2010; Pawlak et al., 2011; Fortuniak et al., 2013).

Por outro lado, Oliveira et al. (2020) encontraram áreas sistematicamente maiores de fontes contribuindo para as medidas de fluxo na PM IAG. Essa diferença está associada à limitação do método utilizado por Oliveira et al. (2020) para determinar d (i.e., o método Ku), que é baseado em elementos de rugosidade com altura homogênea (ver Seção 2.3). Kent et al. (2017a) verificaram que métodos que consideram elementos de rugosidade com altura heterogênea, tais como os métodos anemométricos, geram áreas fontes menores (cerca de um terço ou menos) quando comparadas às áreas estimadas com valores de d derivados por métodos baseados em elementos de altura homogênea. Este resultado ocorre porque a altura efetiva das medidas ($z - d$) obtida para valores de d de métodos baseados em elementos de altura homogênea tende a ser duas vezes maior que a altura efetiva obtida por valores de d de métodos que consideram alturas heterogêneas (Kent et al., 2017a). De fato, sendo $z = 25,4$ m na PM IAG, o valor global $d = 4,2$ m estimado por Oliveira et al. (2020) define uma altura efetiva $z - d = 21,2$ m, que é duas vezes maior que o valor do presente estudo ($z - d = 10,4$ m). Isso confirma o quanto a análise de *footprint* é sensível aos parâmetros aerodinâmicos, especialmente d , reforçando a importância de estimar a acurácia objetivamente.

Figura 3.8 – Rosa dos ventos e climatologia de *footprint*



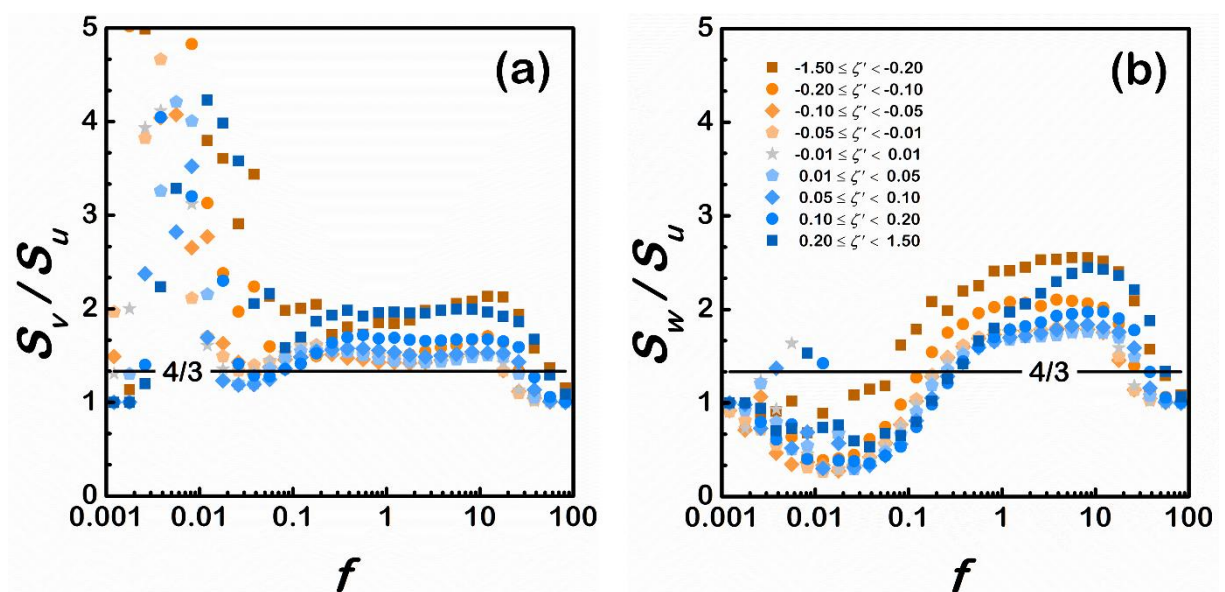
(a) Rosa dos ventos e (b) climatologia de *footprint* na PM IAG das medidas realizadas a 25,4 m acima do nível do solo entre 2009 e 2017. Resultados obtidos após a aplicação dos procedimentos do controle de qualidade na Figura 2.2 (exceto remoção de distorção do escoamento, CQ11). Em (b) a linha de contorno externa (ciano) delimita a área contribuindo para 90% dos fluxos turbulentos; o círculo amarelo com raio de 500 m está centrado na PM IAG (Fotografia por © CNES (2018) Distribution Airbus DS). Em (a) foram utilizadas as medidas de turbulência das componentes do vento. Os setores de direção do vento estão indicados por: N (337,5°–22,5°), NE (22,5°–67,5°), E (67,5°–112,5°), SE (112,5°–157,5°), S (157,5°–202,5°), SW (202,5°–247,5°), W (247,5°–292,5°), NW (292,5°–337,5°)

3.10 ESPECTROS DE TURBULÊNCIA PARA SÃO PAULO

3.10.1 Definindo o Subintervalo Inercial

O subintervalo inercial foi definido por meio da razão entre as densidades espectrais de u e v (S_v/S_u) e de u e w (S_w/S_u) (Figura 3.9). Nesta região, a ECT é transferida de escalas maiores para menores. Se a turbulência for localmente isotrópica no subintervalo inercial e o campo de velocidade for independente de rotações e reflexões do sistema de coordenadas, é esperado que $S_v = S_w = 4/3 S_u$ (Kolmogorov, 1991). Os resultados indicam que as razões tendem a um valor constante para f entre 1 e 10, em acordo com as faixas de frequência observadas em outros estudos (e.g., Roth, 2000; Roth et al., 2006; Fortuniak & Pawlak, 2015), convergindo para a razão isotrópica de $4/3$ próximo de condições neutras (ao menos S_v/S_u). Para condições neutras, S_v/S_u e S_w/S_u apresentam valor médio (e desvio padrão) igual $1,45 \pm 0,44$ e $1,73 \pm 0,59$ (i.e., com uma diferença do valor esperado menor que 9% e 30%, respectivamente) dentro do intervalo $1 < f < 10$. Em áreas (sub)urbanas foram reportados valores de S_v/S_u da ordem de 1,3 (Lundquist et al., 2004; Fortuniak & Pawlak, 2015), enquanto para S_w/S_u desvios consideráveis da teoria clássica de isotropia foram observados dentro e logo acima da SR urbana (Roth & Oke, 1993; Feigenwinter et al., 1999; Roth, 2000; Lundquist et al., 2004; Roth et al., 2006; Fortuniak & Pawlak, 2015). Essa questão é discutida nas análises subsequentes.

Figura 3.9 – Determinação da isotropia local



Razão entre as densidades espectrais de u e v (a) e de u e w (b) para diferentes faixas de valores do parâmetro de estabilidade ζ' . Condições instáveis (estáveis) são indicadas por tons de laranja (azul) e condições neutras de cinza. f é a frequência normalizada. A linha sólida preta indica o valor de $4/3$ previsto pela isotropia

3.10.2 Parâmetros Espectrais no Subintervalo Inercial

Os coeficientes $a_x\phi_\varepsilon^{2/3}$, $a_x\Phi_x$ e b_x foram estimados ajustando a Eq. (1.3) aos espectros de cada bloco de 30 min no subintervalo inercial ($1 < f < 10$) pelo MMQ. Somente os resultados que cumpriram as condições $R^2 > 0,80$ e $|b_x + 0,667|/0,667 < 0,20$ foram considerados. A Tabela 3.10 apresenta os valores médios dos coeficientes dos ajustes em condições neutras.

Os valores médios de b_x são próximos da potência $-2/3$ predita pela lei de Kolmogorov, variando de $-0,61$ a $-0,65$, em acordo com outros estudos em áreas (sub)urbanas (e.g., Roth & Oke, 1993; Oikawa & Meng, 1995; Roth et al., 2006; Christen et al., 2009; Fortuniak et al., 2015; Ramamurthy & Pardyjak, 2015). As médias de $a_x\phi_\varepsilon^{2/3}$ para condições neutras, $a_u\phi_\varepsilon^{2/3}(0) = 0,15$, $a_v\phi_\varepsilon^{2/3}(0) = 0,21$ e $a_w\phi_\varepsilon^{2/3}(0) = 0,26$, são menores que os valores encontrados por Fortuniak e Pawlak (2015) em Łódź ($0,31-0,32$, $0,42-0,43$ e $0,35-0,36$ respectivamente) por um fator da ordem de $1/2$ para nS_u/u_*^2 e nS_v/u_*^2 , enquanto para nS_w/u_*^2 este fator é um pouco menor ($\sim 1/3$). No entanto, a razão $a_v/a_u = 1,39$ (definida pela razão entre $a_v\phi_\varepsilon^{2/3}(0)$ e $a_u\phi_\varepsilon^{2/3}(0)$) se aproxima do valor $4/3$ predito pela isotropia local com uma diferença de 4%, em acordo com Fortuniak e Pawlak (2015). Por outro lado, $a_w/a_u = 1,71$ apresenta uma diferença 28% maior, em contraste com outros estudos de turbulência em áreas urbanas onde a_w/a_u é tipicamente menor que $4/3$, independentemente da razão z/\bar{H} (e.g., Roth et al., 2006; Christen et al., 2009; Fortuniak & Pawlak, 2015).

Tabela 3.10 – Coeficientes ajustados dos (co)espectros normalizados sob condições neutras

x	Espectros				
	$a_x\phi_\varepsilon^{2/3}(0)$	$a_x\Phi_x(0)$	b_x	α_x	m
u	$0,15 \pm 0,08$	—	$-0,62 \pm 0,06$	$0,28 \pm 0,19$	1896
v	$0,21 \pm 0,10$	—	$-0,63 \pm 0,06$	$0,39 \pm 0,26$	1664
w	$0,26 \pm 0,14$	—	$-0,61 \pm 0,05$	$0,48 \pm 0,34$	1660
T	—	$0,76 \pm 0,20$	$-0,65 \pm 0,11$	$1,40 \pm 0,87$	3
ρ_{H2O}	—	$0,25 \pm 0,21$	$-0,62 \pm 0,07$	$0,47 \pm 0,44$	457
ρ_{CO2}	—	$0,33 \pm 0,25$	$-0,63 \pm 0,07$	$0,61 \pm 0,55$	244
wx	Coespectros				
	$a_{wx}G_{wx}(0)$	b_{wx}	α_{wx}	m	
wu	$0,07 \pm 0,05$	$-1,29 \pm 0,15$	$0,24 \pm 0,24$	137	
wT	$0,10 \pm 0,06$	$-1,28 \pm 0,15$	$0,33 \pm 0,32$	395	
$w\rho_{H2O}$	$0,10 \pm 0,07$	$-1,29 \pm 0,15$	$0,33 \pm 0,33$	324	
$w\rho_{CO2}$	$0,10 \pm 0,07$	$-1,30 \pm 0,15$	$0,35 \pm 0,33$	172	

Valores apresentados como média \pm desvio padrão. Condições neutras foram definidas para $|\zeta'| < 0,01$. $a_x\phi_\varepsilon^{2/3}$, $a_x\Phi_x$, $a_{wx}G_{wx}$, b_x e b_{wx} são coeficientes dos ajustes. $m \equiv$ número de blocos de 30 min; $\alpha_x \equiv$ constante de Kolmogorov para x e $\alpha_{wx} \equiv$ constante universal para o coespectro de w e x , onde foi assumido $\phi_\varepsilon(0) = \Phi_x(0) = G_{wx}(0) = 1$

Roth et al. (2006) argumentaram que, em ambientes urbanos, uma possível explicação para o desvio de S_w/S_u (ou a_w/a_u) do valor predito pode ser a violação da hipótese de Taylor, a qual assume que todos os vórtices turbulentos são advectados na direção do vento médio sem mudanças em suas propriedades (Cheng et al., 2017). Por exemplo, Cheng et al. (2017) demonstraram que a hipótese de Taylor falha para vórtices menores, uma vez que eles perdem suas propriedades coerentes ao serem advectados (i.e., suas propriedades não são conservadas). Além disso, Stiperski et al. (2019) verificaram sobre superfícies inclinadas e horizontalmente heterogêneas uma prevalência de turbulência anisotrópica de duas componentes para condições instáveis, sugerindo que este seja o estado de referência nestas condições de estabilidade. Para condições estáveis, por outro lado, eles verificaram que a complexidade da turbulência (definida pelo desvio da estrutura turbulenta de sua forma ‘canônica’ sobre superfícies ideais) pode ser causada pelo efeito da persistência do gradiente de velocidade do vento média em escalas menores, afetando a turbulência no subintervalo inercial. Outros mecanismos físicos, tais como cisalhamento do vento direcional (onde $\overline{v'w'} \neq 0$) e modos de “água rasa” (e.g., ondas de gravidade, que afetam principalmente as variâncias de escalares), também contribuem para o aumento da complexidade da turbulência (Stiperski et al., 2019). Portanto, é razoável concluir que o desvio da razão de 4/3 observado para S_w/S_u em áreas urbanas está possivelmente associado à turbulência anisotrópica de duas componentes e à complexidade da turbulência.

3.10.3 Constante de Kolmogorov

Diversos valores da constante de Kolmogorov para a componente longitudinal do vento, α_u , derivados de medidas na atmosfera, em túnel de vento etc., têm sido reportados na literatura, variando de 0,36 a 0,59 (Dyer & Hicks, 1982; Högström et al., 1990; Xue-Ling et al., 2010). O valor proposto para α_u por Högström (1990), e posteriormente desenvolvido por Högström et al. (1996), de 0,52 tem sido comumente utilizado em estudos de turbulência (e.g., Nilsson et al., 2016; Hackerott et al., 2017; Andersson et al., 2019; Roy et al., 2021). Devido à isotropia local, é esperado que α_v e α_w sejam ambas iguais a $4/3\alpha_u$ (Fortuniak et al., 2015). Assim, a constante de Kolmogorov para v e w pode ser avaliada como sendo 0,69, adotando $\alpha_u = 0,52$.

Definindo $\phi_\epsilon(0) = 1$ pela hipótese de equilíbrio local, a constante de Kolmogorov para a componente x do vento pode ser estimada através da média dos coeficientes $\alpha_x \phi_\epsilon^{2/3}$ sob condições neutras. Seguindo esta metodologia, o valor médio de α_u encontrado neste estudo, 0,28, é menor que os valores encontrados na literatura. Semelhantemente, os valores médios de

α_v (0,39) e α_w (0,48) também são menores que o valor esperado ($\sim 0,69$), embora sejam próximos das estimativas de Kaimal et al. (1972), 0,48 e 0,50 respectivamente, que utilizaram medidas de turbulência realizadas sobre uma superfície quase ideal (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

As diferenças maiores que 20% observadas entre o valor de α_u estimado neste estudo e aqueles encontrados na literatura indicam que deve existir um desbalanço entre os termos de produção e dissipação local de ECT. Conforme proposto por Högström (1990), o coeficiente de desbalanço pode ser determinado como $\phi_\varepsilon(0) = (0,28/0,52)^{3/2} \approx 0,40$, onde 0,52 foi adotado como o valor de referência para α_u . Este resultado revela uma ‘dissipação inadequada’ de turbulência, uma vez que apenas 40% da ECT gerada é localmente dissipada para sob condições neutras (Li et al., 2008). Note também que $[\phi_\varepsilon(0)]^{2/3} \approx 0,54$, o que explicaria por que as estimativas de $\alpha_x \phi_\varepsilon^{2/3}(0)$ são cerca da metade dos valores encontrados por Fortuniak e Pawlak (2015). Outros estudos em áreas urbanas também reportaram uma dissipação inadequada de ECT próximo de condições neutras (Clarke et al., 1982; Roth & Oke, 1993; Kanda et al., 2002; Roth et al., 2006). Valores de $\phi_\varepsilon(0) < 1$ também têm sido observados sobre superfícies rurais (e.g., Oncley et al., 1996; Pahlow et al., 2001; Li et al., 2008). Li et al. (2008) concluíram que este desbalanço está associado ao transporte vertical de turbulência para camadas superiores devido aos termos de transporte de pressão e de ECT. Além disso, como apontado por Roth e Oke (1993), em um ambiente urbano a interação entre o escoamento e os elementos de rugosidade, somada a outros fatores (e.g., plumas), podem aumentar o transporte de ECT produzida localmente, bem como de variância de escalares, para a atmosfera, levando a uma dissipação inadequada.

