

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM COMPUTACIONAL

**TEORIA DE SIMILARIDADE DE MONIN-OBUKHOV
APLICADA À TURBULÊNCIA ATMOSFÉRICA
EM TERRENO HOMOGENEO EM REGIÃO COSTEIRA**

Mariely Rodrigues Anger

Dissertação para obtenção do Título de
Mestre em Modelagem Computacional

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Nisia Krusche

Rio Grande, fevereiro, 2018

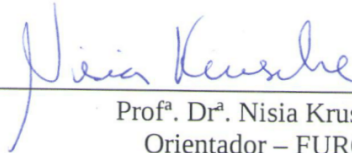
Mariely Rodrigues Anger

“ Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov Aplicada a Turbulência Atmosférica em Terreno Homogêneo em Região Costeira ”

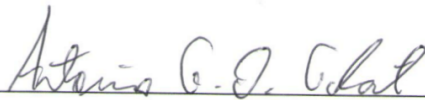
Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Modelagem Computacional da Universidade Federal do Rio Grande - FURG, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre. Área concentração: Modelagem Computacional.

Aprovada em

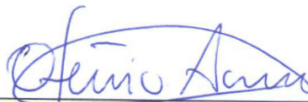
BANCA EXAMINADORA



Prof^a. Dr^a. Nisia Krusche
Orientador – FURG



Prof. Dr. Antonio Gledson Oliveira Goulart
FURG



Prof. Dr. Otávio Costa Acevedo
UFSM

Ficha catalográfica

A587t Anger, Mariely Rodrigues.
Teoria de similaridade de Monin-Obukhov aplicada à turbulência atmosférica em terreno homogêneo em região costeira / Mariely Rodrigues Anger. – 2018.
68 p.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande – FURG, Programa de Pós-graduação em Modelagem Computacional, Rio Grande/RS, 2018.

Orientadora: Dr^a. Nisia Krusche.

1. Camada superficial 2. Teoria de similaridade 3. Turbulência
Potência Eólica I. Krusche, Nisia II. Título.

CDU 004:531.32

Dedico este trabalho à minha família, amigos e a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para que eu concluísse mais esta etapa na vida acadêmica.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por me proporcionar o cumprimento de mais esta etapa e por me guiar nas diferentes situações no decorrer da vida.

Aos meus pais, Neli e Reginaldo, aos meus irmãos Maeli e Ygor e a minha amada sobrinha Lara, por estarem sempre ao meu lado ao longo dessa jornada, nunca deixando de me dar apoio e incentivo.

Ao Breno, pela parceria, entusiasmo e companheirismo, a Ana, Luti, Niti e Gabi pela amizade, pelos momentos de reflexão e incentivo.

Aos colegas e amigos do Núcleo de Física Ambiental pelos momentos de descontração, apoio mútuo, companheirismo e respeito.

A toda a equipe que participou da instalação e manutenção dos equipamentos de medidas utilizadas neste estudo.

À minha orientadora, Prof^ª. Dr^ª. Nisia Krusche, pelas sugestões, incentivo e ajuda dada para a realização deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes), pelo apoio financeiro e ao Programa de Pós-Graduação de Modelagem Computacional pela oportunidade.

Ao FINEP, pelo financiamento através do CT-INFRA 2007, aos equipamentos de medida usados para esta pesquisa.

Ao IMFIA da Universidad de la República, pela parceria e troca de ideias referente a micrometeorologia.

E a todos que de alguma forma, colaboraram para a conclusão deste trabalho.

RESUMO

A turbulência é um grande desafio para estudos de escoamento. Na Camada Limite Atmosférica, muitas teorias têm sido formuladas na tentativa de obter uma descrição universal para a turbulência que seja adequada a problemas de interesse prático. As Teorias de Similaridade apresentam boas aplicações em terrenos homogêneos. Pretende-se aplicar a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov a medidas do escoamento realizadas no município de Rio Grande, para caracterizar a turbulência local. Como este município está em crescente desenvolvimento industrial e as indústrias já em atividade podem ocasionar impactos ambientais, torna-se necessário um conhecimento da turbulência local para a realização de planejamentos de meio ambiente. Por outro lado, é importante considerar a demanda energética necessária para o bom funcionamento destas indústrias. Esta região contém índices favoráveis em relação à geração de energia eólica. Logo, a caracterização da turbulência local é útil para avaliar o potencial eólico quando considerando a variação dos períodos de estabilidade estática da camada superficial na estimativa da velocidade do vento em uma determinada altura. Variáveis como rugosidade aerodinâmica, energia cinética turbulenta, intensidade da turbulência, fluxos turbulentos e as escalas de comprimento, velocidade e temperatura foram estimadas e suas magnitudes concordaram com valores citados na literatura. Relações de similaridade dos períodos instáveis e estáveis foram definidas. No período estável, o comportamento foi impreciso, porém, para o período instável, as relações entre as flutuações de temperatura e vento na vertical normalizadas pelas escalas de temperatura e velocidade apresentaram um comportamento satisfatório. Portanto, é possível utilizar o parâmetro de estabilidade na generalização de comportamentos de variáveis na camada superficial para o local deste estudo. Adicionalmente, a análise inicial da avaliação do potencial eólico aplicando a correção de estabilidade para a estimativa da velocidade do vento apresenta resultados compatíveis com o potencial eólico considerado para região. A aplicação da Teoria de Similaridade permitiu a descrição da variação da Camada Superficial em dois níveis de medida. Estes resultados podem ser utilizados em trabalhos futuros para avaliar a dispersão de poluentes na região. Eles permitiram também calcular a correção da estimativa de velocidade devido às variações de estabilidade.

Palavras-Chave: Camada Superficial, Teoria de Similaridade, Turbulência, Potência Eólica.

ABSTRACT

The turbulence is a great challenge for flow studies. In the Atmospheric Boundary Layer, many theories have been formulated in an attempt to obtain a universal description for turbulence that is suitable for problems of practical interest. Similarity Theories have good applications to homogeneous terrains. The Monin-Obukhov Similarity Theory will be applied to flow measurements carried out in Rio Grande city, to characterize local turbulence. This city is in increasing industrial development and these industries already in activity can cause environmental impacts. For that reason the knowledge of the local turbulence is necessary to carry out environmental planning. On the other hand, it is important to consider the energy demand necessary for the proper functioning of these industries. This region contains favorable indices in relation to the generation of wind energy. Therefore, the characterization of the local turbulence is useful to evaluate the wind potential when considering the variation of the periods of static stability of the superficial layer in the estimation of the speed of the wind in a certain height. Variables such as aerodynamic roughness, turbulent kinetic energy, turbulence intensity, turbulent flows and as length, velocity and velocity scales, estimates and their magnitudes were in agreement with values cited in the literature. Similarity relationships of the unstable and stable periods were defined. In the stable period, the behavior was imprecise, however, for the unstable period, as relations between temperature fluctuations and vertical wind normalized by temperature and velocity scales showed a satisfactory behavior. Therefore, it is possible to use the stability parameter in the generalization of behaviors of variables in the superficial layer to the place of this study. In addition, an initial analysis of the wind potential assessment applying a stability correction to an estimated wind speed presents results compatible with the wind power considered for the region. The application of the Similarity Theory allowed a description of the variation of the Surface Layer in two measurement levels. These results can be used in future work to evaluate a dispersion of pollutants in the region. They can also be applied to calculate a correction of the speed estimate due to stability variations.

Keywords: Surface Layer, Similarity Theory, Turbulence, Wind Power.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	16
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
2.1. Camada Limite Atmosférica	18
2.2. Turbulência da Atmosfera	19
2.3. Teoria Estatística dos Movimentos Turbulentos	20
2.4. Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov	21
2.4.1. Relações de Similaridade	23
2.5. Energia Eólica	26
3. METODOLOGIA	28
3.1. Dados de Turbulência	28
3.2. Controle de Qualidade	34
3.3. Alinhamento das componentes de velocidade	35
4. RESULTADOS	38
4.1. Relações de Similaridade	53
4.2. Potência Eólica	59
5. CONCLUSÕES E ESTUDOS FUTUROS	64
6. REFERÊNCIAS	66

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1.1 - Localização da região da torre meteorológica em relação a Lagoa dos Patos e ao Oceano Atlântico (Adaptação do Google Maps, 2017).	28
Figura 3.1.2 - Localização da torre meteorológica (Adaptação do Google Maps, 2017).	29
Figura 3.1.3 - Torre meteorológica (Fonte: Bohnenberger, 2017).	30
Figura 3.1.4 - Anemômetros Sônicos (Fonte: Ribas, 2017).	30
Figura 3.1.5 - Painéis solares (Fonte: Ribas, 2017).	31
Figura 3.1.6 - Base da torre, compartimentos de armazenamento da bateria e datalogger (Fonte: Ribas, 2017).	31
Figura 3.1.7 - Geometria da torre meteorológica. Onde 1200 mm é a medida do braço de sustentação do anemômetro, 250 mm é a medida de cada lado da torre e 6° é a angulação estimada onde as velocidades sofrem interferência da estrutura da torre.	33
Figura 3.1.8 - Ciclo diário de temperatura a partir de médias por hora do dia de todo o período de medição em Celsius (°C). Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.	34
Figura 4.1- Distribuição de frequência percentual da direção da velocidade do vento considerando a sua intensidade em m/s em 20 metros.	38
Figura 4.2 - Distribuição de frequência percentual da direção da velocidade do vento considerando a sua intensidade em m/s em 28 metros.	39
Figura 4.3- Distribuição de temperatura para todo o período de medição em Celsius (°C) em 20 e 28 metros.	40
Figura 4.4 - Ciclo diário de temperatura a partir de médias por hora do dia de todo o período de medição em Celsius (°C) ajustado. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.	41
Figura 4.5 - Médias mensais de todo o período de medição em Celsius (°C). Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.	42
Figura 4.6 - Comprimento de rugosidade em função da direção da velocidade do vento.	43
Figura 4.7 - Imagem da região de entorno ao experimento meteorológico.	43
Figura 4.8- Variação do comprimento do Obukhov para todo o período.	44
Figura 4.9 - Ciclo diário de L, a partir de médias a cada hora do dia sem limitar intervalo. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.	45

Figura 4.10 - Ciclo diário de L , a partir de médias a cada hora do dia para valores obtidos no intervalo de -2000 a 2000. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.....	45
Figura 4.11 - Ciclo diário da estabilidade estática da Camada Superficial. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.	46
Figura 4.12 - Ciclo diário da estabilidade estática da Camada Superficial para cada período sazonal do ano. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.	47
Figura 4.13 - Variação do comprimento da escala de velocidade (u^*) para todo o período...	48
Figura 4.14 - Ciclo diário de u_* , a partir de médias a cada hora do dia. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.	48
Figura 4.15 - Variação da escala de temperatura (T^*) para todo o período.	49
Figura 4.16 - Ciclo diário de T^* , a partir de médias a cada hora do dia. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.	49
Figura 4.17 - Ciclo diário de ECT, a partir de médias a cada hora do dia. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.	50
Figura 4.18 - Ciclo diário de Intensidade da turbulência, a partir de médias a cada hora do dia. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.	51
Figura 4.19 - Ciclo diário de $w't'$, a partir de médias a cada hora do dia. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.	51
Figura 4.20 - Médias mensais de $w't'$. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.....	52
Figura 4.1.1 - Comportamento de ϕM versus o parâmetro de estabilidade z/L entre as duas medições de 20 e 28 metros e o comportamento médio de ϕM (média por intervalo de 0.1 de z/L) versus o parâmetro de estabilidade z/L no mesmo local de medição para o período estável, assim como a curva de ajuste definida por Businger et al.(1971) em rosa.	53
Figura 4.1.2 - Comportamento de ϕM versus o parâmetro de instabilidade z/L entre as duas medições de 20 e 28 metros e o comportamento médio de ϕM (média por intervalo de 0.1 de z/L) versus o parâmetro de estabilidade z/L no mesmo local de medição para o período instável, assim como a curva de ajuste definida por Businger et al.(1971) em rosa.	54
Figura 4.1.3 - Comportamento de ϕH versus o parâmetro de estabilidade z/L entre as duas medições de 20 e 28 metros e o comportamento médio de ϕH (média por intervalo de 0.1 de z/L) versus o parâmetro de estabilidade z/L no mesmo local de medição para o período instável, assim como a curva de ajuste definida por Businger et al.(1971) em rosa.	55

Figura 4.1.4 - Comportamento de φH versus o parâmetro de estabilidade z/L entre as duas medições de 20 e 28 metros e o comportamento médio de φH (média por intervalo de 0.1 de z/L) versus o parâmetro de estabilidade z/L no mesmo local de medição para o período estável, assim como a curva de ajuste definida por Businger et al.(1971) em rosa.	56
Figura 4.1.5 - Comportamento de $eu * 2$ para os dois níveis de medições de 20 e 28 metros no período estável.	57
Figura 4.1.6 - Comportamento de $w'^2u * 2$ versus z/L em 20 metros no período instável e o comportamento de $w'^2u * 2$ médio por intervalo de 0.1 de z/L em pontos azuis e em vermelho o ajuste desta relação dado por $3.26(-zL)^{1/3}$	58
Figura 4.1.7 - Comportamento de $T'^2T * 2$ versus z/L em 20 metros no período instável e o comportamento de $T'^2T * 2$ médio por intervalo de 0.1 de z/L em pontos azuis e em vermelho o ajuste desta relação dado por $15.33(-zL) - 1/3$	59
Figura 4.2.1 - Mapa das velocidades médias do vento estimadas na altura de 100 metros.....	62
Figura 4.2.2 - Mapa das velocidades médias do vento para o estado do Rio Grande do Sul. (Adaptação: Atlas Eólico: Rio Grande do Sul, 2014).	63

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1.1 – Algumas variáveis e equipamentos que compõem a torre meteorológica.....	29
Tabela 4.2.1 - Média mensal da velocidade do vento na altura de 100 metros em m/s, e de potência eólica em Megawatt.....	61

LISTA DE SÍMBOLOS

u	componente zonal da velocidade do vento
v	componente meridional da velocidade do vento
w	componente vertical da velocidade do vento
\bar{u}	componente zonal da velocidade do vento média
\bar{v}	componente meridional da velocidade do vento média
\bar{w}	componente vertical da velocidade do vento média
u'	flutuação em torno de \bar{u}
v'	flutuação em torno de \bar{v}
w'	flutuação em torno de \bar{w}
\bar{e}	energia cinética turbulenta
T	temperatura em Celsius
\bar{T}	temperatura média
T'	flutuação em torno de \bar{T}
T_0	temperatura de referência
M	velocidade horizontal
\bar{M}	velocidade média horizontal do vento
$\overline{u'w'}$	fluxo vertical turbulento da componente u do vento
$\overline{v'w'}$	fluxo vertical turbulento da componente v do vento
$\overline{w'T'}$	fluxo vertical turbulento de calor sensível
$\overline{u'v'}$	fluxo longitudinal de momentum transversal
$\overline{u'T'}$	fluxo de calor sensível longitudinal
$\overline{v'T'}$	fluxo de calor sensível transversal
$\overline{w'^2}$	média da componente vertical turbulenta do vento ao quadrado

$\overline{T'^2}$	média da temperatura turbulenta ao quadrado
σ_M	desvio padrão de M
L	comprimento de Obukhov ou escala de comprimento
z	Altura
ξ	parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov
u_*	escala de velocidade ou velocidade de atrito
T_*	escala de temperatura
k	constante de von Kàrmàn
g	Gravidade
P	potência do vento
r	raio do rotor
V	velocidade média do vento
ρ	densidade do ar
I	intensidade da turbulência
C_p	coeficiente de eficiência do rotor
η	eficiência do conjunto gerador/transmissão mecânicas e elétricas

LISTA DE ABREVIATURAS

ABEEólica	Associação Brasileira de Energia Eólica
CLA	Camada Limite Atmosférica
CS	Camada Superficial
MME	Ministério de Minas e Energia
FURG	Universidade Federal do Rio Grande
TSMO	Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov

1. INTRODUÇÃO

A turbulência atmosférica vem sendo muito estudada desde o passar dos anos, sua importância há muito tempo é reconhecida, visto que a caracterização da estrutura da turbulência próxima à superfície é fundamental para obter uma descrição mais realista do comportamento dos escoamentos na Camada Limite Atmosférica (CLA), região em que a interação da superfície com a atmosfera é mais direta (Stull, 1988).

As equações que governam a turbulência são bastante complexas, desta forma, nas últimas décadas vem sendo desenvolvidas teorias de similaridade, as quais organizam as variáveis dentro de grupos adimensionais. Este processo está em crescente visibilidade entre os pesquisadores da área pelo fato de facilitar a modelagem de fenômenos que ocorrem na atmosfera.

A Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) tem sido destaque dentre as teorias de similaridade existentes para modelar a baixa atmosfera, pois, através das parametrizações estipuladas pela mesma, é possível obter um bom entendimento do comportamento dos escoamentos turbulentos próximo ao solo.

A hipótese base desta teoria é considerar os fluxos turbulentos constantes com a altura da Camada Superficial (CS) (Monin e Obukhov, 1954), além disso, utiliza-se das escalas universais de velocidade, temperatura e comprimento (variáveis independentes definidas pelo Teorema de Pi de Buckingham) para determinar funções universais adimensionais que expressam perfis verticais e parametrizações do comportamento dos escoamentos próximo ao solo.