Por outro lado, Fortuniak e Pawlak (2015) verificaram um excesso de dissipação local em seus sítios urbanos (i.e., $\phi_\varepsilon(0) > 1$), apresentando uma dissipação local até 21% maior que a produção local, semelhantemente aos resultados de Högström et al. (1990) obtidos para área rural. Apesar do desbalanço observado, Fortuniak e Pawlak (2015) concluíram que as relações de similaridade para a taxa de dissipação molecular de ECT baseadas na hipótese de equilíbrio local podem ser aplicadas em áreas urbanas e confirmam a relação estreita entre ϕ_ε e ϕ_m .

Por sua vez, definindo $\Phi_x(0) = 1$, a média da constante de Kolmogorov para a densidade de CO₂ (0,61) está em acordo com o valor 0,68 estimado por Norman et al. (2012) utilizando medidas de turbulência próximas ao mar, que também encontraram um $\alpha_{\rho_{CO_2}}$ menor que as estimativas derivadas de medidas sobre o mar, plantações etc., cujos valores variam de 0,78 a 0,89 (Ohtaki, 1982; Verma & Anderson, 1984; Iwata et al., 2005; Xue-Ling et al., 2010).

Semelhantemente, $\alpha_{\rho_{H_2O}}$ também apresenta um valor médio (0,47) menor que as estimativas encontradas na literatura, e.g., 0,76 obtida por Iwata et al. (2005) ou 0,99 por Verma e Anderson (1984). Apesar disso, a média deste estudo é comparável ao valor 0,58 estimado por Smedman-Högström (1973) em uma área rural. Por outro lado, a média de α_T (baseada em pouquíssimos dados) é maior que o valor 0,80 proposto por Högström (1996) devido à divergência de Φ_T observada para condições neutras em áreas urbanas (**Erro! Fonte de referência não encontrada. Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

Como observado para as componentes do vento, os valores possivelmente subestimados de $\alpha_{\rho_{CO_2}}$ e $\alpha_{\rho_{H_2O}}$ devem estar associados a um desbalanço entre a dissipação e produção local das variâncias de ρ_{CO_2} e ρ_{H_2O} , uma vez que a hipótese comumente adotada de que os termos de transporte são desprezíveis (ou iguais em magnitude) nem sempre é válida (Sjöblom & Smedman, 2002; 2004). Por exemplo, assumindo a hipótese $\alpha_T = \alpha_{\rho_{H_2O}} = \alpha_{\rho_{CO_2}} \approx 0,80$ com base nos resultados de Andreas (1987), Iwata et al. (2005) e Xue-Ling et al. (2010), e considerando $\phi_\varepsilon(0) \approx 0,40$, o coeficiente de desbalanço para os escalares pode ser estimado como $\phi_{N_x}(0) \approx (\alpha_x/0,80) \times 0,40^{1/3}$, semelhantemente ao procedimento para $\phi_\varepsilon(0)$ (Högström, 1990). Logo, apenas 43% e 56% da variância de ρ_{H_2O} e ρ_{CO_2} gerada localmente é dissipada, enquanto a dissipação local da variância de temperatura é 29% maior que a produção local.

3.10.4 Parâmetros e Constantes Coespectrais no Subintervalo Inercial

Determinando os coeficientes $a_{wx}G_{wx}$ e b_{wx} através do ajuste da Eq. (1.4) aos coespectros normalizados, foram obtidos valores médios de b_{wx} próximos da potência $-4/3$ no subintervalo inercial, variando de $-1,28$ a $-1,30$ (**Erro! Fonte de referência não encontrada. Erro! Fonte de referência não encontrada.**). O valor médio de $a_{uw}G_{uw}$ para condições neutras (0,07) é igual ao resultado encontrado por Fortuniak e Pawlak (2015) em um de seus sítios urbanos. Para os fluxos de escalares, foi encontrada a relação $a_{wT}G_{wT}(0) = a_{w\rho_{H_2O}}G_{w\rho_{H_2O}}(0) = a_{w\rho_{CO_2}}G_{w\rho_{CO_2}}(0) = 0,10$, cujo valor está dentro da faixa 0,090–0,160 obtida para $a_{wT}G_{wT}(0)$ por Su et al. (2004) utilizando medidas de turbulência sobre florestas. Além disso, Su et al. (2004) verificaram que $a_{wT}G_{wT}(0)$ varia com a altura das medidas, a estação do ano e a morfologia do dossel, o que sugere que o valor médio (0,10) encontrado em São Paulo pode divergir de outros sítios urbanos.

Como uma consequência da relação encontrada para os fluxos de escalares, assumindo $G_{wT}(0) = G_{w\rho_{H_2O}}(0) = G_{w\rho_{CO_2}}(0) = 1$, é plausível concluir que $\alpha_{wT} = \alpha_{w\rho_{CO_2}} = \alpha_{w\rho_{H_2O}} = 0,33$ em

áreas urbanas. Embora este resultado seja 18% menor que o valor 0,40 estimado para α_{wT} sobre superfície plana e homogênea (Kaimal et al. 1972; Wyngaard & Coté, 1972), a diferença entre as estimativas está provavelmente associada ao desbalanço observado para ϕ_ϵ sob condições neutras, uma vez que $G_{wx}(0) \approx [\phi_\epsilon(0)]^{1/3} \approx 0,40^{1/3} \approx 0,74$. Assim, quando o efeito de desbalanço é corrigido, $a_{wx} = 0,10/G_{wx}(0) \approx 0,10/0,74 \approx 0,14$, convergindo para o valor encontrado para a_{wT} por Kaimal et al. (1972) e Wyngaard e Coté (1972).

3.10.5 Taxas de Dissipação Espectrais

A validade das relações de similaridade das taxas de dissipação molecular (ver Seção 2.6) foi verificada através do ajuste (via MMQ) destas funções às médias de $a_x \phi_\epsilon^{2/3}$ e $a_x \Phi_x$ em *bins* de estabilidade (igualmente espaçados) distribuídos logaritmicamente. Assumindo a_x independente da estabilidade (Su et al., 2004), as relações de similaridade para as taxas de dissipação foram determinadas dividindo os coeficientes pelos seus respectivos valores médios sob condições neutras, corrigindo o efeito de desbalanço, com exceção para $a_T \Phi_T$, cujos valores foram divididos apenas por $\alpha_T/(2\pi\kappa)^{2/3}$ (assumindo $\alpha_T = 0,80$) devido à divergência de Φ_T em condições neutras (Figura 3.10). Seguindo a recomendação de Högström (1988), a produção de cisalhamento normalizada foi expressa por $\phi_m(\zeta') = (1 - 19,3\zeta')^{-1/4}$ para condições instáveis e $\phi_m(\zeta') = 1 + 6,0\zeta'$ para condições estáveis. A qualidade dos ajustes foi avaliada através do coeficiente de determinação, R^2 , e do Qui-quadrado reduzido, χ_v^2 .

Em geral, R^2 apresenta valores majoritariamente $\geq 0,60$. O menor valor ($R^2 = 0,47$) foi verificado para Φ_T sob condições estáveis e está associado à maior dispersão dos dados quando $\zeta' > 1$ (Figura 3.10d). Além disso, os valores de χ_v^2 estão dentro de um intervalo de confiança de 98%, indicando uma boa representatividade dos dados pelas relações propostas (Tabela 3.11). Mais importante, os resultados dos ajustes demonstram que as taxas de dissipação normalizadas de ECT e de variância da densidade de gases passivos, quando divididas por seus valores em condições neutras, podem ser descritas em áreas urbanas por relações de similaridade baseadas na hipótese de equilíbrio local (i.e., dissipação local igual à produção local), sugerindo que a conclusão de Fortuniak e Pawlak (2015) pode ser estendida para a variância de escalares.

Tabela 3.11 – Taxas de dissipação molecular e modelos espectrais para áreas urbanas

Taxas de dissipação de variâncias e energia cinética turbulenta				
Cidade	Condições instáveis			
	$\phi_\epsilon^{2/3}$	$\Phi_{\rho_{H_2O}}$	$\Phi_{\rho_{CO_2}}$	Φ_T
São Paulo	$[(1 - 19,3\zeta')^{-1/4} - 2,62\zeta']^{2/3}$ $R^2 = 0,91, \chi_7^2 = 0,24$	$(1 - 6\zeta')^{-0,5}$ $R^2 = 0,83, \chi_{10}^2 = 1,11$	$(1 - 5\zeta')^{-0,5}$ $R^2 = 0,60, \chi_{13}^2 = 1,62$	$0,20 + 0,0015(-\zeta')^{-1,6*}$ $R^2 = 0,81, \chi_4^2 = 0,95$
Łódź ^a	$[(1 - 37\zeta')^{-1/4} - \zeta']^{2/3}$	—	—	—
Basel ^b	$[(0,93 - 5,4\zeta')^{-1,1} - 2\zeta']^{2/3*}$	—	—	$1,42(-0,03 - 24\zeta')^{-0,46}[(0,93 - 5,4\zeta')^{-1,1} - 2\zeta']^{-1/3*}$
Tóquio-Vancouver ^c	$[(1 - 10,5\zeta')^{-1} - \zeta']^{2/3*}$	—	—	$0,68(1 - 9,69\zeta')^{-1/2}[(1 - 10,5\zeta')^{-1} - \zeta']^{-1/3*}$
Condições estáveis				
	$\phi_\epsilon^{2/3}$	$\Phi_{\rho_{H_2O}}$	$\Phi_{\rho_{CO_2}}$	Φ_T
São Paulo	$1 + 1,08\zeta'^{3/5}$ $R^2 = 0,80, \chi_8^2 = 0,24$	$1 + 1,79\zeta'$ $R^2 = 0,93, \chi_{13}^2 = 0,82$	$1 + 0,62\zeta'$ $R^2 = 0,72, \chi_{12}^2 = 2,15$	$1,04 + 0,003\zeta'^{-1,6*}$ $R^2 = 0,47, \chi_6^2 = 2,24$
Łódź ^a	$1 + 1,56\zeta'^{3/5}$	—	—	—

Tabela 3.11 – Continuação

Taxas de dissipação de fluxos				
Cidade	Condições instáveis			
	G_{uw}	$G_{w\rho_{H_2O}}$	$G_{w\rho_{CO_2}}$	G_{wT}
São Paulo	0,92	0,882	0,863	0,837
	$\chi_{10}^2 = 1,94$	$\chi_{15}^2 = 0,75$	$\chi_{12}^2 = 1,03$	$\chi_9^2 = 2,26$
Vancouver ^d	—	< 1	—	< 1
Condições estáveis				
	G_{uw}	$G_{w\rho_{H_2O}}$	$G_{w\rho_{CO_2}}$	G_{wT}
São Paulo	$1 + 2,98\zeta'$	$1 + 3,10\zeta'$	$1 + 2,3\zeta'$	$1 + 1,73\zeta'$
	$R^2 = 0,91, \chi_{11}^2 = 1,92$	$R^2 = 0,93, \chi_{14}^2 = 0,62$	$R^2 = 0,73, \chi_{13}^2 = 0,38$	$R^2 = 0,85, \chi_7^2 = 0,27$
Łódź-Lipowa ^a	$1 + 3,3\zeta'^{0,57}$	—	—	—
Łódź-Narutowicza ^a	$1 + 5,8\zeta'^{0,68}$	—	—	—

$\Phi_x = \phi_{N_x} \phi_e^{-1/3}$, onde ϕ_e e ϕ_{N_x} são as relações de similaridade para as taxas de dissipação de energia cinética turbulenta e variância do escalar x , respectivamente. $R^2 \equiv$ Coeficiente de determinação; $\chi_\nu^2 \equiv$ Qui-quadrado reduzido, onde ν é o grau de liberdade; nS_x/x_*^2 é o espectro normalizado de x . Os valores de χ_ν^2 estão dentro de um intervalo de confiança de 98%

* Sem correção do efeito de desbalanço

^a Fortuniak e Pawlak (2013)

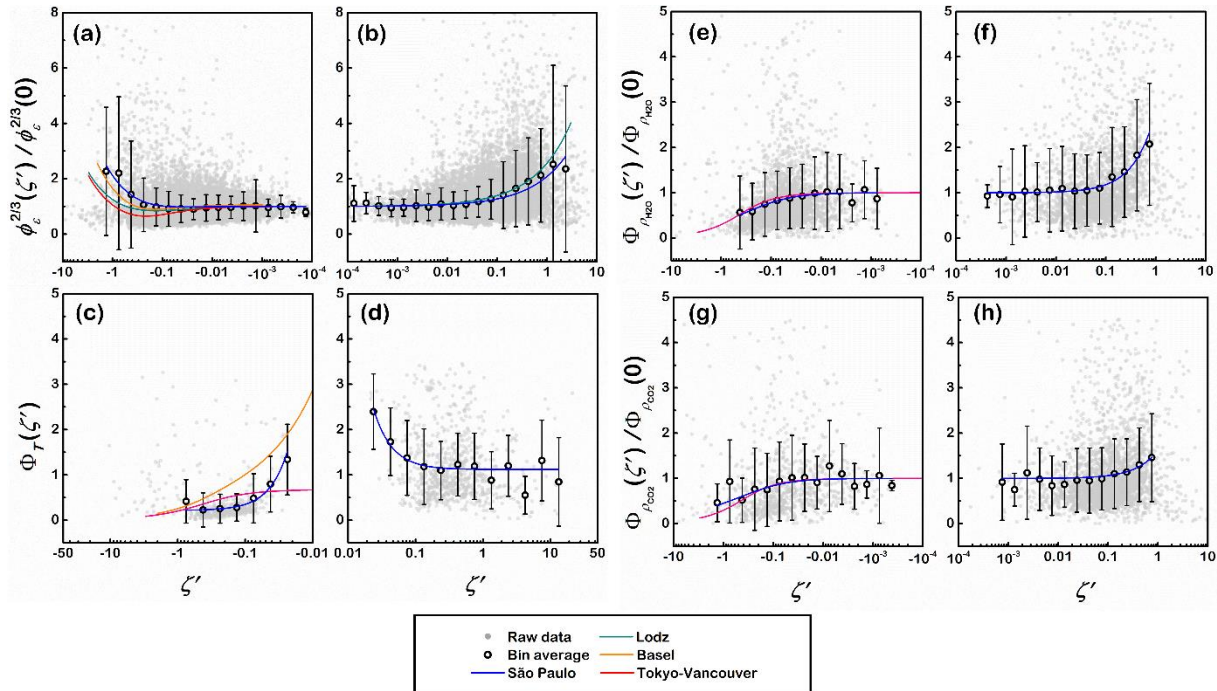
^b Roth et al. (2006)

^c Kanda et al. (2002)

^d Roth e Oke (1993)

Sob condições instáveis, as relações de similaridade para $\phi_\varepsilon^{2/3}$ encontradas em outras cidades subestimam o comportamento médio dos dados obtidos em São Paulo, o qual pode ser descrito por $\phi_\varepsilon^{2/3}(\zeta') = [(1 - 19,3\zeta')^{-1/4} - 2,62\zeta']^{2/3}$ (Figura 3.10a; Tabela 3.11). Particularmente, a relação obtida por Roth et al. (2006) em Basel apresenta menor divergência em comparação com as relações encontradas em outros estudos em áreas urbanas (e.g., Kanda et al., 2002; Fortuniak & Pawlak, 2015). Sob condições estáveis, a relação $\phi_\varepsilon^{2/3}(\zeta') = 1 + 1,56\zeta'^{3/5}$ encontrada por Fortuniak e Pawlak (2015) em Łódź descreve razoavelmente bem os valores médios de $\phi_\varepsilon^{2/3}$. Contudo, ela tende a superestimar os valores quando $\zeta' > 1$. O melhor ajuste para condições estáveis foi obtido pela relação $\phi_\varepsilon^{2/3}(\zeta') = 1 + 1,08\zeta'^{3/5}$ (Figura 3.10b).

Figura 3.10 – Taxas de dissipação normalizadas de em função da estabilidade



$\Phi_x = \phi_{N_x} \phi_\varepsilon^{-1/3}$, onde ϕ_ε é a taxa de dissipação de energia cinética turbulenta e ϕ_{N_x} é a taxa de dissipação da metade da variância de temperatura ($x = T$), densidade de vapor d'água ($x = \rho_{H_2O}$) e de CO_2 ($x = \rho_{CO_2}$). ζ' é o parâmetro de estabilidade. As taxas de dissipação foram divididas por seus respectivos valores em condições neutras, $\phi_\varepsilon(0)$ e $\Phi_x(0)$, para corrigir o efeito de desbalanço nas relações de similaridade (exceto para Φ_T). Os círculos pretos e as barras representam a média e o desvio padrão dos dados de cada *bin*, respectivamente. Em (e) e (g) a curva para Tóquio-Vancouver é dada pela relação de similaridade de Φ_T obtida por Kanda et al. (2002) dividida por seu valor quando $\zeta' = 0$. As relações de similaridade para cada cidade estão apresentadas na Tabela 3.11

As relações de similaridade para Φ_T , derivadas por Kanda et al. (2002) e Roth et al. (2006) sob condições instáveis, não descrevem a divergência dos dados para $+\infty$ quando ζ' tende a zero, indicando que relações da forma $\Phi_T(\zeta') = c_6 + c_7|\zeta'|^{-|p_3|}$ representam o

comportamento médio de Φ_T em áreas urbanas mais adequadamente (Figura 3.10c). Neste estudo, $\Phi_T(\zeta') = 0,20 + 0,0015(-\zeta')^{-1,6}$ e $\Phi_T(\zeta') = 1,04 + 0,003\zeta'^{-1,6}$ apresentaram o melhor ajuste para condições instáveis e estáveis, respectivamente. Apesar da dispersão de Φ_T para $\zeta' > 1$, as médias oscilam em torno de um valor constante dado pela assíntota horizontal $\Phi_T = 1,04$, em acordo com os resultados de Pahlow et al. (2001) para áreas rurais.

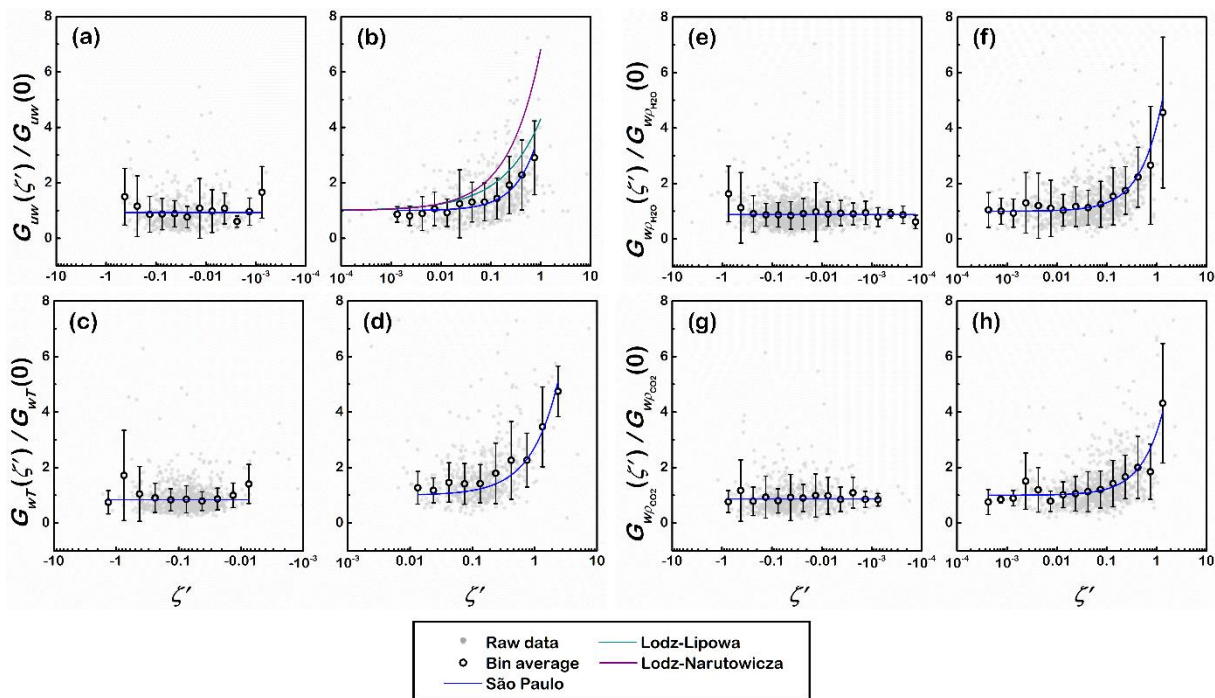
Diferentemente de Φ_T , os valores médios de $\Phi_{\rho_{H_2O}}$ e $\Phi_{\rho_{CO_2}}$ crescem com o aumento da estabilidade, sendo descritos pelas relações $\Phi_{\rho_{H_2O}}(\zeta') = 1 + 1,79\zeta'$ e $\Phi_{\rho_{CO_2}}(\zeta') = 1 + 0,62\zeta'$. Por outro lado, semelhantemente à Φ_T , sob condições instáveis as médias de $\Phi_{\rho_{H_2O}}$ e $\Phi_{\rho_{CO_2}}$ decrescem com o aumento da instabilidade e tendem a um valor constante para $\zeta' \ll -1$ (i.e., no regime de convecção livre). O melhor ajuste foi obtido pelas relações $\Phi_{\rho_{H_2O}}(\zeta') = (1 - 6\zeta')^{-0,5}$ e $\Phi_{\rho_{CO_2}}(\zeta') = (1 - 5\zeta')^{-0,5}$. Esses resultados indicam $\Phi_{\rho_{H_2O}} \approx \Phi_{\rho_{CO_2}}$ em áreas urbanas, em acordo com estudos de turbulência realizados sobre o mar e plantações para condições instáveis, tais como Ohtaki (1982) e Iwata et al. (2005). Segundo o conhecimento do autor, não há na literatura relações de similaridade derivadas de áreas urbanas para as taxas de dissipação da variância de ρ_{H_2O} e ρ_{CO_2} . Contudo, assumindo $\Phi_{\rho_{H_2O}} = \Phi_{\rho_{CO_2}} = \Phi_T$, o comportamento médio de $\Phi_{\rho_{H_2O}}$ e $\Phi_{\rho_{CO_2}}$ pode ser descrito razoavelmente pela expressão obtida por Kanda et al. (2002) para Φ_T (utilizando medidas de turbulência em Tóquio, JP, e Vancouver, CA), quando dividida por seu valor para $\zeta' = 0$ (Figura 3.10e, g). Note que ambos $\Phi_{\rho_{H_2O}}$ e $\Phi_{\rho_{CO_2}}$ decaem com um expoente igual a $-0,5$, sendo possível concluir que, em média, $\Phi_x \approx \phi_{N_x}$, uma vez que a taxa de dissipação da variância decai com expoente $-1/2$ sob condições instáveis conforme relatado em diversos estudos (e.g., Ohtaki, 1982; Dyer e Bradley, 1982; Högström, 1988; Kanda et al., 2002; Iwata et al, 2005; Roth et al., 2006).

3.10.6 Taxas de Dissipação Coespectrais

As relações para G_{wx} foram determinadas analogamente às taxas de dissipação de ECT e da variância de escalares. Assumindo que A_{wx} não varia com a estabilidade, os coeficientes $a_{wx}G_{wx}$ foram divididos pelo valor médio sob condições neutras, $a_{wx}G_{wx}(0)$, a fim de corrigir o efeito de desbalanço. Para condições instáveis, G_{wx} apresenta em média um valor aproximadamente constante, em acordo com os resultados encontrados em áreas urbanas para os fluxos de momento, calor e umidade (Roth & Oke, 1993; Fortuniak & Pawlak, 2015) (Figura 3.11a, c, e, g). Ajustando às médias uma função constante foram encontrados os valores $G_{wx}(\zeta')$

= 0,84–0,92, que são ligeiramente menores que o valor (igual a 1) predito por Kaimal et al. (1974) (**Erro! Fonte de referência não encontrada. Erro! Fonte de referência não encontrada.**). Roth e Oke (1993) também verificaram em Vancouver valores de G_{wT} e $G_{wp_{H_2O}}$ menores que o esperado. Para condições estáveis, a relação linear $G_{wx}(\zeta') = 1 + c_{wx}\zeta'$ descreve razoavelmente bem os dados para São Paulo, apresentando um coeficiente R^2 variando de 0,73 a 0,93 e valores de χ^2_ν dentro de um intervalo de confiança de 98% (Figura 3.11b, d, f, h; Tabela 3.11). Particularmente, as curvas obtidas em Łódź por Fortuniak e Pawlak (2015) superestimam o comportamento médio de G_{uw} , que é mais bem descrito por $G_{uw}(\zeta') = 1 + 2,98\zeta'$. Em relação aos fluxos de escalares, foram obtidas as constantes empíricas $c_{wT} = 1,73$, $c_{wp_{H_2O}} = 3,10$ e $c_{wp_{CO_2}} = 2,3$.

Figura 3.11 – Taxas de dissipação normalizadas de fluxos em função da estabilidade



G_{uw} , G_{wT} , $G_{wp_{H_2O}}$ e $G_{wp_{CO_2}}$ correspondem às taxas de dissipação dos fluxos de momento, calor, vapor d'água e CO_2 , respectivamente. ζ' é o parâmetro de estabilidade. As taxas normalizadas foram divididas por seus respectivos valores em condições neutras, $G_{wx}(0)$, para corrigir o efeito de desbalanço nas relações de similaridade. As relações de similaridade para cada cidade estão apresentadas na Tabela 3.11

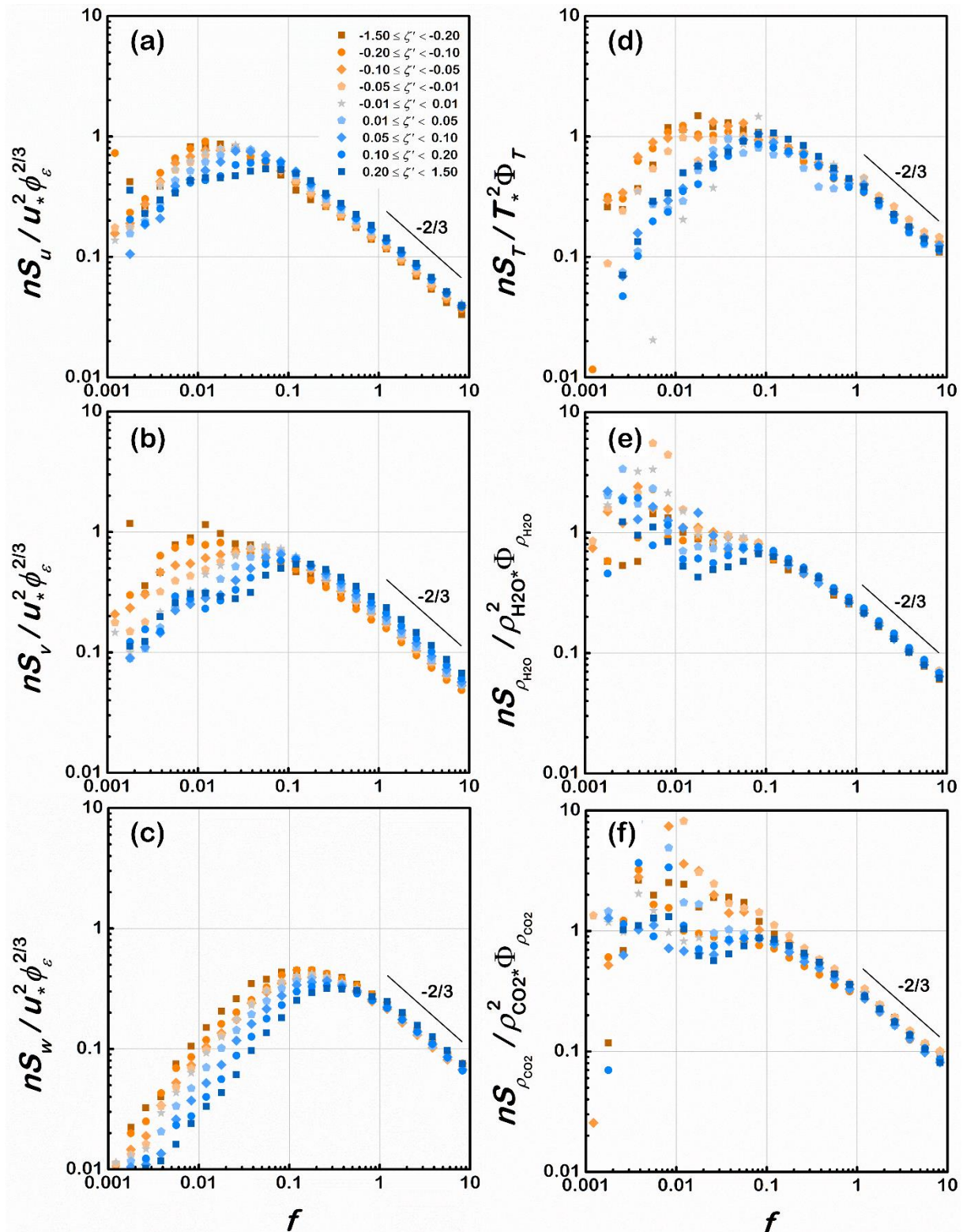
3.10.7 Espectros Normalizados para São Paulo

Dividindo os espectros normalizados das componentes do vento e dos escalares pelas relações de similaridade encontradas em São Paulo para $\phi_\epsilon^{2/3}$ e Φ_x , respectivamente, a dependência de ζ' pode ser removida e os espectros para diferentes condições de estabilidade

convergem para uma única linha reta no subintervalo inercial. Para analisar a evolução dos espectros, o parâmetro de estabilidade foi distribuído em 9 faixas de estabilidade dentro do intervalo $-1,5 \leq \zeta' \leq 1,5$ (Figura 3.12). No presente estudo, os espectros para condições neutras foram definidos pela faixa: $-0,01 \leq \zeta' < 0,01$.