Gill (1968) foi um dos pioneiros na aplicação da TSMO, discutiu escalas de comprimento e velocidade apropriadas para o ajuste geostrófico em condições neutras e de variação de temperatura na vertical (lapso). Os argumentos baseados na teoria de similaridade para estas escalas levam a uma melhor relação entre os ventos geostróficos e de superfície, já para em condições onde há diminuição acentuada na temperatura do ar, as regressões geostróficas são possíveis, porém com menor precisão.

As formas analíticas das funções universais ainda recebem grande atenção, no entanto o conhecimento teórico sobre turbulência atmosférica ainda é incompleto, sendo os principais resultados obtidos a partir de dados experimentais, o que, aliás, por conta dos avanços tecnológicos com o passar dos anos o fenômeno da turbulência na camada limite atmosférica tem sido mais bem

explorado devido aos equipamentos de medição, tais como anemômetros de alta frequência, e do aprimoramento dos processos de armazenagem, tratamento e análise de dados observacionais.

Este trabalho unifica a TSMO junto à dados experimentais na iniciativa de realizar uma interpretação e caracterização da turbulência atmosférica no município de Rio Grande. Este município está localizado na região litorânea no sul do Estado do Rio Grande do Sul possui limites hidrográficos com o oceano Atlântico, o estuário da Laguna dos Patos, a Lagoa Mirim e o canal de São Gonçalo, conta com um polo industrial de grande capacidade de ampliação o que levanta a preocupação com a dispersão de poluentes e outros problemas ambientais ocasionados pelas atividades de grandes industriais.

Além disso, esta região possui grande potencial no que se refere à geração de energia eólica, tendo já em atividade o Complexo Eólico Corredor do Senandes, que segundo a EPCOR Energia (2017) obterá 180,9 MW de potência após a sua implementação completa. Porém, apesar de já haverem iniciativas como esta, o estado do Rio Grande do Sul possui apenas 11,9% da potência instalada no estado proveniente de energia eólica (Atlas Rio Grande do Sul, 2014).

Partindo dos pressupostos apresentados anteriormente, pretende-se com este trabalho: verificar o comportamento da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov para a CS no município de Rio Grande, estabelecer uma caracterização da turbulência local e por fim definir brevemente a influência da turbulência na estimativa de geração de energia eólica.

Especificamente, objetiva-se realizar o controle de qualidade dos dados meteorológicos, aplicar a TSMO através das relações de similaridade e por fim criar um roteiro de trabalho com os dados da torre para futuros estudos.

A estrutura desta dissertação está disposta da seguinte maneira: o primeiro Capítulo inicia com a introdução, os objetivos do trabalho e a justificativa para realização da pesquisa; no Capítulo 2 o referencial teórico é apresentado; no Capítulo 3 é descrito os materiais e métodos seguidos para o cumprimento dos objetivos fixados. No Capítulo 4 são apresentados os resultados finais após a execução das atividades previstas. O Capítulo 5 relata as considerações finais e possíveis trabalhos futuros.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesta seção são apresentados alguns conceitos básicos relacionados à turbulência atmosférica, esta seção tem por finalidade facilitar o entendimento do estudo proposto e ampliar os conhecimentos referentes à modelagem da camada superficial.

2.1. Camada Limite Atmosférica

A troposfera é onde acontece a maioria dos fenômenos atmosféricos que interferem diretamente na vida das pessoas, sua altura é de aproximadamente 10 quilômetros, tendo o solo como ponto de início. Nos primeiros quilômetros da troposfera é que se localiza a Camada Limite Atmosférica. Esta região fica em contato direto com a superfície da Terra sofrendo influências da mesma, e responde as forçantes superficiais com uma escala de tempo de aproximadamente 1 hora. Seu ciclo natural é de 24 horas, podendo alcançar, em sua espessura no período da tarde, centenas de metros a mais de 1 km (Stull, 1988). A Camada Limite Superficial é a região inferior da Camada Limite Atmosférica onde os fluxos turbulentos variam em menos de 10% de sua magnitude.

A formação da Camada Limite Atmosférica diurna ocorre pelo aquecimento da superfície pelo sol e consequente transferência de calor para a atmosfera mais fria. Surge, então, uma camada convectiva com movimentos de escalas espaciais de 1-2 km na vertical, devido à intensa mistura turbulenta de origem térmica, denominada Camada Limite Convectiva ou Camada de Mistura. Nesta, o vento médio, a temperatura potencial, concentração de poluentes, entre outros, são praticamente constantes com a altura (Stull, 1988).

Durante a noite o processo é inverso ao do dia, pois, como a terra esfria mais rapidamente do que a atmosfera acontece uma transferência de calor em sentido oposto. A escala espacial dos movimentos atmosféricos próximos a superfície fica restrita a algumas centenas de metros, região denominada Camada Limite Estável, com turbulência fraca e esporádica (Arya, 2001).

Enfim, dentre todas as evoluções da Camada Limite Atmosférica, a CS é mais explorada por pesquisas micrometeorológicas, pois, além de ser a camada onde a maioria das atividades humanas

é realizada, ela também é a de mais fácil acesso para implementação de equipamentos meteorológicos.

2.2. Turbulência da Atmosfera

Uma das primeiras pessoas a perceber o fenômeno de turbulência foi o pensador e artista do renascimento Leonardo da Vinci, que viveu entre 1452 e 1519. Suas obras representavam escoamentos caóticos e em analogia a uma multidão de pessoas agitadas, uma *turba*, originou-se o nome turbulência.

Passados quase 500 anos após Leonardo, este fenômeno ainda é um grande desafio para a física clássica, visto o seu comportamento irregular. Como a maioria dos escoamentos presentes na natureza e na tecnologia são turbulentos, caracterizar a turbulência tornou-se um problema de interesse científico e econômico.

A formação da turbulência atmosférica ocorre devido a diversos fatores, entre eles, o aquecimento da superfície que faz com que o ar subjacente aqueça e em consequência comece um processo de convecção. Outro fator que causa turbulência são os obstáculos mecânicos. Segundo Stull (1988) obstáculos como árvores, edifícios e picos desviam o escoamento, causando ondas de turbulência em torno dos mesmos.

A turbulência atmosférica tem significativa importância em relação ao clima, logo atividades como a agricultura, por exemplo, sofrem influências diretas destes processos. Apesar da especulação de que Leonardo da Vinci ter estudado a origem física do escoamento turbulento, apenas em 1883 foi publicado por Osborne Reynolds um estudo com razoável alicite teórico referente à similaridade dinâmica entre escoamentos.

O critério estabelecido por Reynolds deu origem ao número \mathfrak{R}_e que representa a razão entre as forças de inércia e as forças viscosas dentro do fluido. Quando um fluido apresenta um alto número de Reynolds apresenta um escoamento caracteristicamente turbulento, quando o inverso acontece o fluido terá um escoamento laminar.

Estudos posteriores deste mesmo autor conceberam uma modelagem da turbulência a partir de uma interpretação estatística, assim o fenômeno de turbulência passou a ser tratado como flutuações em torno das médias de variáveis.

Algumas ponderações estatísticas são adotadas para a simplificação de equações que modelam a turbulência, tais como estacionariedade, homogeneidade e isotropia. A turbulência é dita homogênea quando as propriedades do escoamento não variam espacialmente. Estacionária quando não apresenta variação no tempo e isotrópica quando as características do escoamento são independentes da direção. Esta última é uma idealização que ocorre somente em fluidos que ocupam um volume infinito (Tessarotto e Asci, 2010). O conceito de turbulência homogênea e isotrópica foi proposto por Taylor em 1935.

2.3. Teoria Estatística dos Movimentos Turbulentos

Esta teoria expressa o comportamento irregular das grandezas físicas envolvidas na atmosfera em termos de um valor médio e de uma flutuação estatística em torno dessa média. Segundo Stull, Reynolds ampliou esta teoria e sugeriu a separação do escoamento das grandezas físicas em partes turbulentas e não turbulentas. Assim, as componentes zonal (u), meridional (v) e vertical (w) da velocidade do vento, por exemplo, podem ser escritas como:

$$u = \bar{u} + u' \quad (2.3.1)$$

$$v = \bar{v} + v' \quad (2.3.2)$$

$$w = \bar{w} + w' \quad (2.3.3)$$

onde, \bar{u} , \bar{v} e \bar{w} são as componentes médias e, u' , v' e w' são as componentes turbulentas. Sabendo disso, a medida para a intensidade da turbulência, ou seja, a Energia Cinética Turbulenta (ECT) é dado por:

$$\bar{e} = \frac{1}{2} (\bar{u}'^2 + \bar{v}'^2 + \bar{w}'^2) \quad (2.3.4)$$

É importante lembrar que a Energia Cinética Turbulenta desempenha um importante papel em micrometeorologia e está relacionada ao transporte de calor, umidade e momentum através da camada limite. Uma estimativa da intensidade da turbulência é expressa pela seguinte equação:

$$I = \frac{\sigma_M}{\bar{M}} \quad (2.3.5)$$

onde, σ_M é o desvio padrão de M e \bar{M} é a velocidade média na horizontal.

Outro parâmetro que pode ser usado para diagnosticar a intensidade da turbulência é a altura da CLA, pois sua variação está relacionada à mudança de temperatura durante o dia. Em geral dias quentes geram atividades mais intensas de turbulência devido aos seus efeitos convectivos, uma vez que, as massas de ar quente tendem a subir tomando o lugar de massas mais frias.

Os fluxos verticais turbulentos serão obtidos em termos do Método das Covariâncias (MC), a hipótese básica deste método é o cálculo das covariâncias entre as flutuações temporais de alta frequência (Arya, 1988). Uma covariância entre duas variáveis é a média do produto das perturbações tanto da propriedade que se quer estimar os fluxos quanto da componente do vento na direção em que o fluxo ocorre em relação a sua média. O fluxo de calor sensível por este método é dado como $\overline{w'T'}$.

Os parâmetros característicos assim como as escalas de comprimento, velocidade e temperatura foram calculados e analisados em termos da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov, sendo que as equações regentes dos mesmos já foram apresentadas acima.

2.4. Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov

Desde 1954, data que foi publicado o primeiro trabalho referente à hipótese de similaridade para fluxos turbulentos sobre superfícies planas, a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov tem se destacado na função de descrição da camada superficial atmosférica e obtido sucesso na parametrização de algumas propriedades de escoamentos.

Para a validade da TSMO é necessário que os escoamentos sejam horizontalmente homogêneos, estacionários e independentes da altura, ser possível desprezar o movimento de rotação da Terra, garantir que as trocas turbulentas sejam bem mais intensas do que as moleculares e que seja válida a aproximação de Boussinesq (Zeri, 2002).

Esta teoria tem como objetivo encontrar funções de validade universal para diversas grandezas micrometeorológicas médias da CS e para os diversos momentos estatísticos associados às suas flutuações turbulentas.

A suposição da TSMO vem da combinação da turbulência mecânica com a convectiva, onde os fluxos verticais são considerados constantes com a altura. Para isto, vários parâmetros atmosféricos são utilizados e quando normalizados pelas escalas de velocidade (u_*) e de temperatura (T_*) passam ser funções universais de z/L (parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov), sendo z a altura de medição e L a escala de comprimento (comprimento de Obukhov) dado por:

$$L = \frac{-u_*^3}{k \frac{g}{T_0} \overline{wT'}} \quad (2.4.1)$$

onde k é a constante de von Kàrmàn, considerada 0,4 nesta pesquisa, g é a aceleração da gravidade, T_0 é uma temperatura de referência.

O Comprimento de Obukhov (L) é um importante parâmetro para determinar as condições de estabilidade atmosférica na camada superficial. Através dele, consegue-se estimar a que altura os efeitos da turbulência mecânica são significativos em comparação aos efeitos da turbulência convectiva (Stull, 1988). Sua relação com o fluxo vertical turbulento de calor sensível assume valores negativos em condições instáveis, positivos em estáveis e valores próximos de zero em condições neutras.

Assim, através do comprimento de Obukhov, define-se um parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov, $\xi = z/L$, onde sua melhor definição seria “um parâmetro de escala da camada superficial” (Stull, 1988), este parâmetro é estabelecido da seguinte maneira: $\xi > 0$ a CS é estável, $\xi < 0$ a CS é instável e $\xi = 0$ a CS é neutra. Como a igualdade a zero é extremamente rara de se obter a partir de dados reais, é comum utilizar um intervalo de valores para este regime. O intervalo adotado para definir condições de neutralidade da camada superficial foi $-0.01 < \frac{z}{L} < 0.01$, estes valores baseiam-se nas discussões de Peña et. al (2010) e Argyle e Watson (2014).

A escala da velocidade, ou velocidade de atrito, é calculada a partir do método do tensor de Reynolds e é dada por:

$$u_* = [(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2]^{\frac{1}{4}} \quad (2.4.2)$$

Uma escala de temperatura derivada desta é:

$$T_* = \frac{-\overline{T'w'}}{u_*} \quad (2.4.3)$$

onde, $\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{w'T'}$ são, respectivamente, os fluxos verticais turbulentos da componente u do vento, da componente v do vento e de calor sensível. Estas escalas são as ferramentas fundamentais da TSMO, pois é através delas que as parametrizações para a CS são feitas.

2.4.1. Relações de Similaridade

A organização de variáveis em grupos adimensionais, princípio da Teoria de Similaridade, permite estimar relações de similaridade que auxiliam na interpretação física de diferentes fenômenos da camada limite atmosférica. Desta forma, a partir de medições de variáveis de fácil acesso pode-se estimar o comportamento de outras onde os experimentos meteorológicos exigem maior complexidade.

Businger et al. (1970) utilizou-se desta ferramenta em um estudo durante o verão de 1968 em Kansas, onde o objetivo principal era definir equações adimensionais para os perfis verticais de vento médio e temperatura para a CS a partir do parâmetro adimensional de estabilidade de Monin-Obukhov, z/L , assumindo o perfil adimensional do vento (φ_M) na CS acima de superfícies planas como:

$$\varphi_M = \frac{kz}{u_*} \frac{\partial \bar{M}}{\partial z} \quad (2.4.1.1)$$

Análogo a este, o perfil vertical adimensional de temperatura (φ_H) na CS foi definido como,

$$\varphi_H = \frac{z}{T_*} \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (2.4.1.2)$$

onde $\frac{\partial \bar{M}}{\partial z}$ é o gradiente do vento médio na horizontal, $\frac{\partial \bar{T}}{\partial z}$ é o gradiente do temperatura médio na horizontal, e as outras variáveis já foram apresentadas em Eq.(2.3.2) e Eq.(2.3.3).

Neste sentido, para a validação da TSMO no município de Rio Grande, foram verificadas algumas relações de semelhança, tais como, as dos resultados do estudo citado acima e também de outros estudos já estabelecidos. Para cada período de estabilidade tem-se um grupo de relações a ser analisada. Estas relações foram organizadas por Stull (1988), porém, os estudos que deram origem as mesmas foram feitos por: Businger et al, 1970; Wyngaard,1993; Wyngaard et al, 1971; Berkowicz e Prahm, 1984.; Sorbjan, 1986,1987; Nieuwstadt,1984; Lascor e Arya, 1986.

Seguem em sequência as relações para a Camada Superficial no período de estabilidade:

$$\varphi_M = 1 + 4.7(z/L) \quad (2.4.1.3)$$

$$\varphi_H = 0.74 + 4.7(z/L) \quad (2.4.1.4)$$

$$\frac{\overline{u'v'}}{u_*^2} = \text{constante} \quad (2.4.1.5)$$

$$\frac{(\overline{u'T'^2} + \overline{v'T'^2})^{1/2}}{u_* T_*} = 4 \quad (2.4.1.6)$$

$$\frac{\overline{u'^2} + \overline{v'^2}}{u_*^2} = 8.5 \quad (2.4.1.7)$$

$$\frac{\overline{w'^2}}{u_*^2} = 2.5 \quad (2.4.1.8)$$

$$\frac{\overline{T'^2}}{T_*^2} = 4 \quad (2.4.1.9)$$

$$\frac{\bar{e}}{u_*^2} = \text{constante} \quad (2.4.1.10)$$

onde $\overline{u'v'}$ é o fluxo longitudinal de momentum transversal, $\overline{u'T'}$ é o fluxo de calor sensível longitudinal, $\overline{v'T'}$ é o fluxo de calor sensível transversal, $\overline{w'^2}$ é a média da componente vertical turbulenta do vento ao quadrado, $\overline{T'^2}$ é a média da temperatura turbulenta ao quadrado e \bar{e} é a energia cinética turbulenta. Como é muito rara a presença da condição neutra, principalmente na região do estudo, as equações de semelhança para esta condição serão ignoradas.