Em geral, semelhantemente ao comportamento ilustrado pelas observações em Łódź (ver Fortuniak e Pawlak, 2015), os espectros normalizados para São Paulo também convergem no subintervalo inicial, $1 < f < 10$, onde a intensidade espectral segue a lei de Kolmogorov decaindo com um expoente da ordem de $-2/3$ (ver **Erro! Fonte de referência não encontrada. Erro! Fonte de referência não encontrada.**), como observado em outros estudos em áreas urbanas (e.g., Roth et al., 2003; Roth et al., 2006; Ramamurthy & Pardyjak, 2015). Os picos dos espectros das componentes do vento e da temperatura apresentam uma dependência de ζ' , deslocando-se para altas frequências com o aumento da estabilidade. No entanto, esta dependência não é clara para os espectros de ρ_{H_2O} e ρ_{CO_2} , que apresentam uma ‘aparente’ dispersão para $f < 0,02$ (Figura 3.12e, f). Ramamurthy e Pardyjak (2015), por exemplo, verificaram que em áreas urbanas processos advectivos de grande escala podem influenciar o espectro de CO_2 na região de baixas frequências. Essa questão será discutida mais adiante.

Figura 3.12 – Espectros normalizados das velocidades e escalares para São Paulo



Os espectros normalizados, nS_x/x_*^2 , das variâncias de velocidade (a–c) e escalares (d–f) foram divididos pelas respectivas taxas de dissipação. Condições instáveis (estáveis) são representadas por tons de laranja (azul) e condições neutras por cinza. A linha sólida preta indica a lei da potência $-2/3$ no subintervalo inercial ($1 < f < 10$)

Particularmente, para condições neutras, o comportamento do espectro normalizado em todo o intervalo de frequências pode ser descrito por modelos de camada limite (Larsén et al., 2021). O modelo de Kaimal é tipicamente utilizado na descrição da temperatura e das componentes horizontais do vento, apresentando a forma geral

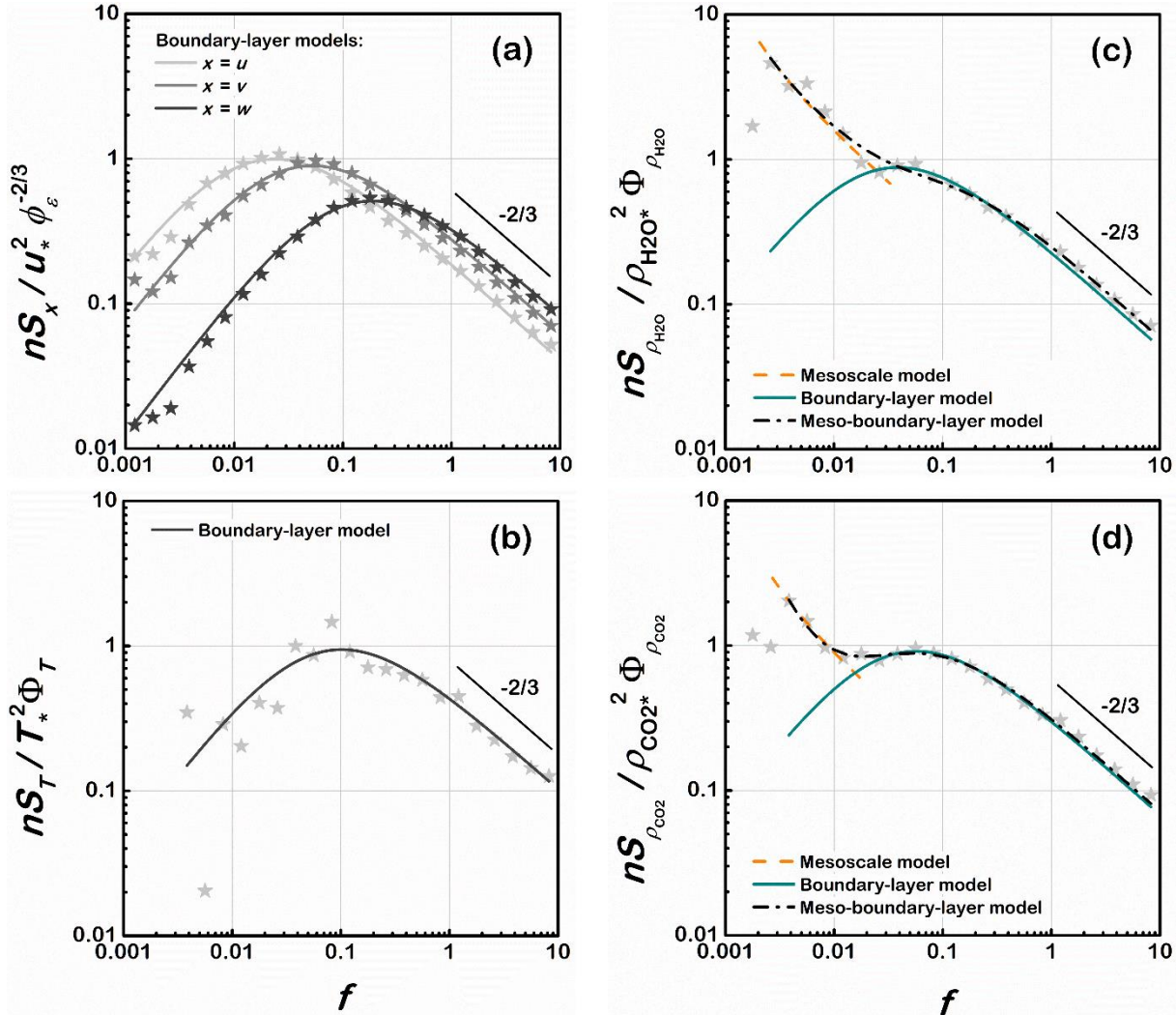
$$\frac{nS_x(n)}{x_*^2} = \frac{c_8 f}{(1 + c_9 f^{p_4})^{p_5}}, \quad (3.2)$$

onde $\{c_8, c_9\}$ são constantes empíricas, $p_4 = 1$ e $p_5 = 5/3$ (Kaimal et al., 1972). Fortuniak e Pawlak (2015) verificaram que a forma da Eq. (3.2) utilizada para a componente w , definida por $p_4 = 5/3$ e $p_5 = 1$, ajusta-se muito bem aos dados obtidos para Łódź e pode ser aplicada ao espectro das demais componentes, u e v . Contudo, os dados para São Paulo revelam que a forma analítica do tipo $nS_x(n)/x_*^2 = c_8 f / (1 + c_9 f)^{5/3}$ é mais adequada para descrever os espectros normalizados de u , v , w e T , bem como as razões $S_v/S_u \sim 1,4$ e $S_w/S_u \sim 1,7$ verificadas no subintervalo inercial (Figura 3.13a, b). A qualidade dos ajustes foi avaliada pelo coeficiente de exatidão, R^2 , cujos valores variaram de 0,75 a 0,99 (Tabela 3.12). R^2 apresentou um menor valor para o espectro de T , uma vez que apenas três blocos de 30 min foram utilizados em sua estimativa devido à divergência dos dados de variância de temperatura sob condições neutras.

A frequência normalizada correspondente ao pico espectral foi estimada a partir do mínimo da Eq. (3.2) e dada por $f_{\max} = [c_9(p_4 p_5 - 1)]^{-1/p_4}$. Os picos dos espectros de u , v e w ocorrem respectivamente para as frequências $f_{\max} = 0,023$, $0,052$ e $0,19$, que são relativamente menores que as frequências encontradas em Łódź para condições neutras por Fortuniak e Pawlak (2015), cujos valores foram $0,052$ – $0,065$, $0,15$ – $0,17$ e $0,32$ – $0,35$. Contudo, Höglström et al. (1982) têm encontrado valores muito próximos para os espectros de u e v sob condições neutras em Uppsala, SE ($f_{\max} = 0,032$ e $0,046$, respectivamente). Semelhantemente, Anderson e Verma (1985) encontraram $f_{\max} = 0,02$ e $0,05$ sobre superfície vegetada. Além disso, devido ao desvio de S_w/S_u da razão isotrópica, era esperado que a frequência do pico espectral para w fosse diferente dos valores encontrados na literatura. Uma possível explicação para a diferença entre os valores de f_{\max} poderia ser a dependência da altura das medidas verificada para os espectros das componentes do vento e da temperatura sobre superfícies urbanas, que se deslocam para altas frequências com o aumento da razão z/\bar{H} (Feigenwinter et al., 1999; Roth, 2000). No entanto, as medidas realizadas em Łódź apresentam uma razão $z/\bar{H} \approx 2,6$ – $3,4$, sendo menor que o valor $z/\bar{H} = 3,8$ estimado para as medidas do presente estudo. A diferença observada, portanto, deve estar associada a outros fatores, tais como uma possível subestimação do deslocamento do plano zero d , uma vez que o método morfométrico utilizado para Łódź (um

simples *rule-of-thumb* ou Rt) não considera a heterogeneidade dos elementos de rugosidade de uma superfície urbana (Kanda et al., 2002; Kent et al., 2017a; Kent et al., 2017b). Assim, a altura efetiva $z - d$ e, conseqüentemente, a frequência normalizada pode ter sido superestimada.

Figura 3.13 – Espectro normalizado para condições de estabilidade neutras



Espectros normalizados, nS_x/x_*^2 , das velocidades (a), temperatura (b) e densidades de vapor d'água (c) e CO_2 (d) para condições neutras. f é a frequência normalizada e $\Phi_x = \phi_{N_x} \phi_\epsilon^{-1/3}$, onde ϕ_ϵ é a taxa de dissipação de energia cinética turbulenta e ϕ_{N_x} é a taxa de dissipação da metade da variância de x . As estrelas denotam as médias de bandas de frequência. A linha sólida curta ilustra a inclinação de $-2/3$ no subintervalo inercial. Linhas sólidas indicam o modelo de camada limite (Eq. (3.2)), linhas tracejadas o modelo de mesoescala (Eq. (3.4)) e linhas tracejadas-pontilhadas o modelo de meso-camada-limite (Eq. (3.3))

A frequência do pico espectral estimada para a temperatura, $f_{\max} = 0,10$, está em acordo com o valor encontrado para superfícies quase ideais ($f_{\max} = 0,12$), com base no modelo espectral proposto por Kaimal et al. (1972) para condições neutras, $nS_T(n)/T_*^2 = 24,4f/(1 + 12,5f)^{5/3}$ (onde $f \geq 0,15$). Ramamurthy e Pardyjak (2015), por outro lado, encontraram um valor menor ($f_{\max} = 0,02$) para o espectro de T em Salt Lake City, US. Em

relação aos espectros para $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ e ρ_{CO_2} , a Eq. (3.2) prediz a localização dos picos espectrais ($f_{\text{max}} = 0,039$ e $0,057$, respectivamente), cujas frequências são um pouco maiores que as encontradas por Roth et al. (2003) e Ramamurthy e Pardyjak (2015) em áreas urbanas ($f_{\text{max}} \approx 0,01-0,02$), além da inclinação de $-2/3$ no subintervalo inercial. No entanto, o modelo de Kaimal é inadequado para descrever o comportamento dos dados de São Paulo na região de baixas frequências, onde a energia espectral aumenta com a diminuição de f (Figura 3.13c, d). Roth e Oke (1993) reportaram comportamento similar para o espectro de umidade em Vancouver, CA. Este aumento da energia espectral ocorre devido à interação entre processos de microescala e mesoescala, que é esperada sobre superfícies urbanas cuja rugosidade e heterogeneidade contribuem para as trocas turbulentas de massa entre a superfície e a parte superior da CLU (e.g., Westcott, 1989; Roth & Oke, 1993; Ramamurthy & Pardyjak, 2015). Para superpor os espectros de microescala e de mesoescala, podemos estender para $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ e ρ_{CO_2} o modelo de meso-camada-limite desenvolvido por Larsén et al. (2021) para o espectro de u ,

$$\frac{nS_x(n)}{x_*^2} = \frac{c_8 f}{(1 + c_9 f^{p_4})^{p_5}} + \frac{nS'_x(n)}{x_*^2}, \quad (3.3)$$

onde o modelo espectral de mesoescala proposto por Larsén et al. (2013), $nS'_x(n)$, foi reformulado neste estudo em termos da frequência normalizada como

$$\frac{nS'_x(n)}{x_*^2} = c_{10} f^{-2/3} + c_{11} f^{-2}, \quad (3.4)$$

cujos coeficientes c_{10} e c_{11} são proporcionais à altura efetiva das medidas, velocidade média do vento e à escala característica de x . Os resultados do ajuste da Eq. (3.3) estão apresentados na Tabela 3.12.

Tabela 3.12 – Modelos (co)espectrais sob condições neutras para áreas urbanas

Modelo de camada limite para nS_x/x_*^2 (Kaimal et al, 1972)						
	$x = u$	$x = v$	$x = w$	$x = T$	$x = \rho_{H_2O}$	$x = \rho_{CO_2}$
São Paulo	$195 f/(1 + 64,1 f)^{5/3}$ $R^2 = 0,98$ $f_{\max} = 0,023$	$79 f/(1 + 28,7 f)^{5/3}$ $R^2 = 0,99$ $f_{\max} = 0,052$	$12,5 f/(1 + 7,96 f)^{5/3}$ $R^2 = 0,99$ $f_{\max} = 0,19$	$43 f/(1 + 14,7 f)^{5/3}$ $R^2 = 0,75$ $f_{\max} = 0,10$	$105 f/(1 + 38,8 f)^{5/3}$ $R^2 = 0,99, f > 0,02$ $f_{\max} = 0,039$	$73,7 f/(1 + 26,3 f)^{5/3}$ $R^2 = 0,99, f > 0,02$ $f_{\max} = 0,057$
Łódź-Lipowa ^a	$45 f/(1 + 140 f^{5/3})$	$9,4 f/(1 + 23 f^{5/3})$	$2,5 f/(1 + 8,0 f^{5/3})$	—	—	—
Łódź-Narutowicza ^a	$44 f/(1 + 145 f^{5/3})$ $f_{\max} = 0,052-0,065$	$9,7 f/(1 + 25 f^{5/3})$ $f_{\max} = 0,15-0,17$	$2,8 f/(1 + 8,2 f^{5/3})$ $f_{\max} = 0,32-0,35$	—	—	—
Modelo de meso-camada-limite para nS_x/x_*^2 (Larsén et al., 2021)						
	$x = \rho_{H_2O}$			$x = \rho_{CO_2}$		
São Paulo	$14 f/(1 + 13 f)^{5/3} + 0,069 f^{-2/3} + 9 \times 10^{-6} f^{-2}$ $R^2 = 0,97$			$47 f/(1 + 20,2 f)^{5/3} + 0,020 f^{-2/3} + 16,2 \times 10^{-6} f^{-2}$ $R^2 = 0,99$		
Modelo de camada limite para nCo_{wx}/u_*x_* (Kaimal et al, 1972)						
	$x = u$		$x = T$		$x = \rho_{H_2O}, \rho_{CO_2}$	
São Paulo	$36 f/(1 + 38 f)^{7/4}$	$f \leq 1,2$	$26,8 f/(1 + 24,5 f)^{5/3}$	$f \leq 1,8$	$22,1 f/(1 + 23,3 f)^{7/4}$	$f \leq 1,2$
	$18,8 f/(1 + 10,4 f)^{7/3}$	$f \geq 1,2$	$7 f/(1 + 4,2 f)^{7/3}$	$f \geq 1,8$	$21,1 f/(1 + 9,4 f)^{7/3}$	$f \geq 1,2$
	$R^2 = 0,98-0,99$		$R^2 = 0,91-0,93$		$R^2 = 0,98-0,99$	
	$f_{\max} = 0,035$		$f_{\max} = 0,061$		$f_{\max} = 0,057$	
Łódź-Lipowa ^a	$10,2 f/(1 + 7,4 f)^{7/3}$		—		—	
Łódź-Narutowicza ^a	$12,9 f/(1 + 9,5 f)^{7/3}$ $f_{\max} \sim 0,08$		—		—	

$nS_x/x_*^2 \equiv$ espectro normalizado de x , $nCo_{wx}/u_*x_* \equiv$ coespectro normalizado do fluxo de x , $f \equiv$ frequência normalizada, $f_{\max} \equiv$ frequência do pico (co)espectral, $R^2 \equiv$ coeficiente de determinação

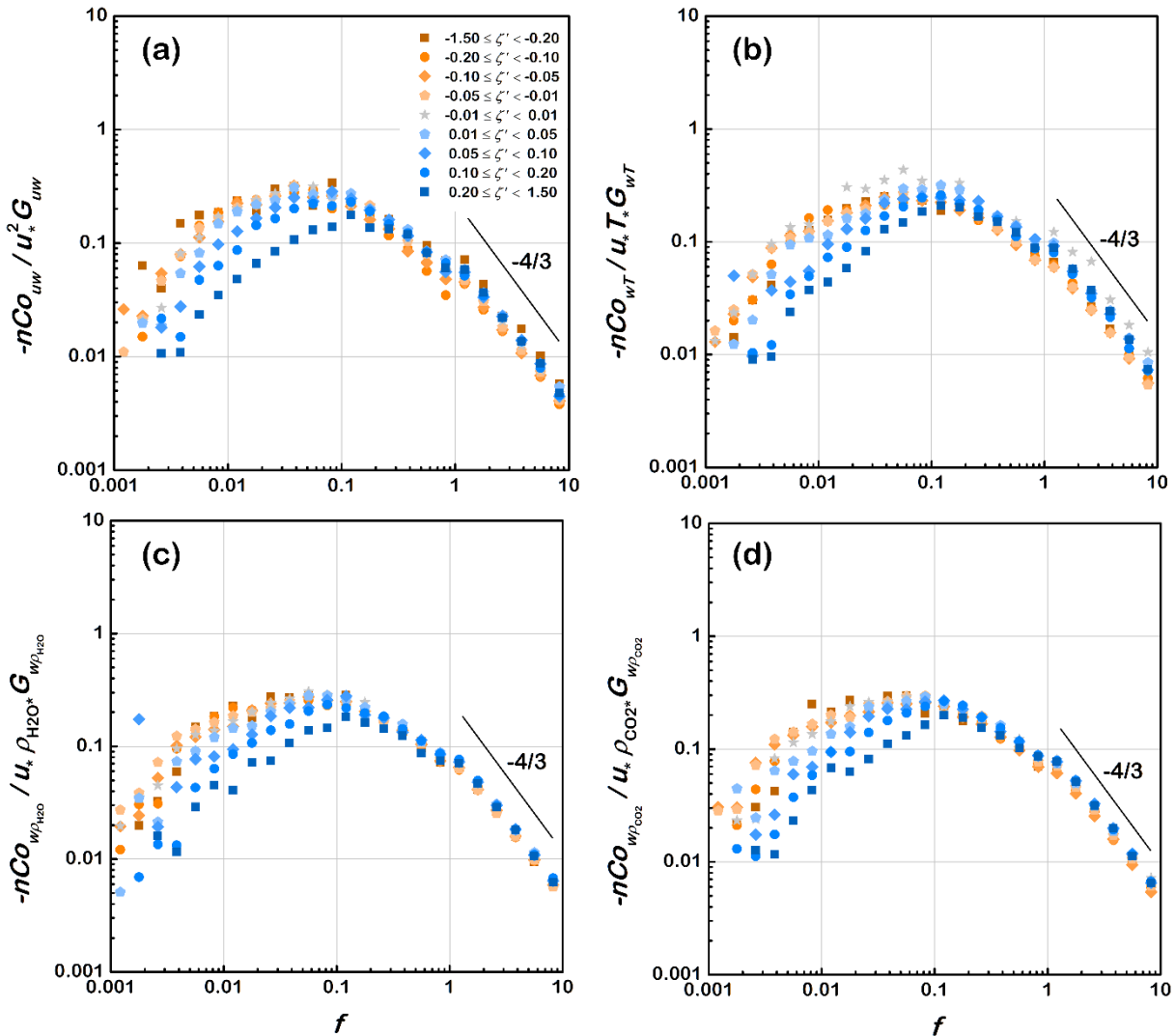
^a Fortuniak e Pawlak (2013)

O modelo de meso-camada-limite descreve razoavelmente bem o comportamento dos espectros de ρ_{H_2O} e ρ_{CO_2} nas regiões de baixa e alta frequência, ambas as regiões caracterizadas por uma inclinação de $-2/3$, em acordo com os resultados de Larsén et al. (2016). A transição entre mesoescala e microescala, denominada ‘região de *gap*’, ocorre para $f \approx 0,02$, sendo mais suave para o espectro normalizado de ρ_{CO_2} , cujo valor é aproximadamente constante (~ 1), e mais acentuada para ρ_{H_2O} (Figura 3.13c, d). Larsén et al. (2016) propuseram a utilização desta região para definir uma ‘janela temporal natural’. Seguindo esta sugestão, a janela temporal (ou tamanho do bloco) mais apropriada para investigar as propriedades turbulentas de gases passivos sob condições neutras é dada por $n^{-1} \approx 3-8$ min, considerando uma altura efetiva $z - d$ da ordem de 10 m, um vento médio \bar{U} entre $1-3$ m s^{-1} e uma frequência associada ao pico espectral igual a 0,02. Este resultado está em acordo com Vickers e Mahrt (2003), por exemplo, os quais verificaram que, em média, blocos de 9 min removem a contaminação de movimentos de mesoescala das estimativas de fluxo sob condições neutras.

3.10.8 Coespectros Normalizados para São Paulo

Semelhantemente ao procedimento aplicado aos espectros, os coespectros normalizados foram divididos pelas relações de similaridade G_{wx} obtidas em São Paulo, a fim de remover a dependência da estabilidade no subintervalo inercial, e o parâmetro ζ' foi distribuído em 9 faixas de estabilidade. Os coespectros normalizados convergem em uma única linha reta no subintervalo inicial, onde a intensidade coespectral decai com um expoente da ordem de $-4/3$ (apresentado na Tabela 3.10 **Erro! Fonte de referência não encontrada.**). Para condições estáveis, os picos coespectrais apresentam uma dependência de ζ' e deslocam para altas frequências com o aumento da estabilidade. Por outro lado, sob condições instáveis os coespectros caem dentro de uma faixa estreita, coincidindo com o coespectro para condições neutras (Figura 3.14). Outros estudos em áreas (sub)urbanas têm reportado resultados semelhantes para os coespectros de fluxo de momento, calor, umidade e CO_2 (Roth & Oke, 1993; Feigenwinter et al., 1999; Fortuniak & Pawlak, 2015; Ramamurthy & Pardyjak, 2015).

Figura 3.14 – Coespectros normalizados de fluxo de momento e escalares para São Paulo



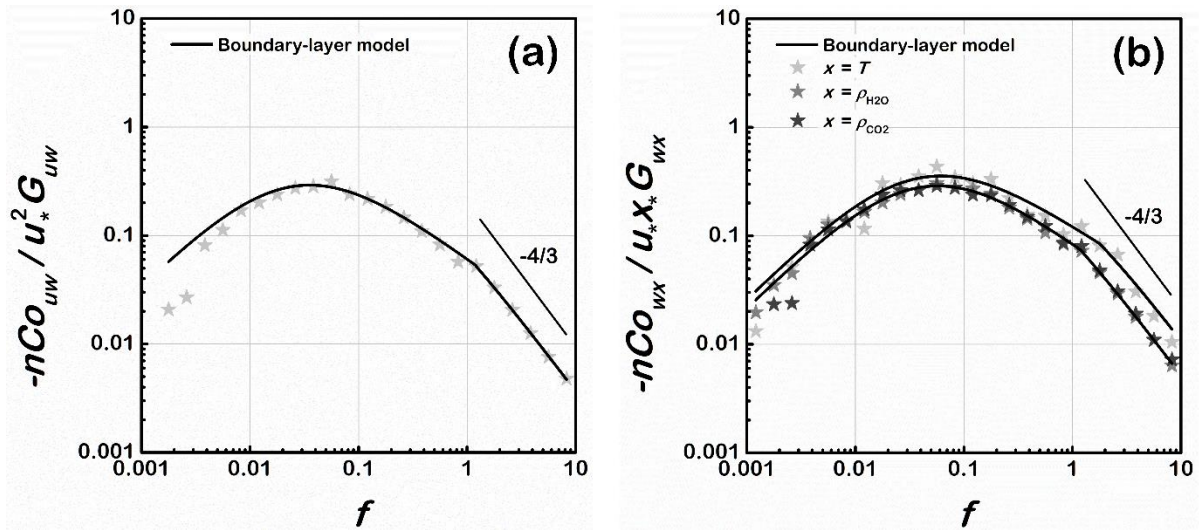
Os coespectros normalizados, nCo_{wx}/u_*x_* , dos fluxos de momento (a) e escalares (b–d) foram divididos pelas respectivas taxas de dissipação. Condições instáveis (estáveis) são representadas por tons de laranja (azul) e condições neutras por cinza. A linha sólida preta indica a lei da potência $-4/3$ no subintervalo inercial ($1 < f < 10$)

A partir dos coespectros normalizados sob condições neutras, a Eq. (1.4) foi ajustada aos dados a fim determinar a frequência do pico de energia. Os resultados do ajuste estão apresentados na Tabela 3.12. Os modelos coespectrais propostos por Kaimal et al. (1972) para superfície quase ideal são caracterizados pelos expoentes $p_4 = 1$ e $p_5 = 7/3$ (em todo o intervalo de frequências) para fluxo de momento, enquanto o coespectro de fluxo de escalares é caracterizado por $p_5 = 7/4$ se $f \leq 1$ e por $p_5 = 7/3$ caso contrário. Em São Paulo, ambos os coespectros normalizados de fluxo de momento e escalares são mais bem descritos por modelos específicos para baixas e altas frequências. Fluxos de momento, vapor d'água e CO_2 são caracterizados por $p_5 = 7/4$ para valores de $f \leq 1,2$, enquanto para frequências maiores $p_5 = 7/3$ (Figura 3.15). Além disso, os coespectros normalizados de vapor d'água e CO_2 têm

praticamente a mesma forma e frequência de pico. Resultado semelhante foi observado por Ramamurthy e Pardyjak (2015) em Salt Lake City sob condições neutras. Ohtaki e Matsui (1982) e Anderson e Verma (1985) reportaram o mesmo comportamento em áreas rurais para os coespectros de vapor d'água e CO₂. Por sua vez, o coespectro normalizado de fluxo de calor para São Paulo é mais bem descrito ajustando $p_5 = 5/3$ para $f \leq 1,8$, diferente do valor $p_5 = 7/4$ estabelecido para superfícies quase ideais (cf. Kaimal et al., 1972), enquanto para frequências maiores (i.e., no subintervalo inercial) seu decaimento é expresso por $p_5 = 7/3$. Além disso, em São Paulo nCo_{wT}/u_*T_* é cerca de 5/3 maior que os coespectros de fluxo de gases passivos no subintervalo inercial para condições neutras (Figura 3.15b). Fortuniak e Pawlak (2015) encontraram relações analíticas para o coespectro normalizado de momento definidas por $p_5 = 7/3$ em todo o intervalo de frequência, semelhantemente ao modelo de Kaimal. Por outro lado, Feigenwinter et al. (1999) também verificou em Basel, SE, um desacordo entre os coespectros normalizados de fluxo de momento e calor (a uma altura $z/\bar{H} = 3,2$) e seus respectivos modelos propostos por Kaimal et al. (1972) para condições neutras.

Semelhantemente aos resultados de Ramamurthy e Pardyjak (2015), as frequências de pico dos coespectros de fluxo de escalares coincidem ($f_{\max} \approx 0,06$), apresentando valores maiores que os observados em Salt Lake City sob condições neutras ($f_{\max} \approx 0,02-0,03$). Em relação ao fluxo de momento, o pico coespectral ocorre em $f_{\max} = 0,035$, que é menor que os valores da ordem de 0,08 encontrados em Łódź por Fortuniak e Pawlak (2015) (Tabela 3.12). Contudo, considerando que em condições instáveis os coespectros caem em uma faixa estreita, na região de baixas frequências, que coincide com o coespectro para condições neutras, os valores de f_{\max} estimados para os fluxos de calor ($\approx 0,045$) e momento ($\approx 0,035$) em Vancouver estão em acordo com os resultados obtidos em São Paulo (Roth & Oke, 1993; Feigenwinter et al., 1999).

Figura 3.15 – Coespectros normalizados para condições de estabilidade neutras



Coespectros normalizados, nCo_{wx}/u_*x_* , de fluxo de (a) momento e (b) escalares divididos pelas respectivas taxas de dissipação, G_{wx} . As estrelas denotam as médias de bandas de frequência. A linha sólida curta ilustra a inclinação de $-4/3$ no subintervalo inercial. Linhas sólidas indicam o modelo de camada limite expresso pela Eq. (3.2)

4 CONCLUSÕES

Medidas das componentes do vento, temperatura e densidades de vapor d'água e dióxido de carbono, conduzidas a 25,4 m a.n.s. numa área suburbana da Região Metropolitana de São Paulo, Brasil, de 2009 a 2017, com frequência de amostragem de 10 Hz, são usadas para caracterizar observacionalmente as propriedades estatísticas da turbulência, especificamente o desvio padrão normalizado, e suas propriedades espectrais através da Teoria de Similaridade de Monin–Obukhov.

Os procedimentos de controle de qualidade realizados pelo algoritmo MBFLUX indicaram que 80% das observações não são apropriadas para realizar análises estatísticas. Os testes de estacionariedade são responsáveis por 61% dessas restrições. Vickers e Mahrt (1997) verificaram que eventos de não estacionariedade ocorrem mais frequentemente sobre superfícies heterogêneas, com uma fração de 55% para medidas sobre floresta. Fortuniak et al. (2013) observaram frações de 72% e 66% em seus sítios urbanos. Apesar da fração significativa de dados removidos, o conjunto de dados resultante utilizado neste estudo (7.849 h) foi suficiente para as análises estatísticas.