A seguir, são apresentadas as relações de semelhança para a CS no período de instabilidade:

$$\varphi_M = (1 - 15(z/L))^{-1/4} \quad (2.4.1.11)$$

$$\varphi_H = 0.74(1 - 9(z/L))^{-1/2} \quad (2.4.1.12)$$

$$\frac{(\overline{w'^2})^{1/2}}{u_*^2} = 1.9 \cdot \left(-\frac{z}{L}\right)^{1/3} \quad (2.4.1.13)$$

$$\frac{(\overline{T'^2})^{1/2}}{T_*^2} = -0.95 \cdot \left(-\frac{z}{L}\right)^{-1/3} \quad (2.4.1.14)$$

As variáveis presentes neste segundo grupo de equações já foram mencionadas anteriormente. Estas relações permitem um entendimento bastante significativo em relação aos escoamentos da CS, pois permitem que se estimem variáveis independentemente da altura. Vale

ressaltar que as constantes livres, em alguns casos devem ser ajustadas, visto que as relações mostradas acima foram determinadas empiricamente em diferentes locais de medição.

2.5. Energia Eólica

O estudo de estimativa de energia eólica no Brasil baseia-se na maioria dos casos em medições de vento feitas em torres anemométricas com alturas variando de 80 a 120 metros, este fator torna os estudos caros para o mercado eólico, logo, alternativas a isto vem sendo discutidas, como por exemplo, modelos que estimem velocidades de vento a uma altura desejada sem a necessidade de experimentos físicos.

O perfil médio da velocidade do vento sofre influências de cada período de estabilidade estática da camada superficial, assim, o perfil logarítmico deve ser corrigido por funções de correção que concordem com os diferentes regimes.

A potência do vento varia com o cubo (terceira potência) da velocidade média, Equação (2.5.1), o que reforça a importância da estimativa correta da velocidade do vento para a previsão de geração de energia (Manwel, J.F.et al, 2002),

$$P = \frac{1}{2} \rho V^3 \pi r^2 C_p \eta \quad (2.5.1)$$

onde P é a potência do vento em watts, ρ é a densidade do ar em kg/m^3 , r é o raio do rotor em metros, $\pi = 3.1415926535$, V é a velocidade média do vento, dada em m/s , C_p é o coeficiente de eficiência do rotor considerado 0.45 e η é a eficiência do conjunto gerador/transmissão mecânicas e elétricas sendo assumido 0.93 para este estudo.

Atualmente, dentre as fontes de energia renovável o setor eólico está em uma crescente no mercado. No ano de 2015 o Brasil subiu sete posições no ranking mundial e atualmente está em 8º maior produtor de energia eólica do mundo (MME, 2016), sendo que até o momento a geração de energia eólica no país alcança 10,85 GW, que corresponde a 7,1% da matriz elétrica brasileira (ABEEólica, 2017).

Segundo Wang, Guo e Huang (2011) a capacidade instalada cresce mais de 30% a cada ano, e deve representar 12% de toda a energia elétrica produzida até 2020, com cerca de 30GW. Como a

energia eólica é proveniente da energia cinética do vento, são necessários conhecimentos de bastante propriedade quanto às circulações da região que se pretende implantar parques eólicos.

Apesar de algumas iniciativas, o setor ainda necessita de investimentos e maiores estudos, principalmente no conhecimento mais apurado dos recursos eólicos, assim como na melhoria da confiabilidade das estimativas acerca da variabilidade do vento, variabilidade econômica, planejamento e distribuição da planta eólica, etc. (Pinto et al., 2014).

Para a região de Rio Grande pode-se destacar duas pesquisas com finalidades de previsão de potencial eólico (Krusche et al., 2015; Zanotta e Krusche, 2017), as duas pesquisas basearam-se no modelo de mesoescala Weather Research and Forecast (WRF) para analisar a potência eólica da região sul do estado do Rio Grande do Sul em dois níveis, sendo que a primeira considerou as alturas de 50 e 150 metros e a segunda para alturas de 12 e 28 metros.

No primeiro estudo concluiu-se que o modelo de mesoescala produz resultados semelhantes aos apresentados pelo Atlas de vento da Associação Brasileira de Energia Eólica e podem ser estendidos tanto para caracterizar a produção de energia eólica em longo prazo, como para estimar as variações extremas de curto prazo. Já a pesquisa de Zanotta e Krusche (2017), apontou que o modelo de previsão utilizado forneceu dados com boa correlação aos dados reais, entretanto a concordância verificada não foi suficientemente elevada a ponto de produzir bons resultados nos comparativos de energia gerada e prevista.

Como uma continuação na busca pela compreensão de maior precisão na estimativa de velocidade do vento para o município de Rio Grande uma das hipóteses deste trabalho é verificar valores de potencia eólica quando considera-se os diferentes períodos de estabilidade estática na camada superficial.

3. METODOLOGIA

Para esta pesquisa foram utilizadas medidas realizadas durante 320 dias, iniciando em 24 de maio de 2014 e terminando em 11 abril de 2015, em aproximadamente 60 GB de dados. A organização cronológica da pesquisa segue da seguinte maneira: primeiramente estes dados são passados pelo processamento de dados, onde a rotação das componentes de velocidade, ajuste das horas de acordo com o horário de vigência na região estudada e limpeza de dados com interferência da torre são feitas. Após, inicia-se o controle de qualidade e o alinhamento das componentes de velocidade. Ao final, os dados são concatenados em médias de 20 minutos e inicia-se o processo de aplicação da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov e de estudo de potencial eólico.

3.1. Dados de Turbulência

Os dados utilizados neste estudo são coletados em uma torre meteorológica situada nas dependências da Universidade Federal do Rio Grande (FURG) no município de Rio Grande, estado do Rio Grande do Sul, como mostra a Figura (3.1.1). A localização da torre é $32^{\circ}04'10.7''S$ e $52^{\circ}10'08.2''W$. E um raio de aproximadamente 150 metros, o terreno é homogêneo e plano, a mais desta distância, em alguns pontos a vegetação é alta e possui construção civil. A distância aproximada do experimento a orla da praia do Cassino é de 13 km, enquanto da Lagoa dos Patos é de 2 km, Figura (3.1.2).

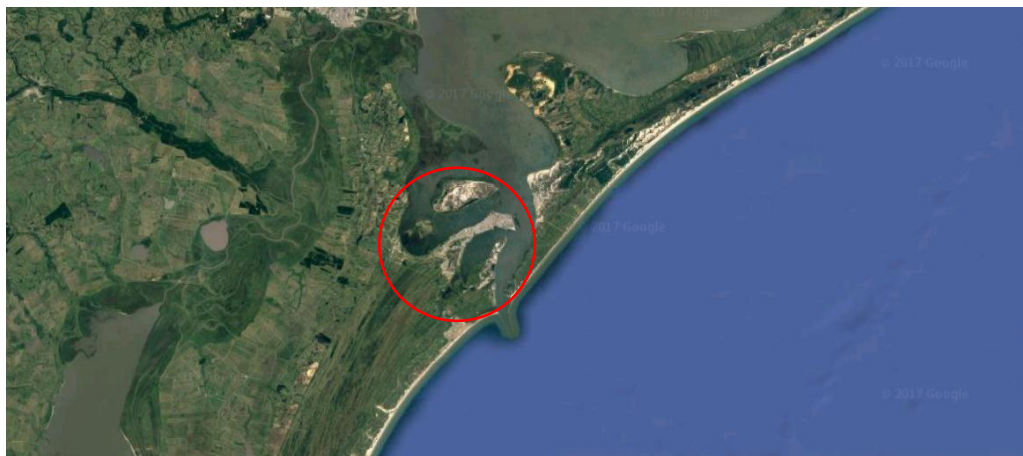


Figura 3.1.1 - Localização da região da torre meteorológica em relação a Lagoa dos Patos e ao Oceano Atlântico (Adaptação do Google Maps, 2017).

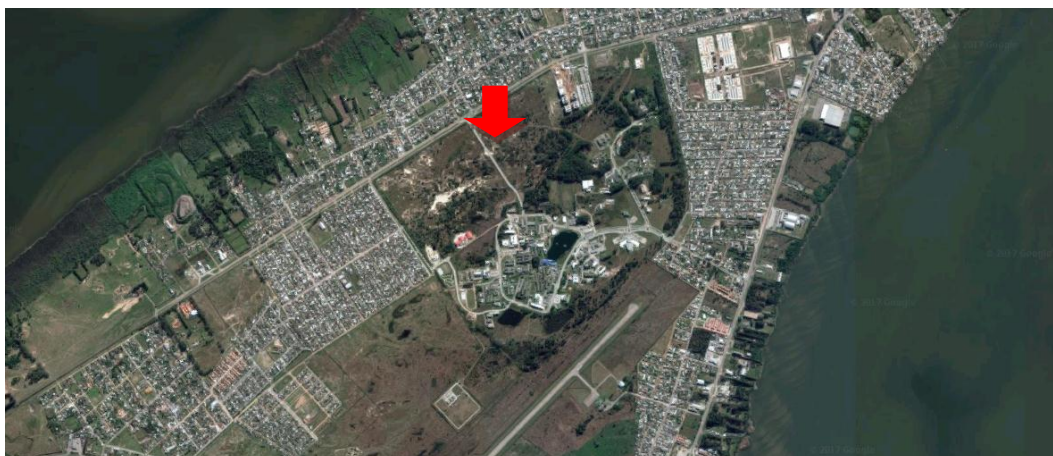


Figura 3.1.2 - Localização da torre meteorológica (Adaptação do Google Maps, 2017).

A torre possui 50 metros de altura, Figura (3.1.3), e é composta pelos instrumentos descritos na Tabela (3.1.1) e Figuras (3.1.4), (3.1.5), (3.1.6) Os sinais elétricos são armazenados em um datalogger, modelo CR5000, marca Campbell Scientific, programado para coletar e registrar os dados numa frequência de 20 Hz, no caso dos dados dos anemômetros sônicos e do analisador de gases, e de 1 Hz, dos demais instrumentos.

Tabela 3.1.1 – Algumas variáveis e equipamentos que compõem a torre meteorológica

VARIÁVEL	UNIDADE	INSTRUMENTO/MODELO	ALTURA
Velocidade do vento zonal (u), meridional (v) e vertical (w)	m/s	Anemômetro Sônico (CSAT/ Campbell Scientific)	20 e 28 metros
Temperatura (T)	$^{\circ}C$		
Densidade de dióxido de carbono (ρ_c)	mg/m^3	Analisador de CO_2 e H_2O (EC150/ Campbell Scientific)	28 metros
Densidade de hidrogênio (ρ_h)	g/m^3		
Pressão (p)	kPa		
Radiação Líquida (R_l)	W/m^2	Radiômetro (NR-LITE/ Kipp&Zonen)	6 metros

As variáveis analisadas para esta pesquisa serão: temperatura, velocidade do vento zonal, meridional e vertical. Como descrito na tabela acima, os dados de velocidade do vento foram coletados a uma frequência de 20 Hz, por dois anemômetros sônicos triaxial CSAT3 da Campbell Scientific Inc., e a temperatura foi estimada pela relação entre a velocidade do som e a temperatura virtual.



Figura 3.1.3 - Torre meteorológica (Fonte: Bohnenberger, 2017).



Figura 3.1.4 - Anemômetros Sônicos (Fonte: Ribas, 2017).



Figura 3.1.5 - Painéis solares (Fonte: Ribas, 2017).



Figura 3.1.6 - Base da torre, compartimentos de armazenamento da bateria e datalogger (Fonte: Ribas, 2017).

A partir das duas figuras acima é notável que a região onde as medições das variáveis são feitas possui diferentes características de solo ao seu entorno. Logo, estabeleceu-se o cálculo da rugosidade aerodinâmica a partir da Equação (3.1.1), equação do perfil logarítmico do vento, no intuito de verificar a altura da subcamada rugosa, pois acima desta o fluxo não é influenciado significativamente pela viscosidade ou pela estrutura individual dos obstáculos.

$$\bar{M} = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \Psi \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (3.1.1)$$

onde z é a altura da medição e $\Psi \left(\frac{z}{L} \right)$ são funções de correção do vento para cada período de estabilidade da CS. As outras variáveis já nomeadas em Eq.(2.3.1) e Eq. (2.4.5), isolando a variável de rugosidade aerodinâmica, têm-se:

$$z_0 = \frac{z}{e^{(k|\bar{M}|/u_*)}} + \Psi \left(\frac{z}{L} \right) \quad (3.1.2)$$

A rugosidade aerodinâmica é um importante fator quando se quer analisar potencial eólico, pois a partir dela é possível definir a influencia dos obstáculos presentes ao entorno de uma torre eólica em relação à velocidade do vento.

A sustentação da torre foi feita por meio de estais, logo, por questões geométricas, não foi possível seguir as instruções do manual referentes à direção de instalação dos anemômetros. Para seguir a denominação original das componentes de velocidade do vento zonal (u), meridional (v) e vertical (w) uma rotação das coordenadas de velocidade é estabelecida, Eq. (3.1.3), (3.1.4), (3.1.5), sendo:

$$\tilde{u} = -v \quad (3.1.3)$$

$$\tilde{v} = u \quad (3.1.4)$$

$$\tilde{w} = w \quad (3.1.5)$$

Além desta rotação, como um primeiro processamento de dados, foi realizada uma correção das horas devido ao fuso horário programado no datalogger ser diferente ao Horário de Brasília, o qual é o utilizado como referência no local da experimentação.

A estrutura da torre tem influência direta nas estimativas de velocidades do vento, logo é necessário analisar a geometria desta e assim eliminar os dados da direção onde existe possibilidade de estimação imprecisa das variáveis de vento devido a um deslocamento da direção. Na Figura (3.1.7) segue um esquema da geometria da torre meteorológica.

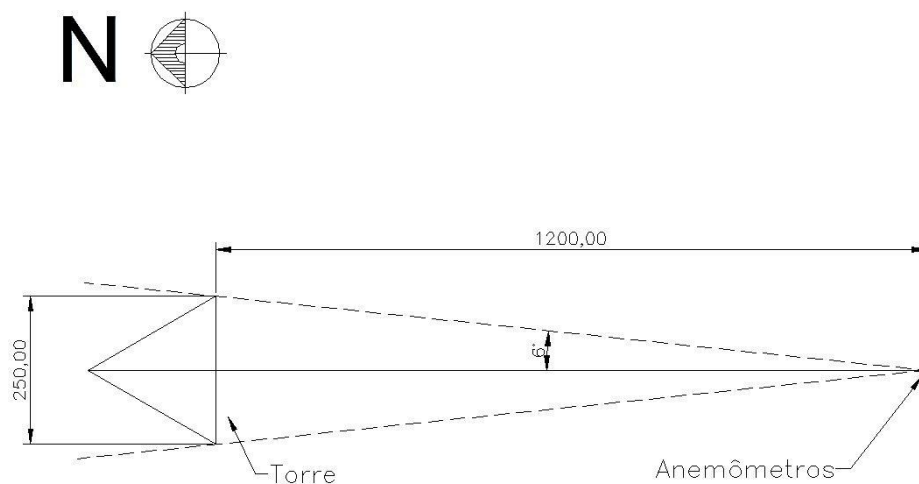


Figura 3.1.7 - Geometria da torre meteorológica. Onde 1200 mm é a medida do braço de sustentação do anemômetro, 250 mm é a medida de cada lado da torre e 6° é a angulação estimada onde as velocidades sofrem interferência da estrutura da torre.

Através desta geometria, utilizando relações trigonométricas do triângulo retângulo, estimou-se que as direções a serem descartadas por conta da interferência da torre, são correspondentes a 12° em torno de 0° azimutal (Norte), 6° em sentido horário e 6° anti-horário.

Uma ultima manipulação dos dados foi feita para as temperaturas, pois, em um dia ideal, com sol e sem precipitação, durante o dia, a temperatura do ar em um nível alto deve apresentar valores menores comparando ao nível mais baixo, porém, durante a noite este processo deve apresentar uma inversão. Porém, verificou-se nas medidas de temperatura deste estudo um comportamento onde a inversão não ocorria, Figura (3.1.8), foi constatado desta forma que a temperatura apresentava problema de *offset*, ou seja, era necessário realizar um ajuste para os valores da temperatura visto que existia uma relação de erro presente entre os dois níveis.

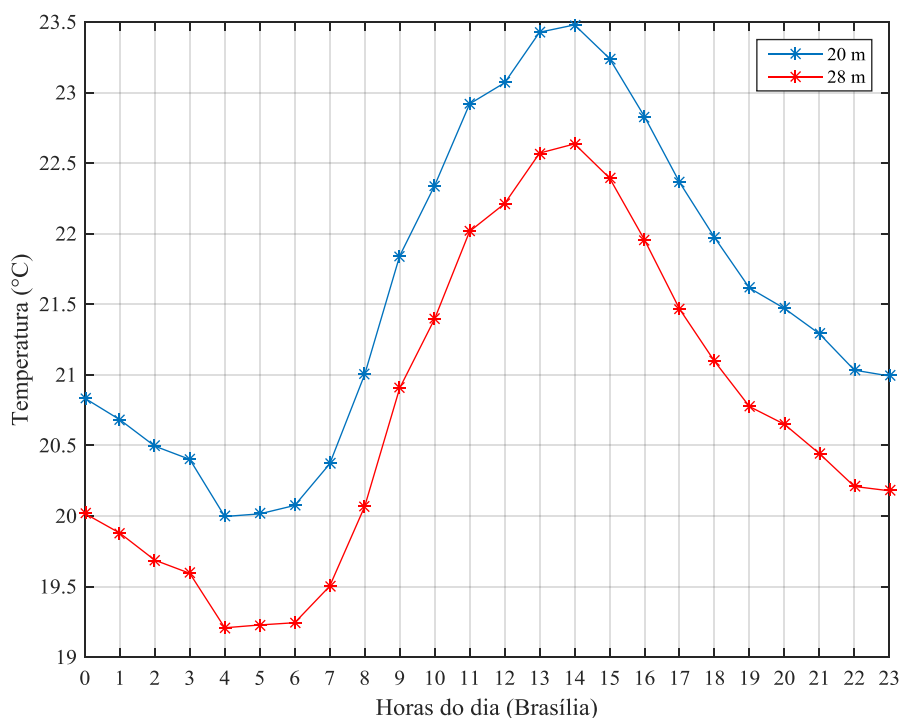


Figura 3.1.8 - Ciclo diário de temperatura a partir de médias por hora do dia de todo o período de medição em Celsius (°C). Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

Desse modo, foi calculado a diferença entre os valores de temperatura nos dois níveis de medição às 14 horas, visto que é este o horário onde ocorre o pico da temperatura nos dois níveis quando expresso um ciclo diário para total de dados. O resultado para este diferencial foi de aproximadamente 0,85 °C, esta diferença de temperatura foi perceptível em todo o ciclo diário, portanto, uma correção para as temperaturas estimadas em 20 metros foi realizada e um novo comportamento do ciclo corrigido foi definido.