A análise comparativa entre os métodos morfométricos e anemométricos realizada neste estudo revelou que:

- 1) Os métodos morfométricos $K_{a_{b-v}}$ e $2Rt$ têm um bom desempenho na estimativa do deslocamento do plano zero. Embora $K_{a_{b-v}}$ inclua edifícios e vegetação nas estimativas de d , o $2Rt$ é um método mais simples e requer somente a altura média dos elementos de rugosidade. No presente sítio, $K_{a_{b-v}}$ ($2Rt$) gera um valor do d igual a $14,6 \pm 0,8$ m ($9,2 \pm 0,6$). As estimativas de d pelo $K_{a_{b-v}}$ ($2Rt$) abrangem valores de 13,6 a 16,1 m (8,1 a 14,6 m) para diferentes setores de vento. Essa diferença nos valores de d por setor reflete a heterogeneidade do sítio e precisa ser levada em consideração na determinação das funções de similaridade;
- 2) A comparação entre os métodos morfométricos e anemométricos mais utilizados indicou que os melhores métodos para estimar o comprimento de rugosidade e deslocamento do plano zero são respectivamente o FVM e TVM. No presente sítio, os métodos anemométricos FVM e TVM geram $z_0 = 0,52 \pm 0,17$ m e $d = 15,0 \pm 3,1$ m. Os valores para diferentes setores abrangem um intervalo de 0,27 a 0,60 m para z_0 e de 14,7 a 16,6 m para d ;

- 3) A convergência dos resultados de métodos morfométricos e anemométricos fornece uma estratégia válida para avaliar a acurácia dos parâmetros aerodinâmicos de um dado sítio se medidas de turbulência são disponíveis.

As propriedades estatísticas da turbulência são bem definidas e apresentam as seguintes características:

- 1) Os desvios padrões normalizados das componentes do vento, temperatura e densidades de vapor d'água e dióxido de carbono, derivados das observações conduzidas neste sítio, podem ser descritos pelas funções de similaridade abordadas pela TSMO no intervalo de estabilidade definido por $-3 < \zeta' < 6$, exceto os valores de densidade de CO_2 em condições instáveis devido à grande nuvem de pontos;
- 2) Em geral, as medias de σ_x/x_* (de bins de estabilidade) seguem uma lei potencial em condições muito instáveis (não está claro para $x = \rho_{\text{CO}_2}$ nesse estudo) e o expoente na Eq. (1.1) e Eq. (1.2) (C_x e F_x respectivamente) pode ser predefinido como $\pm 1/3$. Para condições neutras, as médias das componentes do vento e das densidades de gás têm valores aproximadamente constantes. Por outro lado, para condições muito estáveis elas apresentam uma dependência da estabilidade, que menos significativa para σ_w/u_* . Esta dependência pode ser descrita fixando $C_x = F_x = 1/3$;
- 3) Incertezas no d causam incertezas nas funções de similaridade de até 12% em condições estáveis e 10% em instáveis. Isso corrobora com a hipótese de que as propriedades aerodinâmicas da superfície são parâmetros-chave para expressar funções de similaridade na subcamada inercial urbana. Incertezas no L causam incertezas nas funções de similaridade de até 10% em condições estáveis e 21% em instáveis. A incerteza global das funções de similaridade devido às incertezas no L e d pode alcançar valores de até 15% em condições estáveis e 23% em instáveis;
- 4) A qualidade dos dados e os resultados obtidos no presente estudo indicam que as relações de similaridade encontradas em São Paulo para os desvios normalizados das componentes de velocidade e de escalares (exceto para CO_2 sob condições instáveis) podem ser utilizadas como 'modelos' na avaliação da qualidade de dados de turbulência em áreas urbanas, removendo as limitações da análise de turbulência integral (cf. Foken et al., 2004; Fortuniak et al., 2013).

Em relação às propriedades (co)espectrais da turbulência, os principais resultados podem ser sistematizados como segue:

1. Sob condições neutras, S_v/S_u tende para a razão isotrópica 4/3 na região do subintervalo inercial. No entanto, o desvio observado para S_w/S_u em áreas urbanas pode estar associado à turbulência anisotrópica de duas componentes e à complexidade da turbulência.
2. Os espectros normalizados das componentes do vento, temperatura e densidades de vapor d'água e dióxido de carbono seguem a lei de Kolmogorov, apresentando uma inclinação da ordem de $-2/3$ no subintervalo inercial. Analogamente, os coespectros normalizados dos fluxos verticais de momento, calor, vapor d'água e CO_2 decaem no subintervalo inercial conforme a lei potencial da $-4/3$.
3. Os picos espectrais e coespectrais apresentam uma dependência da estabilidade, deslocando-se para altas frequências com o aumento do parâmetro de estabilidade, ζ' . No entanto, essa dependência não é clara (ao menos no presente estudo) para os espectros normalizados de $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ e ρ_{CO_2} devido à influência de processos de mesoescala na região de baixas frequências. Essa interação entre processos de microescala e mesoescala encontrada para os espectros de gases passivos pode ser descrita para condições neutras através de um modelo de meso-camada-limite (cf. Larsén et al., 2021). Além disso, sob condições instáveis, os coespectros normalizados estão contidos em uma faixa estreita na região de baixa frequência, muito próxima das curvas coespectrais para condições neutras.
4. Os coespectros normalizados de fluxo de vapor d'água e CO_2 são praticamente iguais sob condições neutras, apresentando mesma forma e frequência de pico. Por outro lado, a densidade energia coespectral do fluxo de calor é cerca de 5/3 maior que a de gases passivos na região do subintervalo inercial para São Paulo.
5. Dividindo os espectros e coespectros por suas respectivas taxas de dissipação, a dependência da estabilidade é removida na região do subintervalo inercial, onde os dados colapsam para uma única linha reta.
6. O comportamento médio das taxas de dissipação normalizadas de energia cinética turbulenta e da metade da variância da densidade de gases passivos em função de ζ' , quando divididas por seus valores em condições neutras, podem ser descritas em áreas urbanas por relações de similaridade baseadas na hipótese de equilíbrio local. Além disso, os resultados do presente estudo indicam que $\Phi_{\rho_{\text{H}_2\text{O}}} \approx \Phi_{\rho_{\text{CO}_2}}$ em áreas urbanas. Por outro lado, as relações usualmente utilizadas para a taxa de dissipação normalizada

da variância de temperatura não descrevem adequadamente os dados em áreas urbanas, onde funções do tipo $\Phi_T = c_6 + c_7|\zeta'|^{-|p_3|}$ são mais apropriadas.

7. Em relação aos fluxos verticais de momento e de escalares, em geral, $G_{wx} \approx 1$ sob condições instáveis, em concordância com o valor proposto por Kaimal. Sob condições estáveis, sua dependência de ζ' é, em média, descrita por relações lineares para São Paulo. Além disso, os resultados sugerem que a relação $\alpha_{wT} = \alpha_{w\rho_{H_2O}} = \alpha_{w\rho_{CO_2}}$ para as constantes coespectrais dos fluxos de escalares é válida sobre superfícies urbanas.
8. Os desvios sistemáticos das constantes (co)espectrais, encontradas em áreas urbanas, dos valores estabelecidos na literatura estão possivelmente associados ao desbalanço entre os termos de dissipação e produção de energia cinética turbulenta e de variâncias.

Em geral, a metodologia proposta neste trabalho permite avaliar objetivamente a qualidade de medidas *in situ* de turbulência na subcamada inercial em ambientes urbanos, considerando o impacto das incertezas das propriedades aerodinâmicas da superfície e do comprimento Obukhov nas propriedades estatísticas da turbulência, principalmente nas relações de similaridade do desvio padrão normalizado do vento, temperatura e densidades de vapor d'água e de CO₂, que são essenciais para estudos de clima urbano.

Consequentemente, este trabalho contribui significativamente para estudos de transporte e difusão de poluentes na atmosfera, melhorando a predição da qualidade do ar em áreas urbanas. Além disso, a metodologia desenvolvida fornece uma estratégia para avaliar e selecionar potenciais sítios de monitoramento de poluição do ar. O alcance interdisciplinar deste trabalho também contribui, por exemplo, para o planejamento urbano, sendo útil para estudos de conforto térmico e de vento na superfície de regiões metropolitanas.

Trabalhos futuros visando o desenvolvimento de metodologias de estimativa de fluxos turbulentos que permitam um maior aproveitamento dos dados se fazem necessários a fim de evitar problemas associados à turbulência não estacionária, estatísticas de blocos (ou escalas temporais) de tamanho inadequado etc.

Por fim, a literatura escassa sobre turbulência em áreas urbanas reforça a importância deste trabalho na compreensão dos processos de trocas turbulentas de massa, calor e momento na Camada Limite Superficial urbana. Além disso, uma vez que não há trabalhos similares em nenhuma outra cidade do Brasil, os resultados apresentados neste trabalho são totalmente inéditos para regiões urbanas brasileiras.

REFERÊNCIAS¹

- Abdi, H. (2007). The Bonferonni and Šidák Corrections for Multiple Comparisons. In N. J., Salkind (Ed.), *Encyclopedia of Measurement and Statistics*. Thousand Oaks, CA: SAGE Publications.
- Al-Jiboori, M. H., Xu, Y. & Qian, Y. (2002). Local similarity relationships in the urban boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 102, 63–82. doi: 10.1023/A:1012745322728
- Anderson, D. E. & Verma, S. B. (1985). Turbulence spectra of CO₂, water vapor, temperature and wind velocity fluctuations over a crop surface. *Boundary-Layer Meteorol.*, 33, 1–14. doi: 10.1007/BF00137033
- Andersson, A., Sjöblom, A., Sahlée, E. et al. (2019). Enhanced Air–Sea Exchange of Heat and Carbon Dioxide Over a High Arctic Fjord During Unstable Very-Close-to-Neutral Conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, 170, 471–488. doi: 10.1007/s10546-018-0408-9
- Andreas, E. L. (1987). On the Kolmogorov Constants for the Temperature-Humidity Cospectrum and the Refractive Index Spectrum. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2399–2406. doi: 10.1175/1520-0469(1987)044<2399:OTKCFT>2.0.CO;2
- Arnfield, A. J. (2003). Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int. J. Climatol.*, 23, 1–26. doi: 10.1002/joc.859
- Barlow, J. F. (2014). Progress in observing and modelling the urban boundary layer. *Urban Clim.*, 10, 216–240. doi: 10.1016/j.uclim.2014.03.011
- Campbell Scientific (2022). IRGASON integrated CO₂ and H₂O open-path gas analyzer and 3-D sonic anemometer instruction manual. Campbell Scientific Inc., 86 pp.
- Cheng, Y., Sayde, C., Li, Q., Basara, J., Selker, J., Tanner, E. & Gentine, P. (2017). Failure of Taylor's hypothesis in the atmospheric surface layer and its correction for eddy-covariance measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 4287–4295. doi: 10.1002/2017GL073499
- Christen, A., Rotach, M. W. & Vogt, R. (2009). The Budget of Turbulent Kinetic Energy in the Urban Roughness Sublayer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 131, 193–222. doi: 10.1007/s10546-009-9359-5
- Clarke, J. F., Ching, J. K. S. & Godowitch, J. M. (1982). An experimental study of turbulence in an urban environment. Tech. Rep. U.S. E.P.A., Research Triangle Park, N.C. NMS PB 226085, 155 pp.
- Collineau, S. & Brunet, Y. (1993). Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy part I: Wavelet analysis. *Boundary-Layer Meteorol.*, 65, 357–379. doi: 10.1007/BF00707033

¹ De acordo com estilo APA (American Psychological Association).

- Cornish, C. R., Bretherton, C. S. & Percival, D. B. (2006). Maximal Overlap Wavelet Statistical Analysis with Application to Atmospheric Turbulence. *Boundary-Layer Meteorol.*, 119, 339–374. doi: 10.1007/s10546-005-9011-y
- Counihan, J. (1971). Wind tunnel determination of the roughness length as a function of the fetch and the roughness density of three-dimensional roughness elements. *Atmos. Environ.*, 5, 637–642. doi: 10.1016/0004-6981(71)90120-X
- Dyer, A. J. & Bradley, E. F. (1982). An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE. *Boundary-Layer Meteorol.*, 22, 3–19. doi: 10.1007/BF00128053
- Dyer, A. J. & Hicks, B. B. (1982). Kolmogoroff constants at the 1976 ITCE. *Boundary-Layer Meteorol.*, 22, 137–150. doi: 10.1007/BF00118249
- Enriquez, A. G. & Friehe, C. A. (1997). Bulk parameterization of momentum, heat, and moisture fluxes over a coastal upwelling area. *J. Geophys. Res.*, 102(C3), 5781–5798. doi: 10.1029/96JC02952
- Falabino, S. & Trini Castelli, S. (2017). Estimating wind velocity standard deviation values in the inertial sublayer from observations in the roughness sublayer. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 129, 83–98. doi: 10.1007/s00703-016-0457-x
- Feigenwinter, C., Vogt, R. & Parlow, E. (1999). Vertical Structure of Selected Turbulence Characteristics above an Urban Canopy. *Theor. Appl. Climatol.*, 62, 51–63. doi: 10.1007/s007040050074
- Ferreira, D. G., Diniz, C. B. & Assis, E. S. (2021). Methods to calculate urban surface parameters and their relation to the LCZ classification. *Urban Clim.*, 36, 100788. doi: 10.1016/j.uclim.2021.100788
- Ferreira, M. J., Oliveira, A. P. & Soares, J. (2013). Diurnal variation in stored energy flux in São Paulo city, Brazil. *Urban Clim.*, 5, 36–51. doi: 10.1016/j.uclim.2013.06.001
- Ferreira, M. J., Oliveira, A. P., Soares, J., Codato, G., Bárbaro, E. W. & Escobedo, J. F. (2012). Radiation balance at the surface in the city of São Paulo city, Brazil: diurnal and seasonal variations. *Theor. Appl. Climatol.*, 107, 229–246. doi: 10.1007/s00704-011-0480-2
- Finnigan, J. J. (2004). A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part II: Coordinate Systems. *Boundary-Layer Meteorol.*, 113, 1–41. doi: 10.1023/B:BOUN.0000037348.64252.45
- Foken, T. (2006). 50 Years of the Monin–Obukhov Similarity Theory. *Boundary-Layer Meteorol.*, 119, 431–447. doi: 10.1007/s10546-006-9048-6
- Foken, T. & Wichura, B. (1996). Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric. For. Meteorol.*, 78, 83–105. doi: 10.1016/0168-1923(95)02248-1
- Foken, T., Göckede, M., Mauder, M., Mahrt, L., Amiro, B. & Munger, W. (2004). Post-field data quality control. In: X. Lee, W. Massman & B. Law (Eds.), *Handbook of*

Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis. Dordrecht, NL: Kluwer Academic Publishers.