3.2. Controle de Qualidade

A análise da qualidade dos dados utilizada é baseada nas sugestões de Vickers e Mahrt (1996) com algumas restrições. A escolha de seguir este estudo surge do fato de que neste trabalho

são apresentados padrões incomuns de séries temporais com bastante clareza e a teoria desenvolvida no mesmo é fundamentada em experimentos práticos.

Os dados foram analisados em intervalos de cinco minutos. A primeira etapa da análise consiste em verificar se os dados estão dentro de intervalos absolutos considerados limites rígidos para descartar registros errôneos por conta de equipamentos, ou seja, valores absurdos que não são provenientes de fenômenos físicos.

O limite absoluto verificado para as velocidades da componente u e v é o intervalo entre as magnitudes -30 a 30 m/s , para a velocidade vertical são os valores entre -5 a 5 m/s , para temperatura valores entre -20 e 60 $^{\circ}C$, para concentração de CO_2 as medições que indiquem valores entre 0 e 900 ppm e para a umidade específica entre 0 e 30 g/kg .

A segunda etapa comporta a teoria estatística ligada à distribuição normal, são verificados valores de curtose e assimetria, sendo assumidos como intervalo de confiança os valores entre -2 e 2 para assimetria e entre 1 e 8 para a curtose. Ao final das duas etapas o programa devolve uma matriz que detecta quais os arquivos que apresentam erro.

3.3. Alinhamento das componentes de velocidade

O não alinhamento das componentes de velocidade do vento em relação ao solo (u -componente na direção paralela ao vento médio, v -componente transversal à direção média e w -componente perpendicular à direção média) implica diretamente na precisão das variáveis medidas e apresentam erros na estimativa de parâmetros meteorológicos como, por exemplo, no cálculo dos fluxos turbulentos. Devido a este fator, quando se trabalha com experimento através de sensores 3D é importante que se faça uma correção no alinhamento das componentes de velocidade do vento.

Kaimal e Finningan (1994) apresentaram um estudo do alinhamento das componentes de velocidade de grande aceitação na comunidade de processamento de dados meteorológicos, porém este estudo segue as sugestões e métodos apresentados por Wilczak et al. (2001) os quais basei-se em alguns momentos em Kaimal e Finningan (1994), assim aplica o método em séries de cinco minutos, realizando a rotação de elemento por elemento.

Primeiramente, considerando U_1 -(oeste-leste), V_1 -(sul-norte), W_1 -(vertical), cria-se um vetor médio e a partir dele gira-se o sistema de coordenadas de modo com que $\bar{V} = 0$. Esta transformação é feita através das seguintes equações:

$$U_2 = U_1 \cos\theta + V_1 \sin\theta \quad (3.3.1)$$

$$V_2 = -U_1 \sin\theta + V_1 \cos\theta \quad (3.3.2)$$

$$W_2 = W_1 \quad (3.3.3)$$

sendo que:

$$\theta = \tan^{-1} \frac{\bar{V}_1}{U_1} \quad (3.3.4)$$

Esta rotação deixa $\bar{V}_2 = 0$ de forma que não afete a componente vertical. Agora uma segunda rotação é feita para que $\bar{W} = 0$, que é da forma:

$$U_3 = U_2 \cos\phi + V_2 \sin\phi \quad (3.3.5)$$

$$V_3 = V_2 \quad (3.3.6)$$

$$W_2 = -U_2 \sin\phi + W_2 \cos\phi \quad (3.3.7)$$

sendo que:

$$\phi = \tan^{-1} \frac{\bar{W}_2}{U_2} \quad (3.3.8)$$

O resultado desta última rotação fornece onde $\overline{W}_3 = 0$. Ao final desta última rotação fica determinado que o novo eixo x_3 está na direção do escoamento médio, já as direções y_3 e w_3 dependem do alinhamento inicial do instrumento. Como a orientação final dos eixos deve ser de forma que o fluxo de momentum na direção transversal seja nulo, é necessária uma última transformação:

$$U_4 = U_3 \quad (3.3.9)$$

$$V_4 = V_3 \cos\varphi + W_3 \sin\varphi \quad (3.3.10)$$

$$W_4 = -V_3 \sin\varphi + W_3 \cos\varphi \quad (3.3.11)$$

onde:

$$\varphi = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{2\overline{v_3 w_3'}}{\overline{v_3^2} - \overline{w_3^2}} \right) \quad (3.3.12)$$

4. RESULTADOS

Os cálculos foram feitos a partir de dados dos anos de 2014 e 2015, no intervalo do dia 26 de maio de 2014 a 11 de abril de 2015. Inicialmente contava-se com 100.888 arquivos de cinco minutos, 14% destes foram descartados devido ao controle de qualidade, onde verificou-se limites absolutos, curtose e assimetria. Na limpeza da interferência da torre mais 4% do total inicial foram descartados, totalizando 18% de arquivos de descarte. Após as análises de qualidade, estes dados foram concatenados em arquivos de 20 minutos, de forma a garantir as condições de homogeneidade e estacionariedade tomadas como hipóteses na aplicação da TSMO.

Inicialmente, foram determinadas a intensidade e a direção da velocidade do vento médio horizontal. Nas Figuras (4.1) e (4.2) são apresentadas as intensidades do vento médio na horizontal e a distribuição de frequência em relação às direções nos dois níveis de medição, observa-se que as regiões onde o vento foi predominante nos dois níveis se mantêm em norte e nordeste, sendo em nordeste também os ventos de maior intensidade.

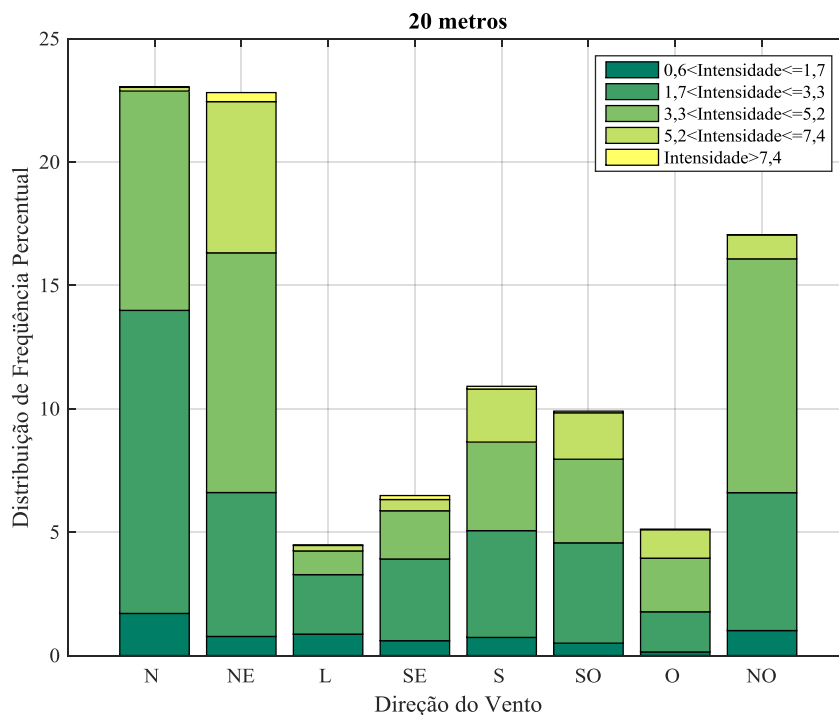


Figura 4.1- Distribuição de frequência percentual da direção da velocidade do vento considerando a sua intensidade em m/s em 20 metros.

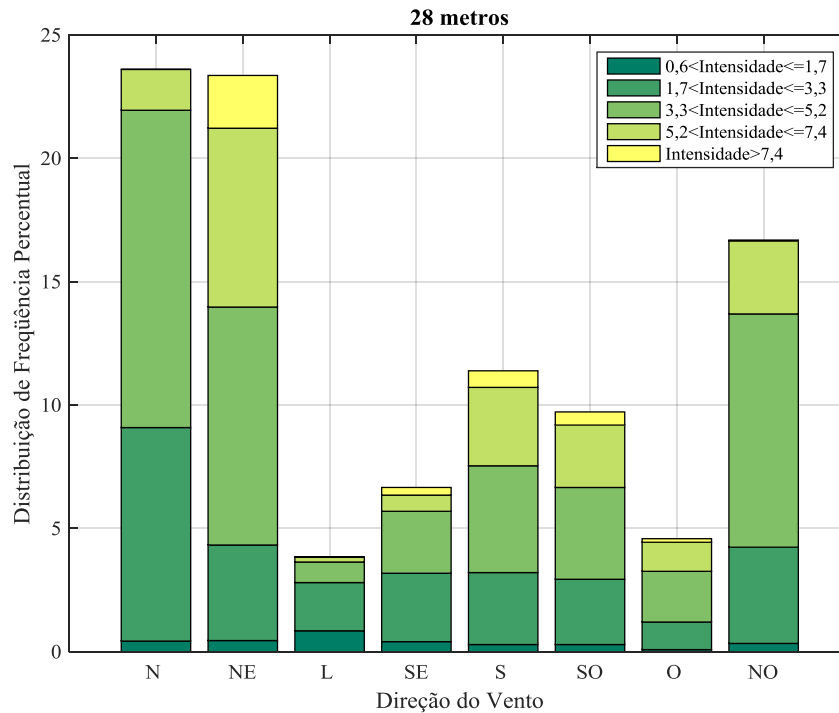


Figura 4.2 - Distribuição de frequência percentual da direção da velocidade do vento considerando a sua intensidade em m/s em 28 metros.

A maior incidência de ventos acima de 7,4 m/s de velocidade ocorre em 28 metros de altura, este comportamento verifica o perfil logarítmico do vento para o local do experimento, ou seja, que em maiores altitudes têm-se maior intensidade do vento. A distribuição de temperatura deste mesmo período, maio de 2014 a abril de 2015, está apresentada na Figura (4.3).

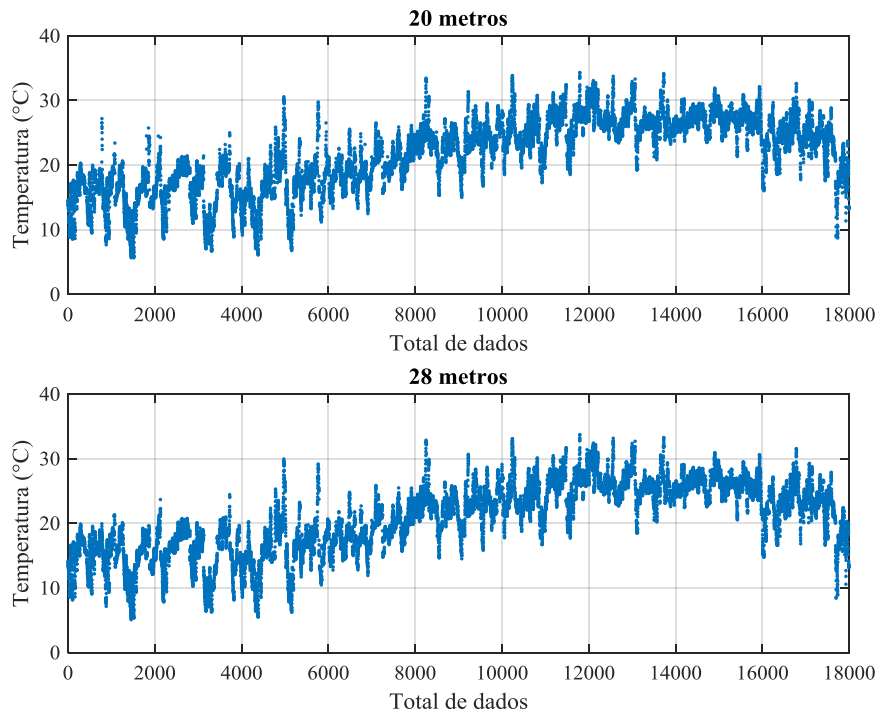


Figura 4.3- Distribuição de temperatura para todo o período de medição em Celsius (°C) em 20 e 28 metros.

É notório o comportamento crescente da temperatura próximo à medição que corresponde ao dado de número 6 mil (final do mês setembro), e a partir do dado número 16 mil a temperatura volta diminuir indicando o início do mês de abril. Os comportamentos do ciclo diário de todo o período de medição feito a partir de médias a cada hora e uma média mensal para a temperatura são apresentados nas Figuras (4.4) e (4.5).

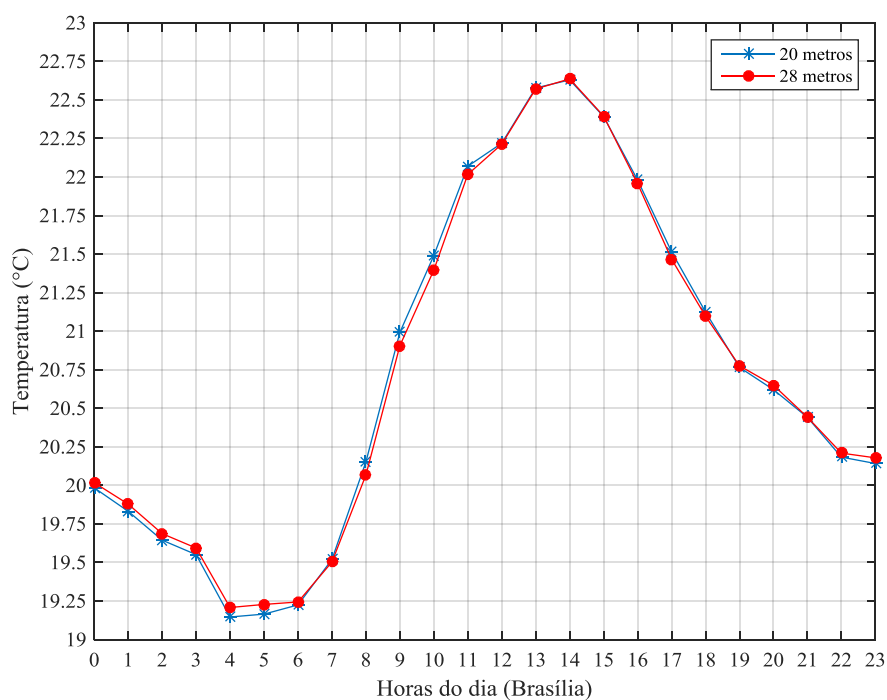


Figura 4.4 - Ciclo diário de temperatura a partir de médias por hora do dia de todo o período de medição em Celsius (°C) ajustado. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

Durante o período do dia as temperaturas nos dois níveis de medição são bastante próximas indicando a presença da camada de mistura, no período da noite o nível mais próximo a superfície, 20 metros, apresenta, em geral, temperaturas menores, fator proveniente ao resfriamento da superfície terrestre.

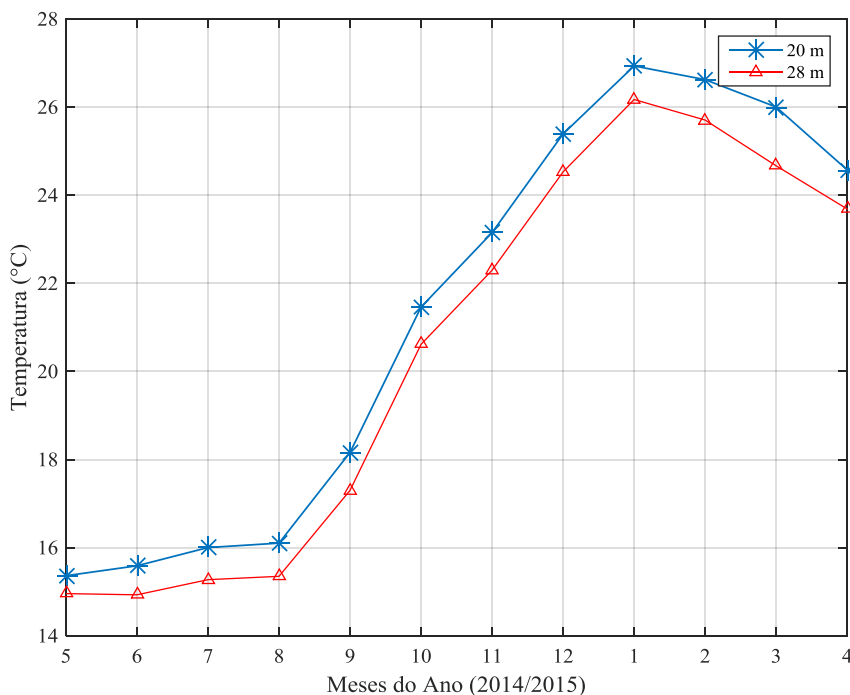


Figura 4.5 - Médias mensais de todo o período de medição em Celsius (°C). Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

Para o estudo de turbulência foi feita a interpretação de diferentes parâmetros, tais como da rugosidade média aerodinâmica do terreno, do comprimento de Obukhov, das escala de velocidade e temperatura, da energia cinética turbulenta, assim como dos fluxos turbulentos, tanto de temperatura quanto de velocidade em diferentes direções.

A rugosidade média aerodinâmica do terreno onde o experimento meteorológico está instalado foi calculada segundo a Eq. (3.1.2) no período de estabilidade, os resultados para os dois níveis de medição seguem na Figura (4.6) e concordam com os valores estabelecidos em Stull (1988), onde afirma que para zonas não urbanas (*outskirts of town*) os valores de rugosidade variam entre 0.4 e 1 metros.

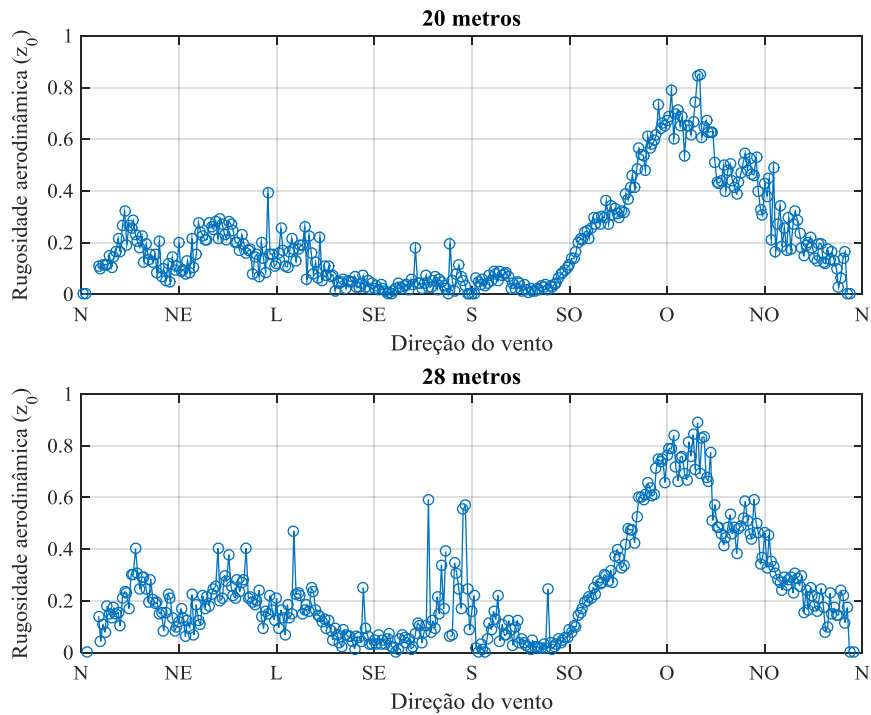


Figura 4.6 - Comprimento de rugosidade em função da direção da velocidade do vento.

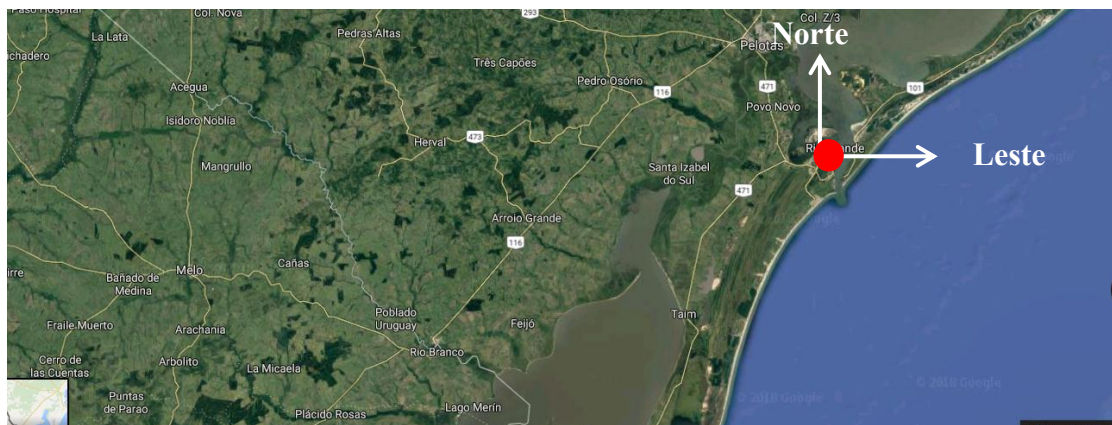


Figura 4.7 - Imagem da região de entorno ao experimento meteorológico.

Analisando a Figura (4.7) juntamente com os resultados encontrados para z_0 , considerando a região de *fetch*, ou seja, o maior comprimento que o vento anda sobre um mesmo tipo de superfície, percebe-se claramente que a oeste existe a maior pista de vento sobre terreno não homogêneo, enquanto para N-L-S existe mais água que terra, sendo ainda notório que apesar de em menor escala na região de sul a leste o terreno é mais homogêneo.

A variação do comprimento do Obukhov para todo o período está exposto na Figura (4.8), um ciclo diário deste mesmo parâmetro foi determinado a partir de médias de cada hora de todos os dias analisados, Figura (4.9) e um ciclo diário onde limita-se a um comportamento de maior frequência é apresentado na Figura (4.10).

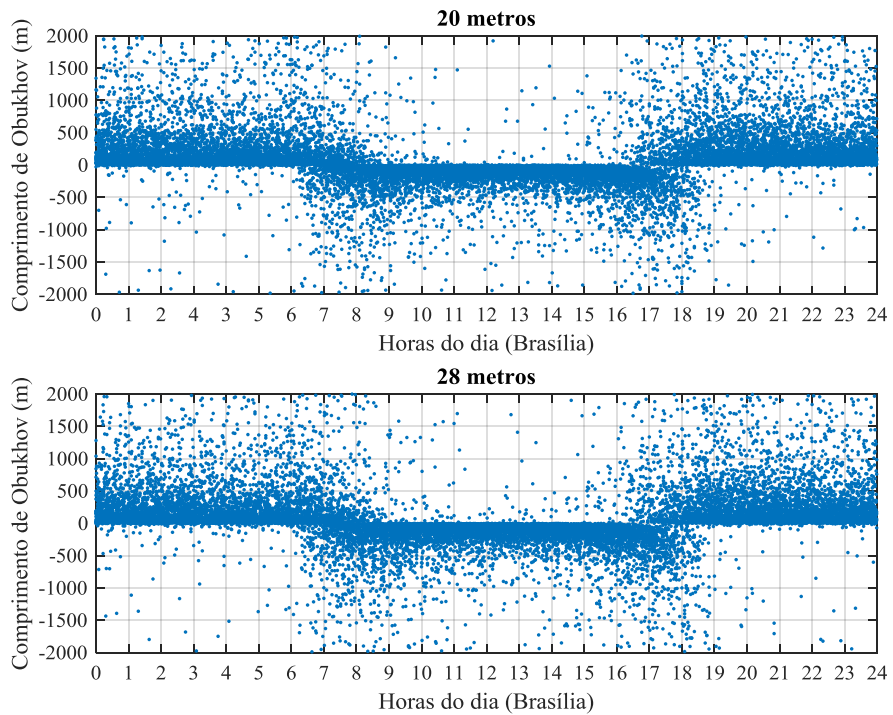


Figura 4.8- Variação do comprimento do Obukhov para todo o período.

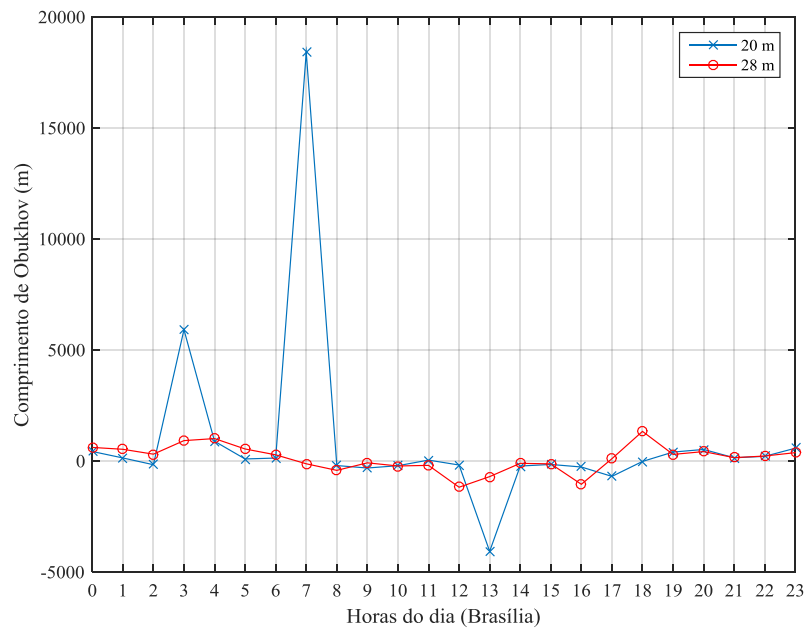


Figura 4.9 - Ciclo diário de L , a partir de médias a cada hora do dia sem limitar intervalo. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

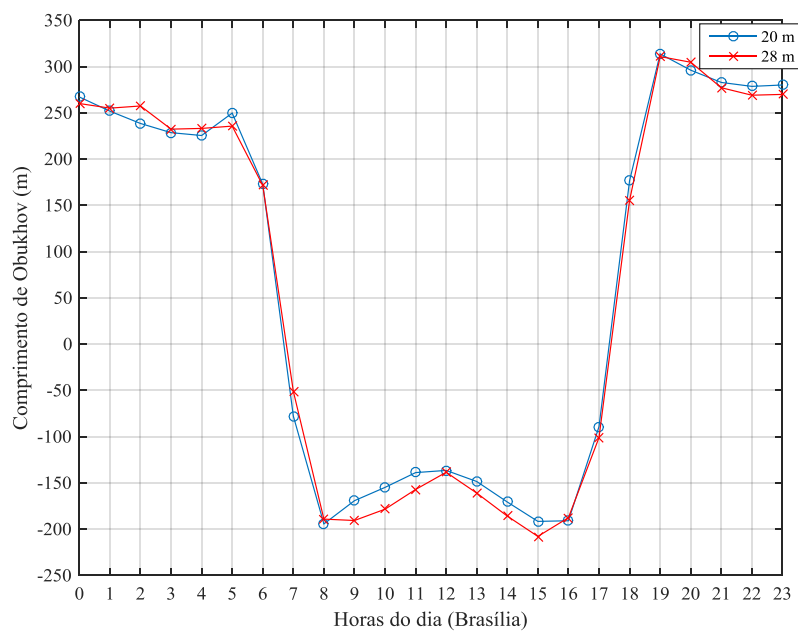


Figura 4.10 - Ciclo diário de L , a partir de médias a cada hora do dia para valores obtidos no intervalo de -2000 a 2000. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

As figuras acima refletem o comportamento bem estabelecido em cada período de estabilidade, ou seja, em uma média geral, durante a noite L se mantém positivo e de dia mantém-se negativo. Analisando a estabilidade estática da camada superficial a partir do parâmetro de estabilidade (z/L), reforça-se a boa definição dos períodos de estabilidade em um ciclo diário, Figura (4.11).

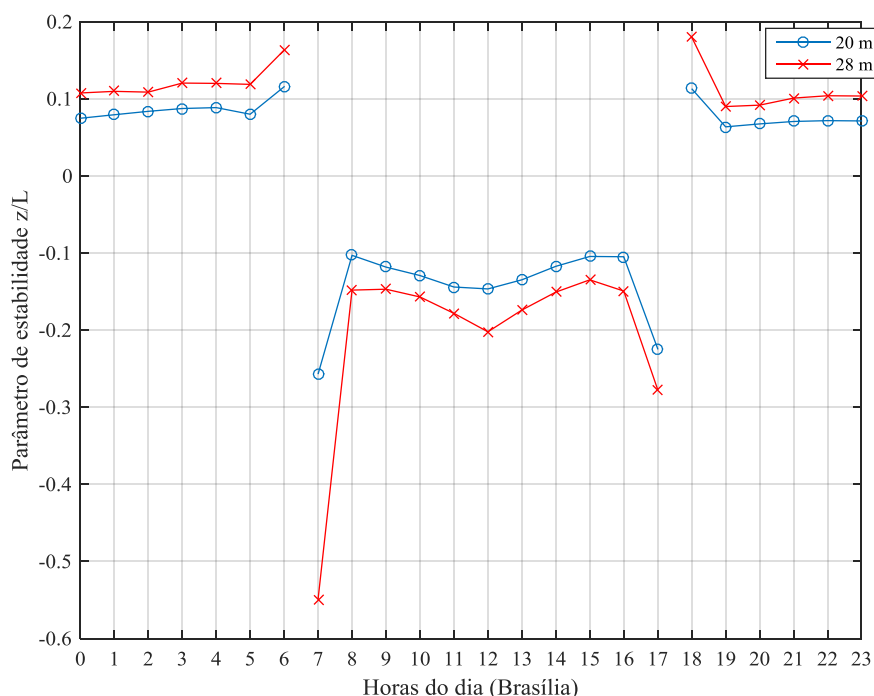


Figura 4.11 - Ciclo diário da estabilidade estática da Camada Superficial. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

É perceptível que durante a noite em 20 metros atinge valores mais estáveis já no período do dia o nível mais próximo ao sólo é mais intenso, confirmando a maior influencia da convecção como forçante de turbulência.

Seguindo a classificação definida em Moreira et al. (2008) analisando a Figura (4.11), no período da noite temos z/L ligeiramente positivo, o que indica que a turbulência mecânica é amortecida pela estratificação térmica, já, das sete horas até as 17 horas os valores mantêm-se pequenos porém negativos, indicando que a turbulência ainda sofre domínio pela mecânica. Em

reforço à compreensão do ciclo diário de z/L na Figura (4.12) são expressos os ciclos diários para cada período sazonal do ano.

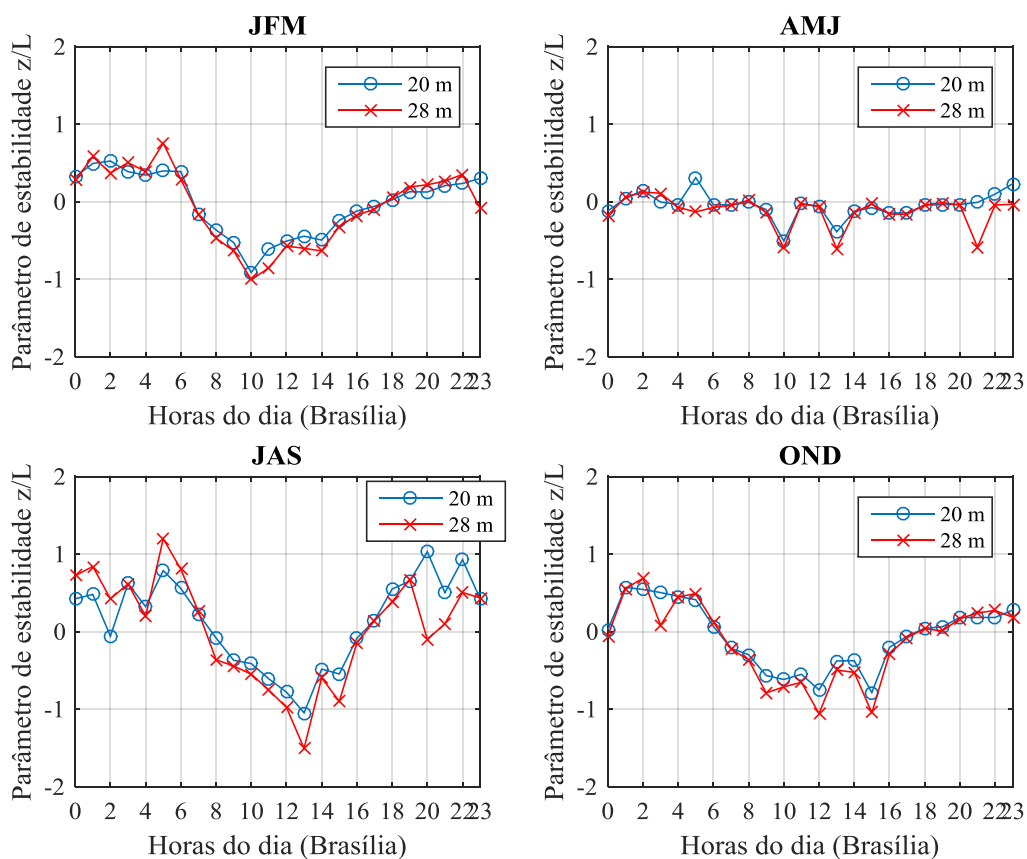


Figura 4.12 - Ciclo diário da estabilidade estática da Camada Superficial para cada período sazonal do ano. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

As escalas de velocidade e temperatura seguem nas Figuras (4.13), (4.14), (4.15) e (4.16). Os valores estimados para estas duas escalas se mantiveram dentro dos padrões estabelecidos em Stull (1988) quando trabalha-se na camada superficial, indicando que a TSMO possui uma boa aplicação no terreno estudado.