- Foken, T., Leuning, R., Oncley, S. R., Mauder, M. & Aubinet, M. (2012). Corrections and Data Quality Control. In M. Aubinet, T. Vesala & D. Papale (Eds.), *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Dordrecht, NL: Springer Atmospheric Sciences.
- Fortuniak, K. & Pawlak, W. (2015). Selected Spectral Characteristics of Turbulence over an Urbanized Area in the Centre of Łódź, Poland. *Boundary-Layer Meteorol.*, 154, 137–156. doi: 10.1007/s10546-014-9966-7
- Fortuniak, K., Pawlak, W. & Siedlecki, M. (2013). Integral Turbulence Statistic Over a Central European City Centre. *Boundary-Layer Meteorol.*, 146, 257–276. doi: 10.1007/s10546-012-9762-1
- Frisch, U. (1995). *Turbulence: The Legacy of A. N. Kolmogorov*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9781139170666
- GeoSampa. (2021). Mapa Digital da Cidade de São Paulo. Recuperado de http://geosampa.prefeitura.sp.gov.br/PaginasPublicas/_SBC.aspx.
- Grimmond, C. S. B. & Oke, T. R. (1999). Aerodynamic Properties of Urban Areas Derived from Analysis of Surface Form. *J. Appl. Meteorol.*, 38, 1262–1292. doi: 10.1175/1520-0450(1999)038<1262:APOUAD>2.0.CO;2
- Grimmond, C. S. B., King, T. S., Roth, M. & Oke, T. R. (1998). Aerodynamic roughness of urban areas derived from wind observations. *Boundary-Layer Meteorol.*, 89, 1–24. doi: 10.1023/A:1001525622213
- Hackerott, J. A., Bakhoday Paskyabi, M., Reuder, J. et al. (2017). A Surface-Layer Study of the Transport and Dissipation of Turbulent Kinetic Energy and the Variances of Temperature, Humidity and CO₂. *Boundary-Layer Meteorol.*, 165, 211–231. doi: 10.1007/s10546-017-0271-0
- Hagelberg, C. R. & Gamage, N. K. K. (1994). Structure-preserving wavelet decompositions of intermittent turbulence. *Boundary-Layer Meteorol.*, 70, 217–246. doi: 10.1007/BF00709120
- Hanna, S. R. & Chang, J. C. (1992). Boundary layer parameterizations for applied dispersion modelling over urban areas. *Boundary-Layer Meteorol.*, 58, 229–259. doi: 10.1007/BF02033826
- Högström, U. (1988). Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 42, 55–78. doi: 10.1007/BF00119875
- Högström, U. (1990). Analysis of Turbulence Structure in the Surface Layer with a Modified Similarity Formulation for Near Neutral Conditions. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1949–1972. doi: 10.1175/1520-0469(1990)047<1949:AOTSIT>2.0.CO;2

- Högström, U. (1996). Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 78, 215–246. doi: 10.1007/BF00120937
- Högström, U., Bergström, H. & Alexandersson, H. (1982). Turbulence characteristics in a near neutrally stratified urban atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.*, 23, 449–472. doi: 10.1007/BF00116272
- Horst, T. W., Vogt, R. & Oncley, S. (2016). Measurements of flow distortion within the IRGASON integrated sonic anemometer and CO₂/H₂O gas analyzer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 160, 1–15. doi: 10.1007/s10546-015-0123-8
- IBGE. (2017). Brazilian Institute of Geography and Statistics. <https://agenciadenoticias.ibge.gov.br/en/agencia-press-room/2185-news-agency/releases-en/14926-new-study-shows-current-state-of-brazilian-urbanization>.
- IBGE. (2018). Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Recuperado de <https://agenciadenoticias.ibge.gov.br/en/agencia-press-room/2185-news-agency/releases-en/22385-ibge-releases-population-estimates-of-municipalities-for-2018>.
- Iwata, T., Yoshikawa, K., Higuchi, Y. et al. (2005). The Spectral Density Technique for the Determination of CO₂ Flux Over the Ocean. *Boundary-Layer Meteorol.*, 117, 511–523. doi: 10.1007/s10546-005-2773-4
- Järvi, L., Rannik, Ü., Kokkonen, T. V., Kurppa, M., Karppinen, A., Kouznetsov, R. D., ... Wood, C. R. (2018). Uncertainty of eddy covariance flux measurements over an urban area based on two towers. *Atmos. Meas. Tech.*, 11, 5421–5438. doi: 10.5194/amt-11-5421-2018
- Kaimal, J. C. & Gaynor, J. E. (1983). The Boulder Atmospheric Observatory. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 863–880.
- Kaimal, J. C., Kristensen, L. (1991). Time series tapering for short data samples. *Boundary-Layer Meteorol.*, 57, 187–194. doi: 10.1007/BF00119719
- Kaimal, J. C., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., Coté, O. R. (1972). Spectral characteristics of surface-layer turbulence. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 98, 563–589. doi: 10.1002/qj.49709841707
- Kanda, M., Inagaki, A., Miyamoto, T., Gryschka, M. & Raasch, S. (2013). A New Aerodynamic Parametrization for Real Urban Surfaces. *Boundary-Layer Meteorol.*, 148, 357–377. doi: 10.1007/s10546-013-9818-x
- Kanda, M., Moriwaki, R., Roth, M. et al. (2002). Area-Averaged Sensible Heat Flux and a New Method to Determine Zero-Plane Displacement Length over an Urban Surface using Scintillometry. *Boundary-Layer Meteorol.*, 105, 177–193. doi: 10.1023/A:1019668424982
- Kent, C. W., Grimmond, S. & Gatey, D. (2017b). Aerodynamic roughness parameters in cities: Inclusion of vegetation. *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 169, 168–176. doi: 10.1016/j.jweia.2017.07.016

- Kent, C. W., Grimmond, S., Barlow, J., Gatey, D., Kotthaus, S., Lindberg, F. & Halios, C. H. (2017a). Evaluation of Urban Local-Scale Aerodynamic Parameters: Implications for the Vertical Profile of Wind Speed and for Source Areas. *Boundary-Layer Meteorol.*, 164, 183–213. doi: 10.1007/s10546-017-0248-z
- Kent, C. W., Grimmond, S., Gatey, D. & Hirano, K. (2019). Urban morphology parameters from global digital elevation models: Implications for aerodynamic roughness and for wind-speed estimation. *Remote Sens. Environ.*, 221, 316–339. doi: 10.1016/j.rse.2018.09.024
- Kent, C. W., Lee, K., Ward, H. C., Hong, J., Gatey, D. & Grimmond, S. (2018). Aerodynamic roughness variation with vegetation: analysis in a suburban neighbourhood and a city park. *Urban Ecosyst.*, 21, 227–243. doi: 10.1007/s11252-017-0710-1
- Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M. W. & Schmid, H. P. (2015). A simple two-dimensional parameterisation for Flux Footprint Prediction (FFP). *Geosci. Model Dev.*, 8, 3695–3713. doi: 10.5194/gmd-8-3695-2015
- Kljun, N., Rotach, M. & Schmid, H. (2002). A Three-Dimensional Backward Lagrangian Footprint Model For A Wide Range Of Boundary-Layer Stratifications. *Boundary-Layer Meteorol.*, 103, 205–226. doi:10.1023/A:1014556300021
- Kolmogorov, A. N. (1991). The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds numbers. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 434, 9–13. doi: 10.1098/rspa.1991.0075
- Kutzbach, J. (1961). Investigations of the modifications of wind profiles by artificially controlled surface roughness (M.S. thesis). Department of Meteorology, University of Wisconsin–Madison, Madison, WI.
- Langford, B., Nemitz, E., House, E., Phillips, G. J., Famulari, D., Davison, B., Hopkins, J. R., Lewis, A. C. & Hewitt, C. N. (2010). Fluxes and concentrations of volatile organic compounds above central London, UK. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 627–645. doi: 10.5194/acp-10-627-2010
- Larsén, X. G., Larsen, S. E. & Petersen, E. L. (2016). Full-Scale Spectrum of Boundary-Layer Winds. *Boundary-Layer Meteorol.*, 159, 349–371. doi: 10.1007/s10546-016-0129-x
- Larsén, X. G., Larsen, S. E., Petersen, E. L. et al. (2021). A Model for the Spectrum of the Lateral Velocity Component from Mesoscale to Microscale and Its Application to Wind-Direction Variation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 178, 415–434. doi: 10.1007/s10546-020-00575-0
- Larsén, X. G., Vincent, C. & Larsen, S. (2013). Spectral structure of mesoscale winds over the water. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 139, 685–700. doi: 10.1002/qj.2003
- Li, X., Zimmerman, N. & Princevac, M. (2008). Local Imbalance of Turbulent Kinetic Energy in the Surface Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 129, 115–136. doi: 10.1007/s10546-008-9304-z

- Li, Y., Wu, Y., Tang, J., Zhu, P., Gao, Z. & Yang, Y. (2023). Quantitative evaluation of wavelet analysis method for turbulent flux calculation of non-stationary series. *Geophys. Res. Lett.*, 50, e2022GL101591. doi: 10.1029/2022GL101591
- Liebenthal, C. & Foken, T. (2003). On the Significance of the Webb Correction to Fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.*, 109, 99–106. doi: 10.1023/A:1025421903542
- Lundquist, J. K., Shinn, J. H. & Gouveia, F. (2004). Observations of turbulent kinetic energy dissipation rate in the urban environment. In: Symposium on Planning, Nowcasting, and Forecasting in the Urban Zone, Seattle, WA, January 10–15, 5 pp.
- Macdonald, R. W., Griffiths, R. F., Hall, D. J. (1998). An improved method for the estimation of surface roughness of obstacle arrays. *Atmos. Environ.*, 32, 1857–1864. doi: 10.1016/S1352-2310(97)00403-2
- Mahrt, L. (1998). Flux Sampling Errors for Aircraft and Towers. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 15, 416–429. doi: 10.1175/1520-0426(1998)015<0416:FSEFAA>2.0.CO;2
- Mahrt, L. & Bou-Zeid, E. (2020). Non-stationary Boundary Layers. *Boundary-Layer Meteorol.*, 177, 189–204. doi: 10.1007/s10546-020-00533-w
- Martano, P. (2000). Estimation of Surface Roughness Length and Displacement Height from Single-Level Sonic Anemometer Data. *J. Appl. Meteorol.*, 39, 708–715. doi: 10.1175/1520-0450(2000)039<0708:EOSRLA>2.0.CO;2
- Mauder, M., Cuntz, M., Drüe, C., Graf, A., Rebmann, C., Schmid, H. P., ... Steinbrecher, R. (2013). A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements. *Agric. For. Meteorol.*, 169, 122–135. doi: 10.1016/j.agrformet.2012.09.006
- Montgomery, D. C. & Runger, G. C. (2003). Applied Statistics and Probability for Engineers. Nova Iorque, NY: John Wiley & Sons.
- Moonen, P., Defraeye, T., Dorer, V., Blocken, B. & Carmeliet, J. (2012). Urban Physics: Effect of the microclimate on comfort, health and energy demand. *Front. Archit. Res.*, 1, 197–228. doi: 10.1016/j.foar.2012.05.002
- Moreira, G. A., Oliveira, A. P., Codato, G., Sánchez, M. P., Tito, J. V., Silva, L. A. H., Silveira, L. C., Silva, J. J., Lopes, F. J. S. & Landulfo, E. (2022). Assessing Spatial Variation of PBL Height and Aerosol Layer Aloft in São Paulo Megacity Using Simultaneously Two Lidar during Winter 2019. *Atmos.*, 13, 611. doi: 10.3390/atmos13040611
- Nilsson, E., Lohou, F., Lothon, M., Pardyjak, E., Mahrt, L. & Darbieu, C. (2016). Turbulence kinetic energy budget during the afternoon transition – Part 1: Observed surface TKE budget and boundary layer description for 10 intensive observation period days. *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 8849–8872. doi: 10.5194/acp-16-8849-2016
- Norman, M., Rutgersson, A., Sørensen, L. L. et al. (2012). Methods for Estimating Air–Sea Fluxes of CO₂ Using High-Frequency Measurements. *Boundary-Layer Meteorol.*, 144, 379–400. doi: 10.1007/s10546-012-9730-9

- Ohtaki, E. (1982). The Kolmogorov constant for carbon dioxide in the atmospheric surface layer over a paddy field. *Boundary-Layer Meteorol.*, 23, 153–159. doi: 10.1007/BF00123293
- Ohtaki, E. & Matsui, T. (1982). Infrared device for simultaneous measurement of fluctuations of atmospheric carbon dioxide and water vapor. *Boundary-Layer Meteorol.*, 24, 109–119. doi: 10.1007/BF00121803
- Oikawa, S. & Meng, Y. (1995). Turbulence characteristics and organized motion in a suburban roughness sublayer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 74, 289–312. doi: 10.1007/BF00712122
- Oliveira, A. P., Bornstein, R. D. & Soares, J. (2003). Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo. *Water Air Soil Pollut.*, 3, 3–15. doi: 10.1023/A:1026090103764
- Oliveira, A. P., Marques Filho, E. P., Ferreira, M. J., Codato, G., Ribeiro, F. N. D., Landulfo, E., ... Vito, J. V. (2020). Assessing urban effects on the climate of metropolitan regions of Brazil – Preliminary results of the MCITY Project. *Exploratory Environ. Sci. Res.*, 1, 38–77. doi: 10.47204/EESR.1.1.2020.038-077
- Oliveira, C. G. & Paradella, W. R. (2009). Evaluating the quality of the Digital Elevation Models produced from ASTER stereoscopy for topographic mapping in the Brazilian Amazon Region. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 81(2), 217–225. doi: 10.1590/S0001-37652009000200008
- Oncley, S. P., Friehe, C. A., Larue, J. C., Businger, J. A., Itsweire, E. C. & Chang, S. S. (1996). Surface-Layer Fluxes, Profiles, and Turbulence Measurements over Uniform Terrain under Near-Neutral Conditions. *J. Atmos. Sci.*, 53, 1029–1044. doi: 10.1175/1520-0469(1996)053<1029:SLFPAT>2.0.CO;2
- Pahlow, M., Parlange, M. B. & Porté-Agel, F. (2001). On Monin–Obukhov Similarity in the Stable Atmospheric Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 99, 225–248. doi: 10.1023/A:1018909000098
- Pawlak, W., Fortuniak, K. & Siedlecki, M. (2011). Carbon dioxide flux in the centre of Łódź, Poland – analysis of a 2-year eddy covariance measurement data set. *Int. J. Climatol.*, 31, 232–243. doi: 10.1002/joc.2247
- Perez, M. P. G. & Silva Dias, M. A. F. (2017). Long-term study of the occurrence and time of passage of sea breeze in São Paulo, 1960–2009. *Int. J. Climatol.*, 37, 1210–1220. doi: 10.1002/joc.5077
- Quan, L. & Hu, F. (2009). Relationship between turbulent flux and variance in the urban canopy. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 104, 29–36. doi: 10.1007/s00703-008-0012-5
- Ramamurthy, P. & Pardyjak, E. R. (2015). Turbulent Transport of Carbon Dioxide over a Highly Vegetated Suburban Neighbourhood. *Boundary-Layer Meteorol.*, 157, 461–479. doi: 10.1007/s10546-015-0074-0
- Raupach, M. R., Antonia, R. A. & Rajagopalan, S. (1991). Rough-wall turbulent boundary layers. *Appl. Mech. Rev.*, 44, 1–25. doi: 10.1115/1.3119492