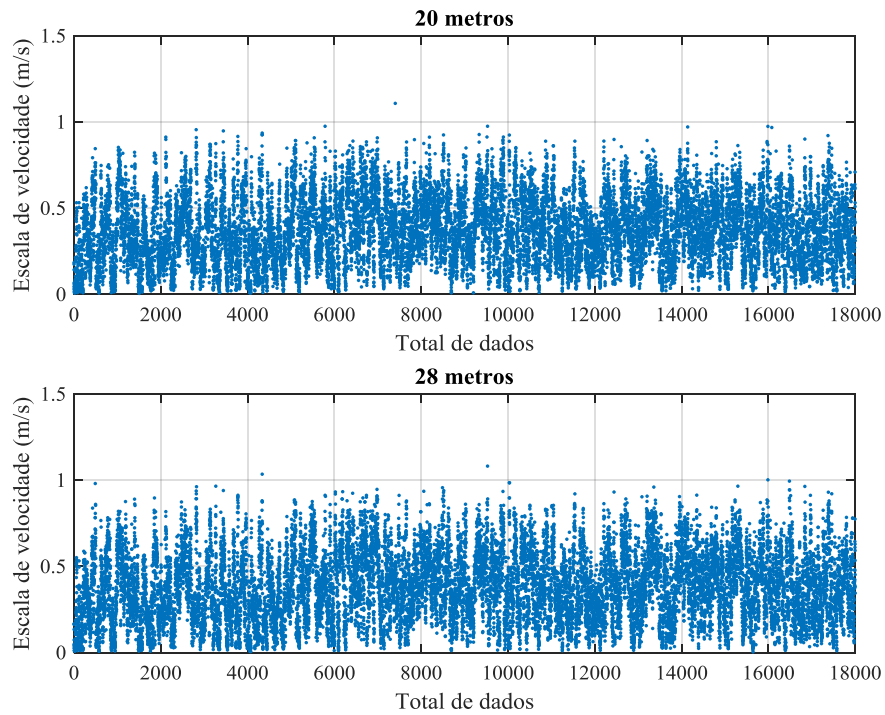


Figura 4.13- Variação do comprimento da escala de velocidade (u_*) para todo o período.

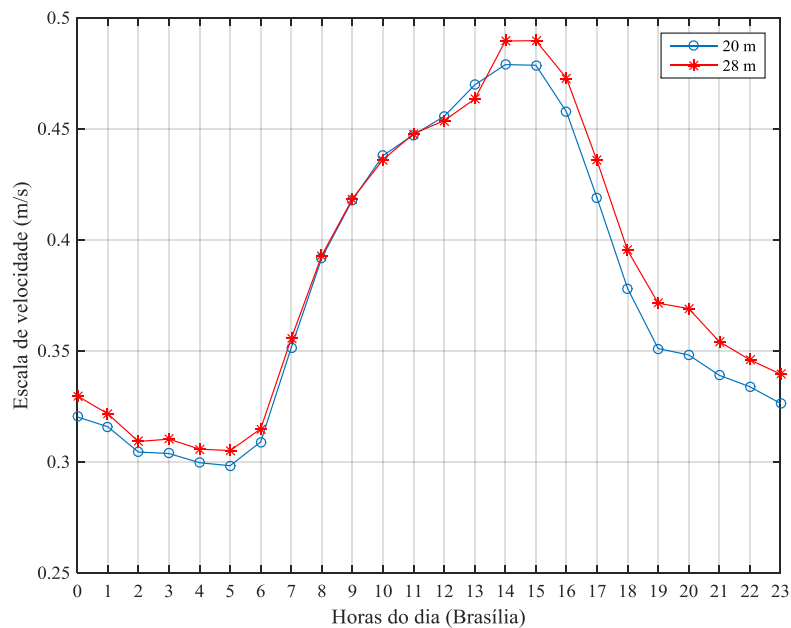


Figura 4.14 - Ciclo diário de u_* , a partir de médias a cada hora do dia. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

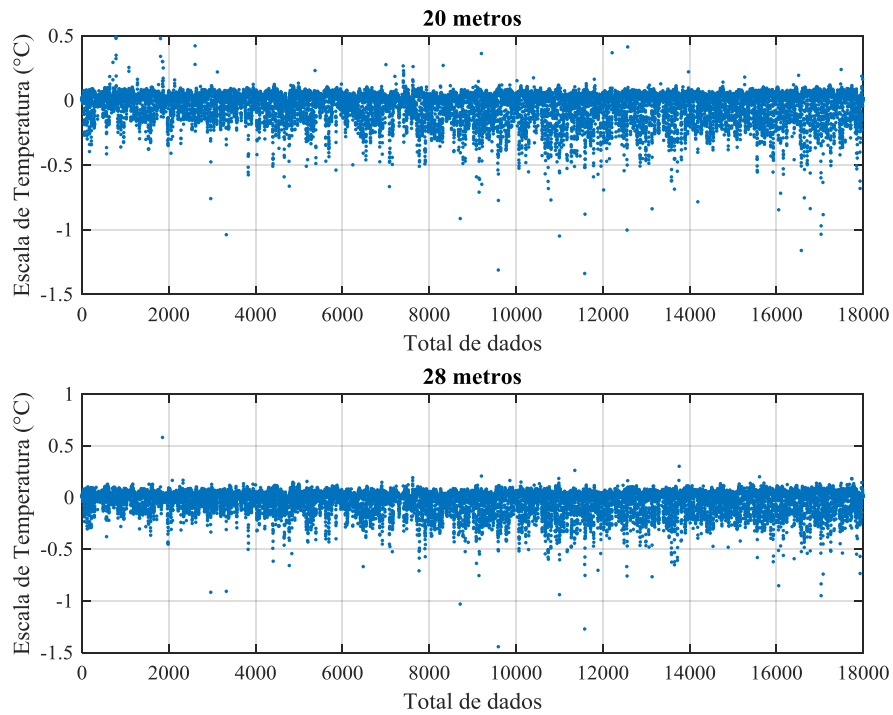


Figura 4.15 - Variação da escala de temperatura (T_*) para todo o período.

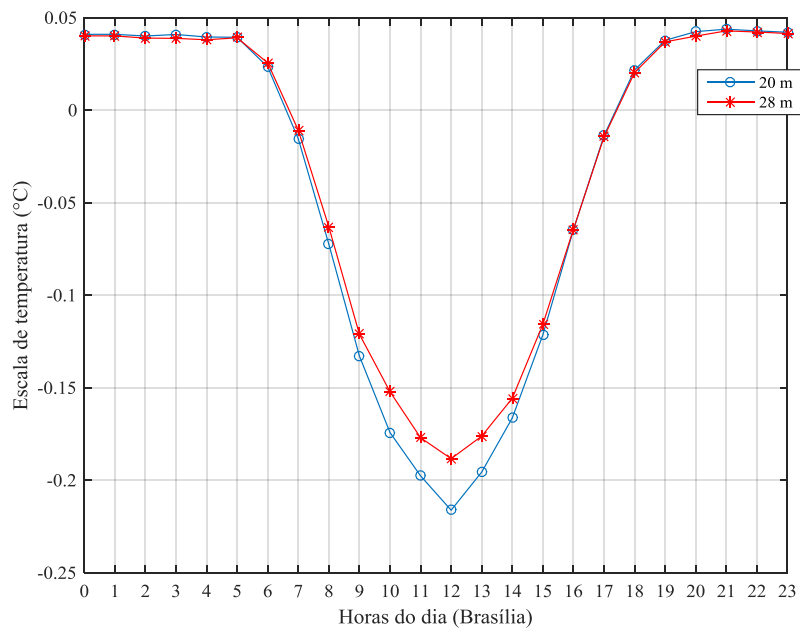


Figura 4.16 - Ciclo diário de T_* , a partir de médias a cada hora do dia. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

Para concluir um perfil diário do comportamento da camada superficial em Rio Grande em relação à turbulência, são apresentados, nas Figuras (4.17) e (4.18), os ciclos diários da Energia Cinética Turbulenta (*ECT*) e da Intensidade da turbulência, para uma comparação aos parâmetros já discutidos. Na Figura (4.19) e (4.20), o comportamento médio diário assim como a média mensal do fluxo de calor sensível estão expostos.

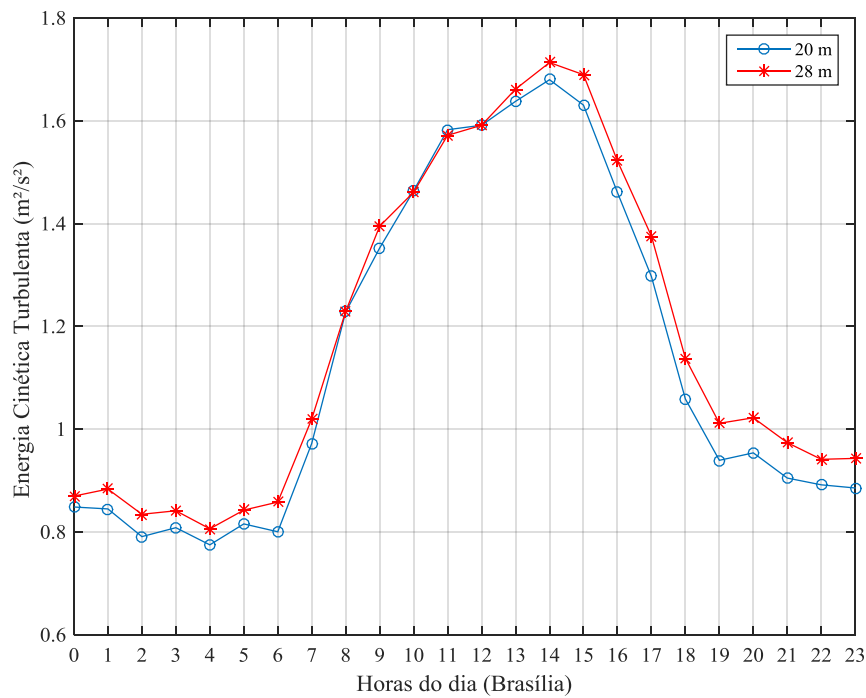


Figura 4.17 - Ciclo diário de ECT, a partir de médias a cada hora do dia. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

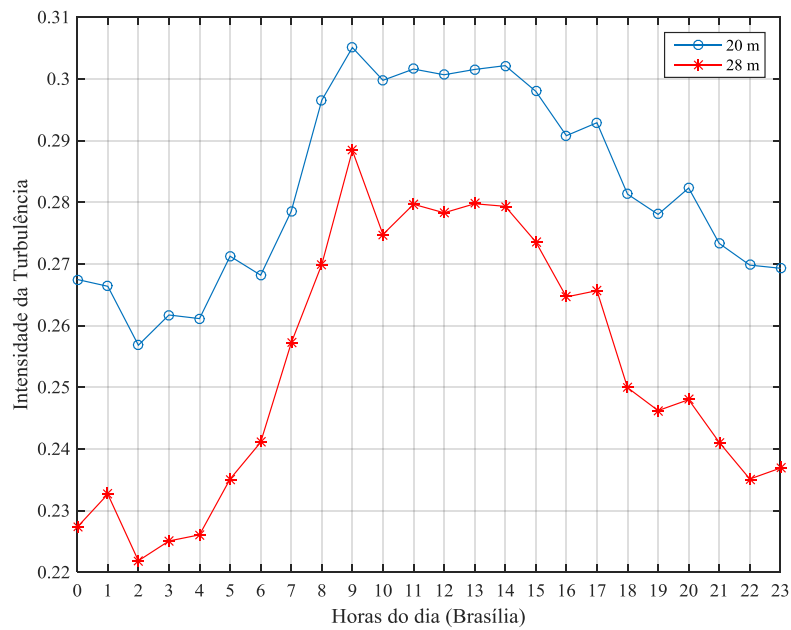


Figura 4.18 - Ciclo diário de Intensidade da turbulência, a partir de médias a cada hora do dia. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

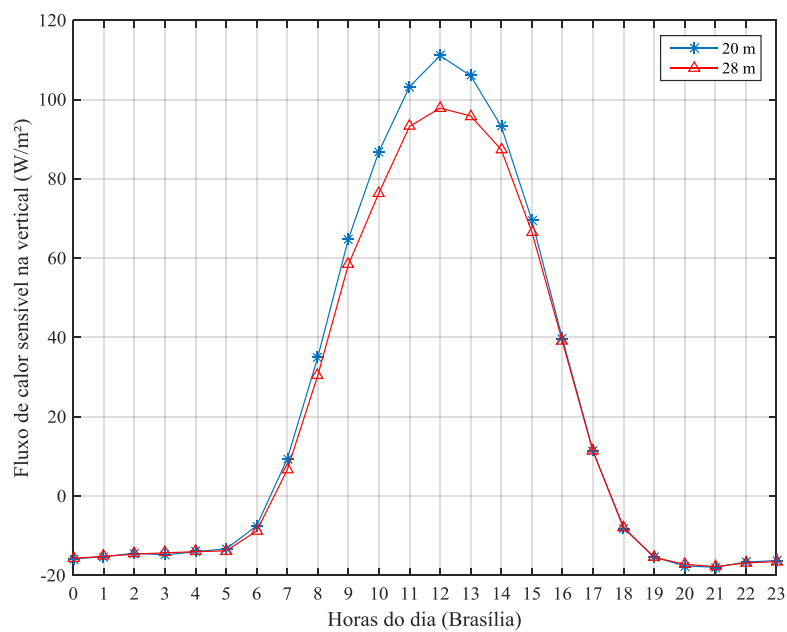


Figura 4.19 - Ciclo diário de $\overline{w't'}$, a partir de médias a cada hora do dia. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

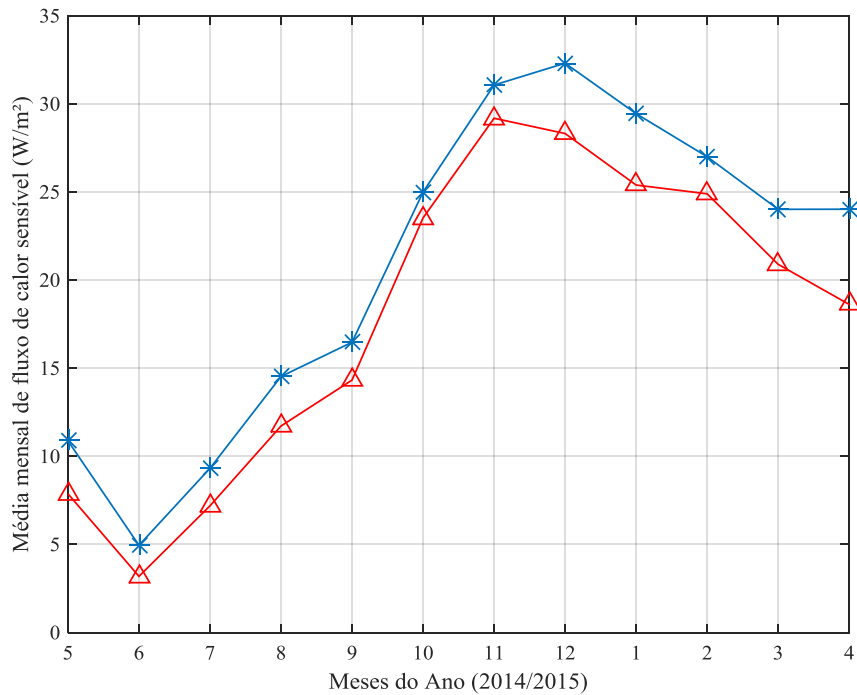


Figura 4.20 - Médias mensais de $\overline{w't'}$. Em azul são as médias horárias para 20 metros e em vermelho para 28 metros.

Durante o dia, por conta formação da camada de mistura a variação da velocidade é pequena, logo a ECT neste mesmo período para os dois níveis de medição, Figura (4.17), apresenta valores muito próximos, já a noite começa um distanciamento das magnitudes o que caracteriza o período de estabilidade, tornando a variabilidade do vento maior em altitudes longe da superfície.

A intensidade da turbulência, durante o dia, é afetada principalmente por motivações térmicas, o que explica o comportamento mais intenso próximo a superfície, ou seja em 20 metros como mostra a Figura (4.18). Por fim, na Figura (4.19), o fluxo de calor sensível apresenta sua maior magnitude próximo ao meio dia, e na Figura (4.20) as médias mensais concordam com as estações climáticas do ano, garantindo um comportamento médio ideal na aplicação da TSMO.

4.1. Relações de Similaridade

A partir das variáveis obtidas pelo experimento meteorológico deste estudo calculou-se algumas relações de similaridade organizadas por Stull (1988), estabelecidas em teoria por autores como Businger et al, 1970; Wyngaard,1993; Wyngaard et al, 1971; Berkowicz e Prahm, 1984.; Sorbjan, 1986,1987; Nieuwstadt,1984; Lascor e Arya, 1986.

Nas Figuras (4.1.1) e (4.1.2) estão apresentados os comportamentos da relação adimensional para o perfil de cisalhamento do vento (φ_M), Equação (2.4.1.1), para o período de estabilidade e instabilidade da turbulência respectivamente.

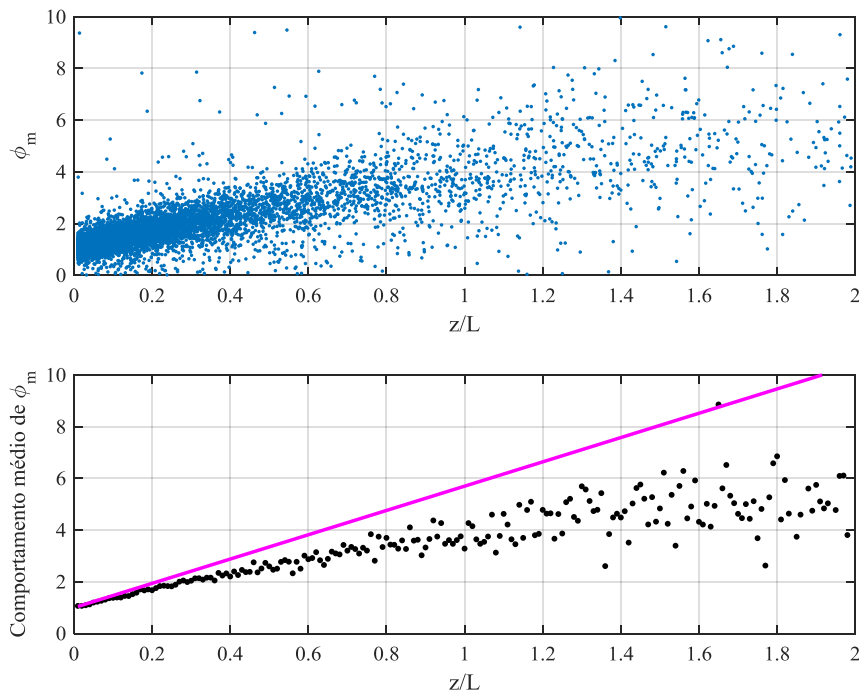


Figura 4.1.1 - Comportamento de φ_M versus o parâmetro de estabilidade z/L entre as duas medições de 20 e 28 metros e o comportamento médio de φ_M (média por intervalo de 0.1 de z/L) versus o parâmetro de estabilidade z/L no mesmo local de medição para o período estável, assim como a curva de ajuste definida por Businger et al.(1971) em rosa.

A partir desta figura percebe-se que a função de ajuste do perfil definida por Businger et al. (1971) apresenta um bom comportamento para os valores de z/L próximo de zero, porém a medida

que o perfil adimensional do cisalhamento do vento cresce o ajuste já não é equivalente. Sabendo que a equação de ajuste para o período estável é $\varphi_M = 1 + const. (z/L)$, um ajuste da constante livre foi definido de forma a expressar melhor o comportamento das medições deste estudo e a equação definida com melhor coeficiente de determinação R^2 foi $\varphi_M = 1 + 2.55(z/L)$, apresentando 75% representação do modelo.

Para o período de instabilidade, Figura (4.1.2), os valores encontrados para φ_M a partir do gradiente da velocidade concordam em partes com os resultados encontrados pelo experimento de Kansas, porém o ajuste proposto por Businger et al. (1971) não obteve bons parâmetros e ainda não foi possível definir uma equação que expresse φ_M no período instável onde o coeficiente de determinação R^2 seja significativo.

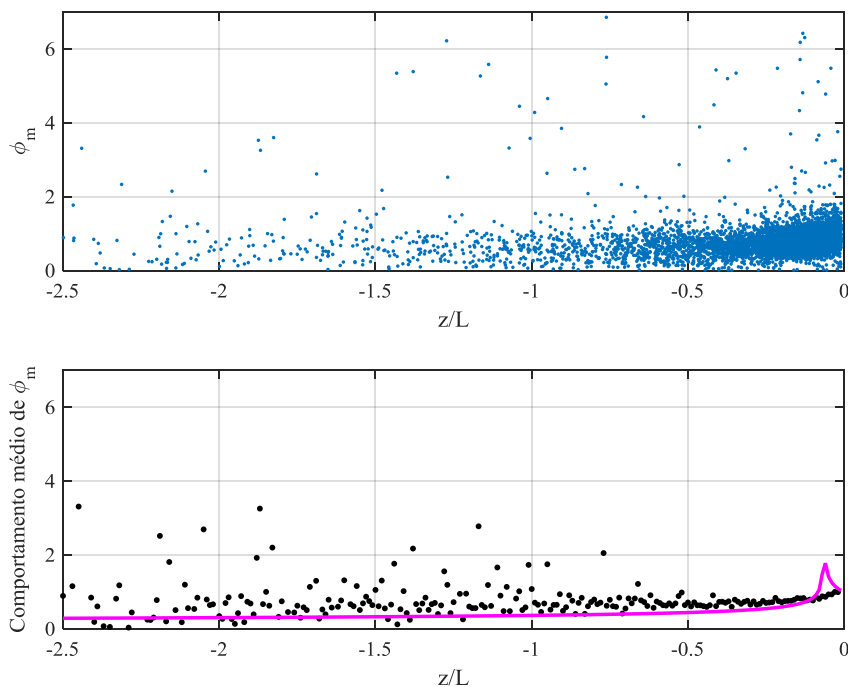


Figura 4.1.2 - Comportamento de φ_M versus o parâmetro de instabilidade z/L entre as duas medições de 20 e 28 metros e o comportamento médio de φ_M (média por intervalo de 0.1 de z/L) versus o parâmetro de estabilidade z/L no mesmo local de medição para o período instável, assim como a curva de ajuste definida por Businger et al.(1971) em rosa.

Os perfis adimensionais de temperatura (φ_H), Equação (2.4.1.2), para os dois períodos de estabilidade estática da camada superficial estão dispostos nas Figuras (4.1.3) e (4.1.4).

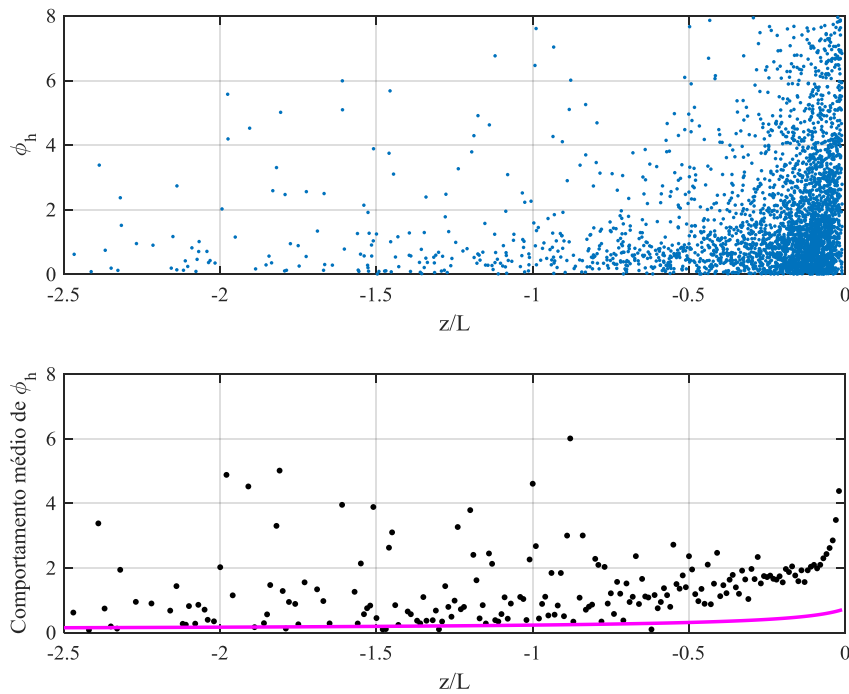


Figura 4.1.3 - Comportamento de φ_H versus o parâmetro de estabilidade z/L entre as duas medições de 20 e 28 metros e o comportamento médio de φ_H (média por intervalo de 0.1 de z/L) versus o parâmetro de estabilidade z/L no mesmo local de medição para o período instável, assim como a curva de ajuste definida por Businger et al.(1971) em rosa.

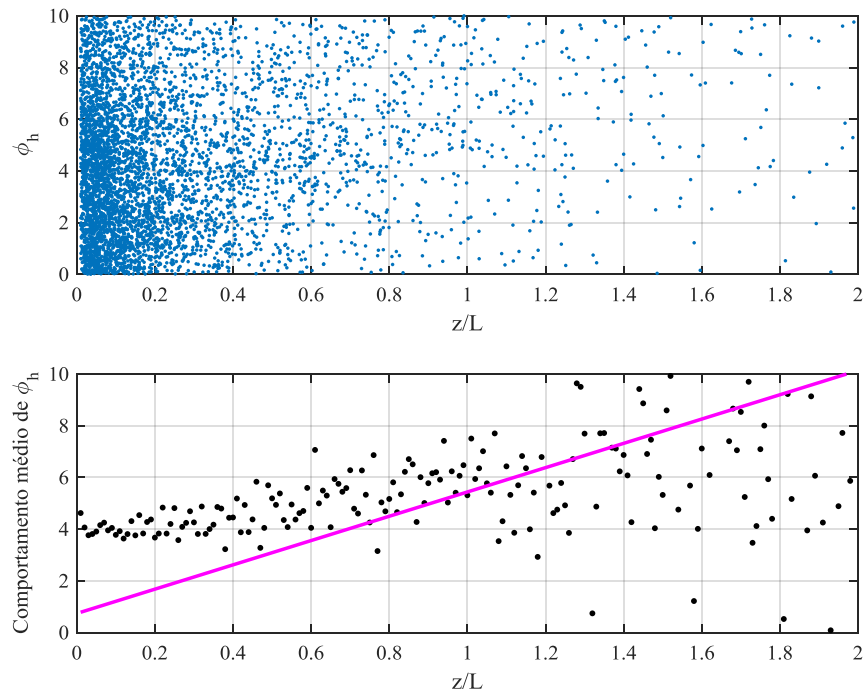


Figura 4.1.4 - Comportamento de φ_H versus o parâmetro de estabilidade z/L entre as duas medições de 20 e 28 metros e o comportamento médio de φ_H (média por intervalo de 0.1 de z/L) versus o parâmetro de estabilidade z/L no mesmo local de medição para o período estável, assim como a curva de ajuste definida por Businger et al.(1971) em rosa.

Para os dois períodos de estabilidade estática da camada o comportamento do perfil adimensional da temperatura apresentou bastante dispersão, portanto não foi possível definir funções de ajustes que possam ser generalizados aos comportamentos medidos. Apesar de não obter resultados positivos para todos os perfis estas análises já feitas demonstram a possibilidade de uma generalização a z/L de alguns comportamentos o que já valida esta etapa do estudo.

Além dos perfis adimensionais de cisalhamento de vento e temperatura estimou se outras relações de similaridade as quais foram apresentadas na seção 2.4.5 deste trabalho. A relação entre ECT e escalada de velocidade no período estável, assim como as flutuações da velocidade vertical e temperatura normalizadas pelas suas respectivas escalas com o parâmetro z/L no período instável obtiveram sucesso quanto aos ajustes em relação ao parâmetro de estabilidade z/L e o comportamento destes são apresentados nas Figuras (4.1.5), (4.1.6) e (4.1.7).

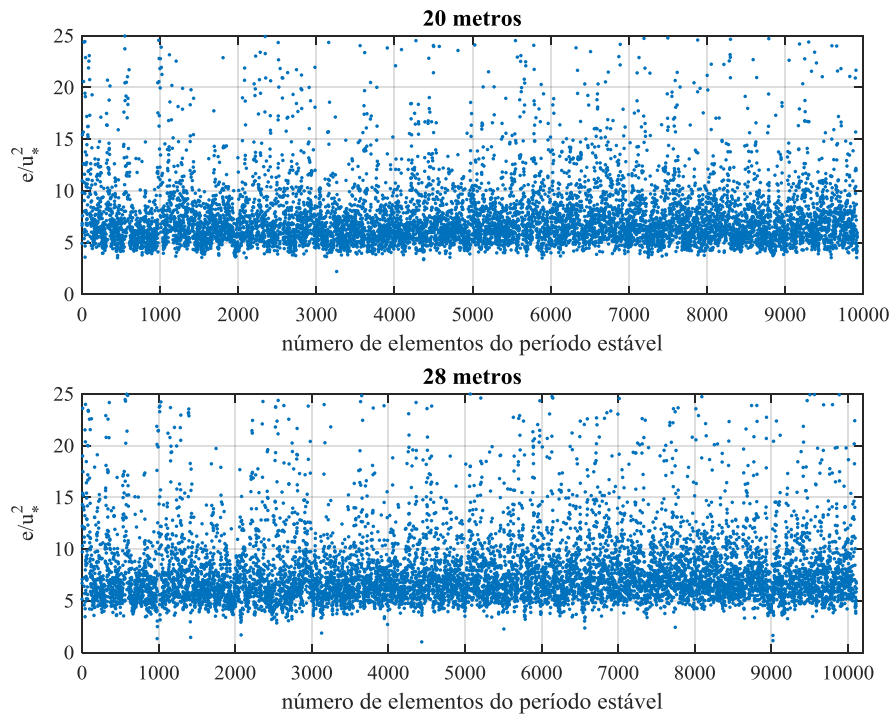


Figura 4.1.5 - Comportamento de $\frac{\bar{e}}{u_*^2}$ para os dois níveis de medições de 20 e 28 metros no período estável.

Em 20 metros é possível verificar que a dispersão dos pontos é menor que em 28 metros, como o comportamento esperado era de um valor constante pode-se perceber que os valores apresentam uma tendência a ser constante torno de 5. As relações para o período instável entre as flutuações e o parâmetro de estabilidade z/L seguem nas Figuras (4.1.6) e (4.1.7).

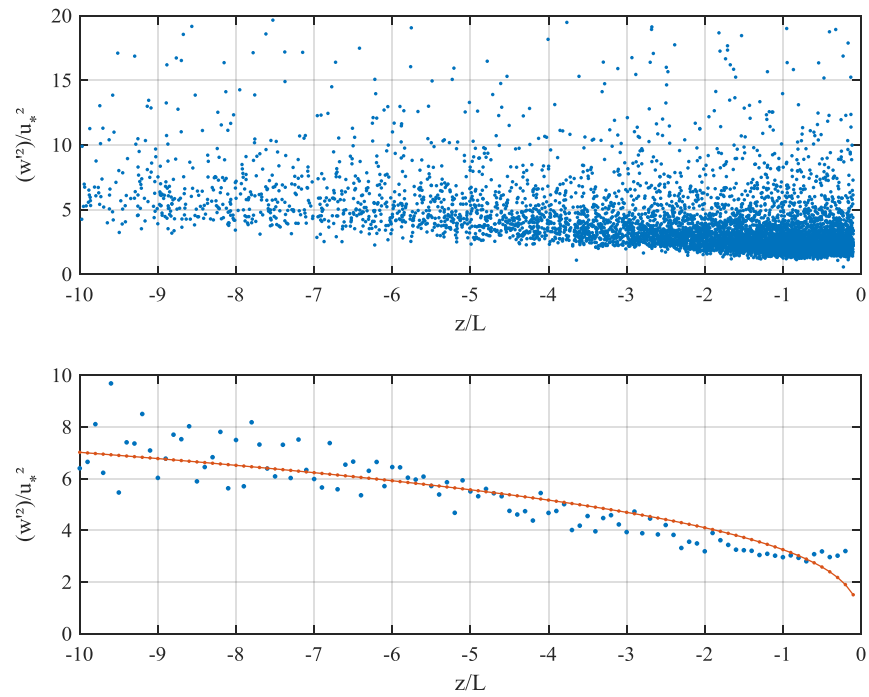


Figura 4.1.6 - Comportamento de $\overline{w'^2}/u_*^2$ versus z/L em 20 metros no período instável e o comportamento de $\overline{w'^2}/u_*^2$ médio por intervalo de 0.1 de z/L em pontos azuis e em vermelho o ajuste desta relação dado por $3.26(-z/L)^{1/3}$

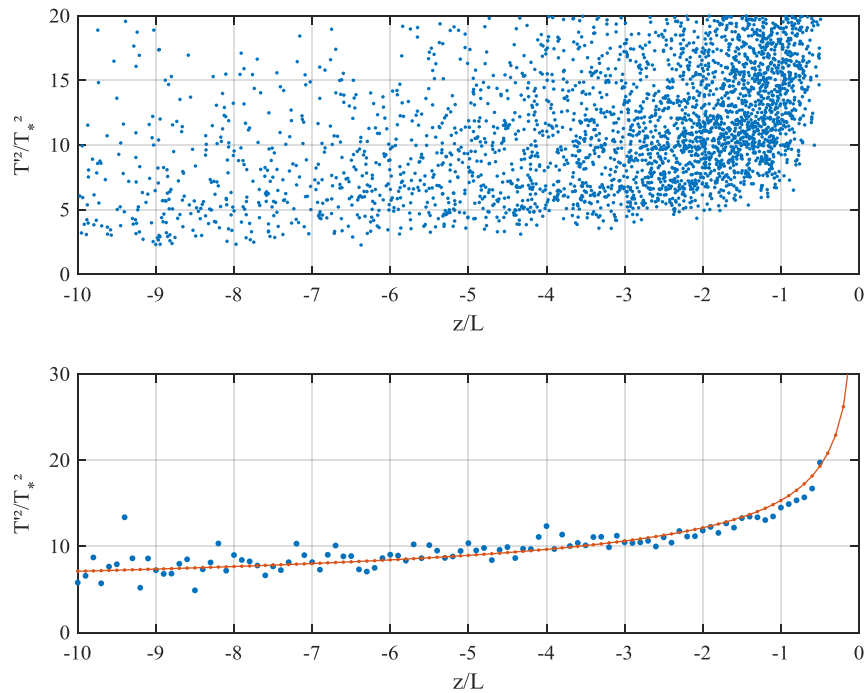


Figura 4.1.7 - Comportamento de $\overline{T'^2}/T_*^2$ versus z/L em 20 metros no período instável e o comportamento de $\overline{T'^2}/T_*^2$ médio por intervalo de 0.1 de z/L em pontos azuis e em vermelho o ajuste desta relação dado por $15.33(-z/L)^{-1/3}$.