- Rebmann, C., Kolle, O., Heinesch, B., Queck, R., Ibrom, A. & Marc, A. (2012). Data Acquisition and Flux Calculations. In M. Aubinet, T. Vesala & D. Papale (Eds.), *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Dordrecht, NL: Springer Atmospheric Sciences.
- Ribeiro, F. N. D., Oliveira, A. P., Soares, J., Miranda, R. M., Barlage, M., Chen, F. (2018). Effect of Sea Breeze Propagation on the Urban Boundary Layer of the Metropolitan Region of Sao Paulo, Brazil. *Atmos. Res.*, 214, 174–188. doi: 10.1016/j.atmosres.2018.07.015
- Rotach, M. W. (1994). Determination of the zero-plane displacement in an urban environment. *Boundary-Layer Meteorol.*, 67, 187–193. doi: 10.1007/BF00705513
- Roth, M. (2000). Review of atmospheric turbulence over cities. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 941–990. doi: 10.1002/qj.49712656409
- Roth, M. & Oke, T. R. (1993). Turbulent transfer relationships over an urban surface. I. Spectral characteristics. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 1071–1104. doi: 10.1002/qj.49711951311
- Roth, M., Salmond, J. A. & Satyanarayana, A. N. V. (2006). Methodological Considerations Regarding the Measurement of Turbulent Fluxes in the Urban Roughness Sublayer: The Role of Scintillometry. *Boundary-Layer Meteorol.*, 121, 351–375. doi: 10.1007/s10546-006-9074-4
- Roth, M., Salmond, J., Satyanarayana, A., Christen, A., Vogt, R. & Oke, T. R. (2003). Turbulence characteristics, similarity and CO₂ (co)spectra over an urban canopy. In: Fifth international conference on urban climate, 5 pp.
- Roy, S., Sentchev, A., Schmitt, F. G. et al. (2021). Impact of the Nocturnal Low-Level Jet and Orographic Waves on Turbulent Motions and Energy Fluxes in the Lower Atmospheric Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 180, 527–542. doi: 10.1007/s10546-021-00629-x
- Salesky, S. T. & Chamecki, M. (2012). Random Errors in Turbulence Measurements in the Atmospheric Surface Layer: Implications for Monin–Obukhov Similarity Theory. *J. Atmos. Sci.*, 69(12), 3700–3714. doi: 10.1175/JAS-D-12-096.1
- Salesky, S. T., Chamecki, M. & Dias, N. L. (2012). Estimating the random error in eddy-covariance based fluxes and other turbulence statistics: The filtering method. *Boundary-Layer Meteorol.*, 144, 113–135. doi: 10.1007/s10546-012-9710-0
- Sánchez, M. P., Oliveira, A. P., Varona, R. P., Tito, J. V., Codato, G., Ynoue, R. Y. et al. (2022). Observational investigation of the low-level jets in the metropolitan region of São Paulo, Brazil. *Earth Space Sci.*, 9, e2021EA002190. doi: 10.1029/2021EA002190
- Sánchez, M. P., Oliveira, A. P., Varona, R. P., Vito, J. V., Codato, G., Ribeiro, F. N. D., ... Silveira, L. C. (2020). Rawinsonde-based analysis of the urban boundary layer in the metropolitan region of São Paulo, Brazil. *Earth Space Sci.*, 7, e2019EA000781. doi: 10.1029/2019EA000781

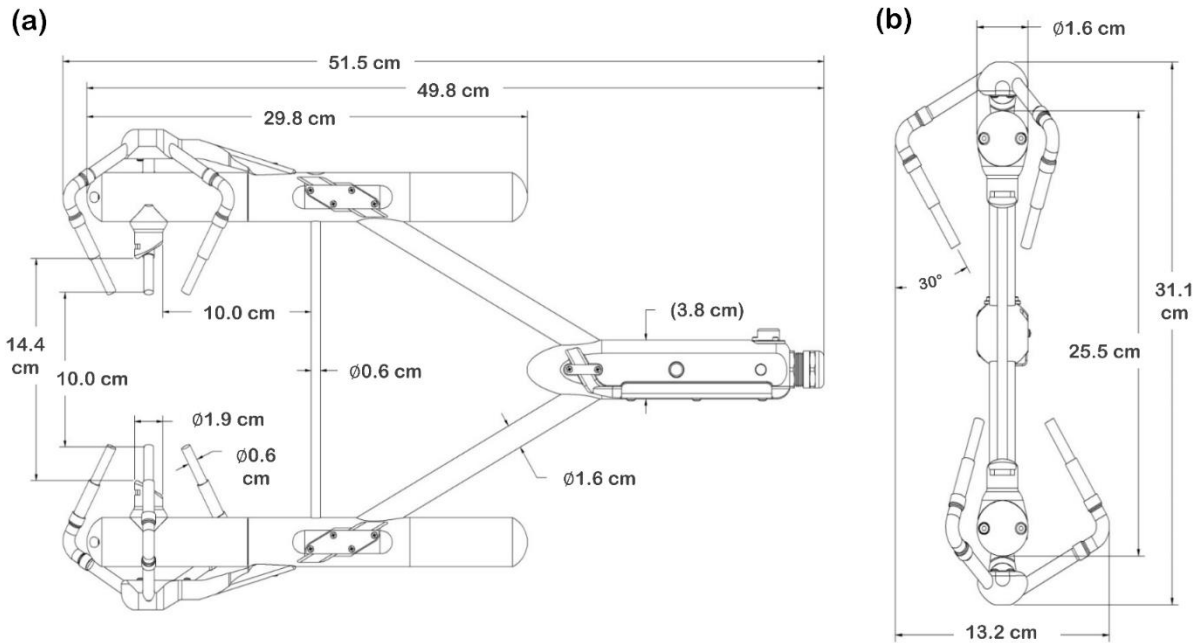
- Schmid, H. P. & Oke, T. R. (1990). A model to estimate the source area contributing to turbulent exchange in the surface layer over patchy terrain. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 116, 965–988. doi: 10.1002/qj.49711649409
- Schuepp, P. H., Leclerc, M. Y., MacPherson, J. I. & Desjardin, R. L. (1990). Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 50, 355–373. doi:10.1007/BF00120530
- Sfyri, E., Rotach, M. W., Stiperski, I., Bosveld, F. C., Lehner, M. & Obleitner, F. (2018) Scalar-Flux Similarity in the Layer Near the Surface Over Mountainous Terrain. *Boundary-Layer Meteorol.*, 169, 11–46. doi: 10.1007/s10546-018-0365-3
- Sinclair, V. A., Belcher, S. E. & Gray, S. L. (2010). Synoptic Controls on Boundary-Layer Characteristics. *Boundary-Layer Meteorol.*, 134, 387–409. doi: 10.1007/s10546-009-9455-6
- Sjöblom, A. & Smedman, A. (2002). The turbulent kinetic energy budget in the marine atmospheric surface layer. *J. Geophys. Res.*, 107, 6-1–6-18. doi: 10.1029/2001JC001016
- Sjöblom, A., Smedman, AS. (2004). Comparison Between Eddy-Correlation and Inertial Dissipation Methods in the Marine Atmospheric Surface Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 110, 141–164. doi: 10.1023/A:1026006402060
- Smedman-Högström, As. (1973). Temperature and humidity spectra in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 3, 329–347. doi: 10.1007/BF00736184
- Stewart, I. D. & Oke, T. R. (2012). Local Climate Zones for Urban Temperature Studies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 1879–1900. doi: 0.1175/BAMS-D-11-00019.1
- Stiperski, I. & Calaf, M. (2018). Dependence of near-surface similarity scaling on the anisotropy of atmospheric turbulence. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 144, 641–657. doi: 10.1002/qj.3224
- Stiperski, I. & Rotach, M. W. (2016). On the measurement of turbulent fluxes over complex mountainous topography. *Boundary-Layer Meteorol.*, 159, 97–121. doi: 10.1007/s10546-015-0103-z
- Stiperski, I., Calaf, M. & Rotach, M. (2019). Scaling, anisotropy, and complexity in near-surface atmospheric turbulence. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 124, 1428– 1448. doi: 10.1029/2018JD029383
- Su, HB., Schmid, H. P., Grimmond, C. S. B. et al. (2004). Spectral Characteristics and Correction of Long-Term Eddy-Covariance Measurements Over Two Mixed Hardwood Forests in Non-Flat Terrain. *Boundary-Layer Meteorol.*, 110, 213–253. doi: 10.1023/A:1026099523505
- Sun, J., Burns, S. P., Lenschow, D. H., Banta, R., Newsom, R., Coulter, R., ... Hu, X-Z (2002). Intermittent Turbulence Associated with a Density Current Passage in the Stable Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 105, 199–219. doi: 10.1023/A:1019969131774

- Sun, K., Li, D., Tao, L., Zhao, Z. & Zondlo, M. A. (2015). Quantifying the Influence of Random Errors in Turbulence Measurements on Scalar Similarity in the Atmospheric Surface Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 157, 61–80. doi: 10.1007/s10546-015-0047-3
- SVMA. (2020). Mapeamento Digital da Cobertura Vegetal do Município de São Paulo: – Relatório Final. Secretaria Municipal do Verde e do Meio Ambiente. Recuperado de [https://www.prefeitura.sp.gov.br/cidade/secretarias/upload/meio_ambiente/RelCobVeg2020_vFINAL_compressed\(1\).pdf](https://www.prefeitura.sp.gov.br/cidade/secretarias/upload/meio_ambiente/RelCobVeg2020_vFINAL_compressed(1).pdf).
- Taleghani, M., Sailor, D. & Ban-Weiss, G. A. (2016). Micrometeorological simulations to predict the impacts of heat mitigation strategies on pedestrian thermal comfort in a Los Angeles neighborhood. *Environ. Res. Lett.*, 11(2), 1–12. doi: 10.1088/1748-9326/11/2/024003
- Tampieri, F., Maurizi, A. & Viola, A. (2009). An investigation on temperature variance scaling in the Atmospheric Surface Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 132, 31–42. doi: 10.1007/s10546-009-9383-5
- Tanaka, S., Sugawara, H., Narita, K., Yokoyama, H., Misaka, I. & Matsushima, D. (2011). Zero-plane displacement height in a highly built-up area of Tokyo. *SOLA*, 7, 93–96. doi: 10.2151/sola.2011-024
- Toda, M. & Sugita, M. (2003). Single level turbulence measurements to determine roughness parameters of complex terrain. *J. Geophys. Res.*, 108, 4363. doi: 10.1029/2002JD002573
- Trini Castelli, S. & Falabino, S. (2013). Analysis of the parameterization for the wind-velocity fluctuation standard deviations in the surface layer in low-wind conditions. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 119, 91–107. doi: 10.1007/s00703-012-0219-3
- Trini Castelli, S., Falabino, S., Mortarini, L., Ferrero, E., Richiardone, R. & Anfossi, D. (2014). Experimental investigation of the surface layer parameters in low wind conditions in a suburban area. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 140, 2023–2036. doi: 10.1002/qj.2271
- Umezaki, A. S., Ribeiro, F. N. D., Oliveira, A. P., Soares, J. & Miranda, R. M. (2020). Numerical Characterization of Spatial and Temporal Evolution of Summer Urban Heat Island Intensity in São Paulo, Brazil. *Urban Clim.*, 32, 100615. doi: 10.1016/j.uclim.2020.100615
- Velasco, E. & Roth, M. (2010). Cities as Net Sources of CO₂: Review of Atmospheric CO₂ Exchange in Urban Environments Measured by Eddy Covariance Technique. *Geogr. Compass.*, 4, 1238–1259. doi: 10.1111/j.1749-8198.2010.00384.x
- Verma, S. B. & Anderson, D. E. (1984). Kolmogorov constants for CO₂, wind velocity, air temperature, and humidity fluctuations over a crop surface. *Boundary-Layer Meteorol.*, 28, 161–167. doi: 10.1007/BF00119461
- Vickers, D. & Mahrt, L. (1997). Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 14(3), 512–526. doi: 10.1175/1520-0426(1997)014<0512:QCAFSP>2.0.CO;2

- Vickers, D. & Mahrt, L. (2003). The cospectral gap and turbulent flux calculation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20(5), 660–672. doi: 10.1175/1520-0426(2003)20<660:TCGATF>2.0.CO;2
- Westcott, N. (1989). Influence of mesoscale winds on the turbulent structure of the urban boundary layer over St. Louis. *Boundary-Layer Meteorol.*, 48, 283–292. doi: 10.1007/BF00158328
- Wilczak, J. M., Oncley, S. P. & Stage, S. A. (2001). Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorol.*, 99, 127–150. doi: 10.1023/A:1018966204465
- Wood, C. R., Lacser, A., Barlow, J. F., Padhra, A., Belcher, S. E., Nemitz, E., ... Grimmond, C. S. B. (2010). Turbulent Flow at 190m Height Above London During 2006–2008: A Climatology and the Applicability of Similarity Theory. *Boundary-Layer Meteorol.*, 137, 77–96. doi: 10.1007/s10546-010-9516-x
- Wyngaard, J. C. & Coté, O. R. (1971). The Budgets of Turbulent Kinetic Energy and Temperature Variance in the Atmospheric Surface Layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 190–201. doi: 10.1175/1520-0469(1971)028<0190:TBOTKE>2.0.CO;2
- Wyngaard, J. C. & Coté, O. R. (1972). Cospectral similarity in the atmospheric surface layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 98, 590–603. doi: 10.1002/qj.49709841708
- Wyngaard, J. C. (2010). *Turbulence in the Atmosphere*. New York: Cambridge University Press.
- Xue-Ling, C., Bing-Lan, W., Fei, H. & Rong, Z. (2010). Kolmogorov Constants of Atmospheric Turbulence over a Homogeneous Surface. *Atmos. Ocean. Sci. Lett.*, 3, 195–200. doi: 10.1080/16742834.2010.11446868
- Zaki, S. A., Hagishima, A., Tanimoto, J. & Ikegaya, N. (2011). Aerodynamic parameters of urban building arrays with random geometries. *Boundary-Layer Meteorol.*, 138, 99–120. doi: 10.1007/s10546-010-9551-7
- Zilitinkevich, S. S., Mammarella, I., Baklanov, A. A. & Joffre, S. M. (2008). The effect of stratification on the aerodynamic roughness length and displacement height. *Boundary-Layer Meteorol.*, 129, 179–190. doi: 10.1007/s10546-008-9307-9
- Zou, J., Sun, J., Liu, G., Yuan, R. & Zhang, H. (2018). Vertical variation of the effects of atmospheric stability on turbulence statistics within the roughness sublayer over real urban canopy. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123, 2017–2036. doi: 10.1002/2017JD027041

APÊNDICE A – ESPECIFICAÇÕES TÉCNICAS DO IRGASON

Figura A1 – Dimensões do sistema IRGASON



Dimensões laterais (a) e frontais (b) do IRGASON (*Integrated CO₂/H₂O Open-Path Gas Analyzer and 3D Sonic Anemometer*) da Campbell Scientific Inc. ‘ \varnothing ’ indica o diâmetro. Imagem adaptada de Campbell Scientific (2022)

Tabela A1 – Incerteza instrumental do sistema IRGASON

Anemômetro Sônico			
	Acurácia ^a	Precisão ^b	
Componentes nos eixos x e y	$< \pm 8,0 \text{ cm s}^{-1}$	1 mm s ⁻¹	
Componente no eixo z	$< \pm 4,0 \text{ cm s}^{-1}$	0,5 mm s ⁻¹	
Direção do vento	$\pm 0,7^\circ$ (para $\bar{U} = 1 \text{ m s}^{-1}$)	0,6°	
Temperatura sônica	—	0,025°C	
Analisador de gás			
	Acurácia ^c	Precisão ^{b, d}	
CO ₂	1%	0,2 mg m ⁻³ (0,15 μmol mol ⁻¹)	
H ₂ O	2%	0,004 g m ⁻³ (0,006 mmol mol ⁻¹)	
Sensores auxiliares			
	Fabricante/modelo	Acurácia ^e	Frequência de medida
Barômetro	Vaisala PTB110	$\pm 0,15 \text{ kPa}$	1 Hz
Temperatura ambiente	BetaTherm 100K6A1IA	$\pm 0,15^\circ\text{C}$	—

^a Condições assumidas: temperaturas de -30 a 50°C; velocidade do vento $< 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; ângulo azimutal entre $\pm 170^\circ$

^b Raiz do erro quadrático médio dos resíduos

^c Desvio padrão dos resíduos da calibração

^d Condições nominais para teste de verificação da precisão: 25°C; 86 kPa; 400 μmol/mol de CO₂; temperatura do ponto de orvalho igual a 12°C; largura de banda de 20 Hz

^e Temperaturas de -30° a +50°C