A validação destas regressões foi constatada através do coeficiente de determinação (R^2), o qual estima o quanto da série é explicada através do modelo, o valor de R^2 sempre se encontra entre 0 e 100%. O coeficiente de R^2 nos dois casos apresentou o valor que indica 80% de validade da regressão para os valores estimados, indicando que é possível ajustar grupos adimensionais de diferentes variáveis à funções dependentes do parâmetro de estabilidade z/L .

4.2. Potência Eólica

Como início de um estudo do potencial eólico para o município de Rio Grande baseado nos dados meteorológicos e na TSMO, foi realizado o cálculo do vento médio a partir da Equação (3.1.1), que correspondem ao vento médio numa determinada altura.

Os cálculos foram feitos considerando a altura de 100 metros visto que o objetivo é validar estes cálculos através da comparação com as magnitudes apresentados no Atlas do Rio Grande Sul (2014) para esta região de estudo.

Para as funções de correção do perfil médio do vento dos diferentes períodos de estabilidade da camada adotou-se as equações definidas pelo estudo desenvolvido por Businger et al. (1971), o qual já é validado e reconhecido na micrometeorologia, visto que o estudo referente ao ajuste do perfil adimensional do vento para a região de Rio Grande ainda é inconcluso.

Sendo assim, integrando as equações dos perfis adimensionais relatados anteriormente, dá-se origem as equações de correções do vento para cada período do escoamento. Para o período neutro considera-se $\Psi\left(\frac{z}{L}\right) = 0$, para período estável usou-se a Equação (4.2.1) e para o instável a Equação (4.2.2).

$$\Psi\left(\frac{z}{L}\right) = \left(\frac{4.7z}{L}\right) \quad (4.2.1)$$

$$\Psi\left(\frac{z}{L}\right) = 2\ln\left|\frac{1+x}{2}\right| - \ln\left|\frac{1+x^2}{2}\right| + 2\tan^{-1}x - \frac{\pi}{2} \quad (4.2.2)$$

onde $x = [1 - (15 z/L)]^{1/4}$, e outras variáveis já mencionadas anteriormente.

A média anual do vento a 100 metros de altura estimados pelos dados meteorológicos foi 5,09 m/s, para esta mesma região e altura, segundo a Atlas Eólico de 2014 a média anual varia entre 7,5 a 8,5 m/s, este valor de diferença pode ser associado ao número amostral usado nos dois estudos, sendo que este estudo conta com aproximadamente 1 ano de medição enquanto o Atlas realiza medições desde 2002.

Na Tabela (4.2.1) o perfil médio mensal de vento e de potência eólica é apresentado, o intervalo para a curva de potência utilizada foi os valores de velocidade entre 7 a 25 m/s, mesmo adotado pelo Atlas Eólico do Rio Grande do Sul de 2014. É importante destacar que o mês de maio e abril possui um curto período de medição e quando limitados à curva de potência apresentam uma amostragem de dados ainda menor, logo os valores apresentados na tabela carregam uma margem maior de erros, sendo inconclusiva qualquer constatação neste período.

Tabela 4.2.1 - Média mensal da velocidade do vento na altura de 100 metros em m/s, e de potência eólica em Megawatt.

Mês do Ano	Período em dias com velocidades entre 7-25 (m/s)	Velocidade média do vento (m/s)	Potencial Eólico Instantâneo (MW)
Janeiro/2015	4	8,01	1,49
Fevereiro/2015	3	7,86	1,39
Março/2015	4	7,99	1,48
Abril/2015	2	8,19	1,60
Maio/2014	0,18	7,54	1,22
Junho/2014	4	8,34	1,70
Julho/2014	5	8,59	1,87
Agosto/2014	6	8,55	1,85
Setembro/2014	6	8,43	1,76
Outubro/2014	6	8,22	1,62
Novembro/2014	4	8,57	1,87
Dezembro/2014	4	8,20	1,62

Para todo o período do ano a potência eólica instantânea variou entre 1-2 MW, valor próximo do potencial eólico adotado para a integração dos modelos de previsão, visto que o valor utilizado nos processos de modelagem do atlas é de 2,6 MW. Uma comparação dos valores de potência total da região estudado com a apresentada pelo Atlas não é possível, visto que a potencia encontrada a partir dos dados meteorológicos são instantâneas e para generalizá-la à potência do município seria necessária uma integração pela área possível de exploração para parques eólicos do mesmo, informação que não obtivemos.

Uma constatação que vale destacar para este estudo é em que períodos de estabilidade estática da camada superficial as velocidades se mantiveram dentro dos valores da curva de potência, sendo assim cerca de 24% das velocidades da curva de potência eram do período onde z/L é maior que 0.01 (período instável), 60% eram de velocidades onde $z/L > -0.01$ (período estável) e apenas 16% estavam no período neutro, intervalo de -0.01 a 0.01 para este estudo. Estas quantificações indicam que as maiores magnitudes de vento onde pode-se obter bons rendimento no fator eólico são quando existem turbulência.

A média anual dos ventos estimados sem limitação à curva de potência é apresentada na Figura (4.2.1), esta evolução sazonal da velocidade foi comparada aos mapas eólicos apresentados pelo Atlas Eólico do estado do Rio Grande do Sul de 2014, Figura (4.2.2).

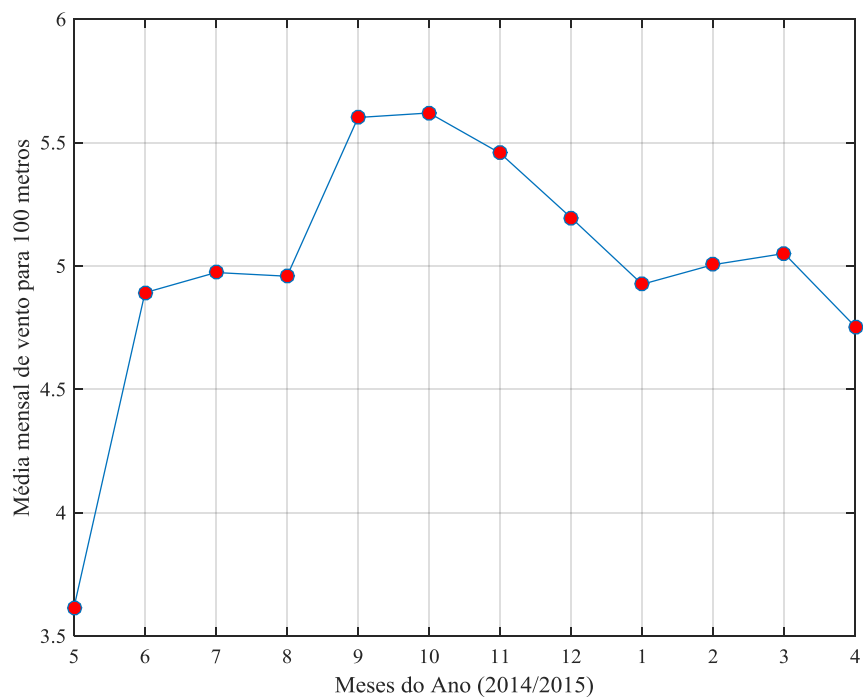


Figura 4.2.1 - Mapa das velocidades médias do vento estimadas na altura de 100 metros.

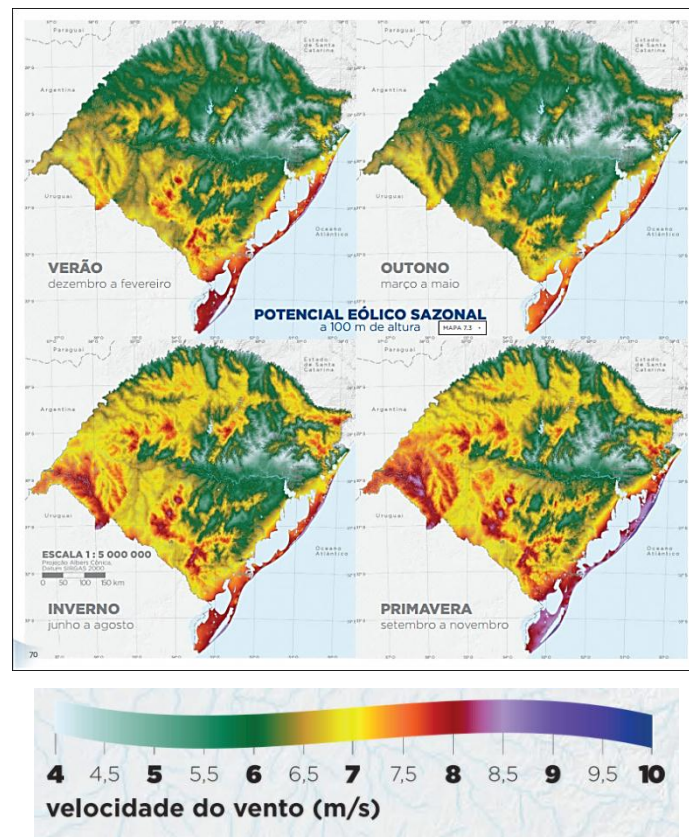


Figura 4.2.2 - Mapa das velocidades médias do vento para o estado do Rio Grande do Sul. (Adaptação: Atlas Eólico: Rio Grande do Sul, 2014).

Comparando os valores apresentados pelos dois estudos, ignorando os valores das médias estimadas para o mês de maio e abril, é perceptível que os valores estimados são menores do que as magnitudes de vento da região de Rio Grande apresentadas nos mapas eólicos, as quais variam entre 6,5 a 10 m/s, porém os períodos sazonais são semelhantes, pois as maiores magnitudes dos valores estimados por este estudo ocorrem na primavera, estação na qual segundo o Atlas Eólico de 2014 os ventos são mais intensos.

5. CONCLUSÕES E ESTUDOS FUTUROS

Este trabalho buscou apresentar uma forma geral do fenômeno da turbulência para o município de Rio Grande, especificando todas as etapas de um processo de modelagem da turbulência atmosférica a partir de dados reais, partindo desde a coleta e processamento de dados até a análise dos mesmos.

O processo de seleção e tratamento dos dados permitiu uma maior segurança quanto à validação desta pesquisa, pois foi possível nesta etapa, conhecer e caracterizar fenômenos físicos da região, assim como quais equipamentos e conseqüentemente variáveis apresentavam maiores índices de medidas errôneas.

A Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov obteve de forma geral uma boa aplicação para o escoamento turbulento medido no sítio de experimentação utilizado, sendo que as relações de similaridade, de uma forma geral, apresentaram resultados significativos quando analisados no âmbito de teste estatístico.

Em complemento, quando feita a análise das variabilidades de parâmetros clássicos da teoria como o comprimento de Obukhov, o parâmetro de estabilidade z/L , a Energia cinética Turbulenta e as variações da escala de velocidade, percebeu-se que os valores obtidos fornecem informações da caracterização da turbulência local em concordância às características meteorológica e de terreno conhecidas para o município de Rio Grande.

O estudo de potencial eólico permitiu obter relações entre as magnitudes de vento do estudo do Atlas Eólico do Rio Grande do Sul de 2014, estudo reconhecido e que possui como base simulações de mesoescala, com a modelagem de dados reais aplicados a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov.

Os valores de velocidade de vento em 100 metros estimados utilizando perfil logarítmico de vento com as devidas equações de correções de estabilidade da camada superficial concordaram com os valores apresentados no Atlas Eólico do Rio Grande do Sul em 2014, percebeu-se que em períodos onde a turbulência é instável obteve-se maiores magnitudes de vento para alturas onde se pode explorar a energia eólica.

Novos estudos de análises da influencia que a turbulência atmosférica tem na estimativa de geração de energia eólica podem ser realizados, também, para futuros planejamentos de geração de

energia de dispersão estudos baseados na caracterização da turbulência local podem ser desenvolvidos visando um planejamento ambiental mais eficiente no controle de gases poluentes.

Como próximas etapas, sugere-se buscar a otimização dos ajustes das equações de correções do perfil logarítmico para os diferentes períodos de estabilidade, definir o tamanho de área no município de Rio Grande que pode ser explorado energia, pontuar com precisão a frequência de incidência dos ventos pertencentes à curva de potência, assim como estimar os valores ideais considerados para o coeficiente de eficiência do rotor σ e para a eficiência do conjunto gerador/transmissão mecânicas e elétricas.

6. REFERÊNCIAS

ABEEólica -Associação Brasileira de Energia Eólica. **Dados Mensais Março 2017**. Disponível:<<http://www.abeeolica.org.br/wp-content/uploads/2017/03/Dados-Mensais-ABEEolica-03.2017.pdf>>. Acesso em: 30 de março de 2017.

ARGYLE, P., WATSON, S.J. Assessing the dependence of surface layer atmospheric stability on measurement height at offshore locations. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, vol. 131, p. 88-99, 2014.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. San Diego: Academic-Press, 307 p, 1988.

ATLAS EÓLICO: RIO GRANDE DO SUL. Porto Alegre, SDPI: AGDI, 116 p., 2014.

BERKOWICZ, R., PRAHM, L. P., Spectral representation of the vertical structure of turbulence in the convective boundary layer. **Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.**, vol. 110, p. 35-52, 1984.

BRASIL. Ministério de Minas e Energia - MME Secretaria de Planejamento e Desenvolvimento Energético Núcleo de Estudos Estratégicos de Energia. **Energia Eólica no Brasil e no Mundo**. Disponível em: < <http://www.mme.gov.br/documents/10584/3894319/Energia+E%C3%B3lica+-+ano+ref++2015+%283%29.pdf/f5ca897d-bc63-400c-9389-582cd4f00ea2> >. Acesso em: 15 de março de 2017.

BUSINGER, J. A., WYNGARD, J. C., IZUMI, Y., and BRADLEY E. F. Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer, **J. Atmos. Sci.** 28, 181–189, 1971.

EPCOR Energia, **Projeto Senandes**. Disponível em:< <http://www.epcor.com.br/Senandes/> >. Acesso em: 15 de março de 2017.

GILL, A. E. Similarity theory and geostrophic adjustment. **Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.** vol. 94, p.586-588.1968.

KAIMAL, J. C., FINNIGAN, J. J., **Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement.** Oxford University Press, New York., 1994.

KRUSCHE, N., PERALTA, C., CHANG C.; STOEVE SANDT, B. Wind Power Energy in Southern Brazil:evaluation using a mesoscale meteorological model. **Energy Procedia.**, vol. 76,p. 164 – 168, 2015.

LASCER, A., ARYA, S. P. S. A numerical model study of the structure and similarity scaling os the nocturnal boundary layer. **Bound.Layer Meteor.**, vol. 35, p. 331-348, 1986.

MANWELL, J. F., MCGOWAN, J. G, ROGERS, A. L. **Wind Energy Explained – Theory, Design and Application.** John Wiley & sons Ltda., West Sussex, England, 2002.

MONIN, A.S, OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere.**Tr. Akad. Nauk SSSR Geophiz. Inst.** p.163-187, 1954.

MOREIRA, D. M., TIRABASSI, T., MORAES, M. R. Meteorologia e Poluição Atmosférica. **Ambiente & Sociedade**, vol.11, p. 1-13, Campinas, 2008.

NIEUWSTADT, F. T. M. the turbulent structure of the stable, nocturnal boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, vol. 41, p. 2202-2216, 1984.

PEÑA, A., GRYNING, S-E., MANN, J. On the length-scale of the wind profile. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, vol 136, p. 2119-2131, 2010.

PINTO, L. I. C., MARTINS, F. R., PEREIRA, E. B., FISCH, G. F., LYRA, R. F. F. Confiabilidade nas Estimativas do Regime do Vento Fornecidas Pelo BRAMS no Estado de Alagoas: Influência do

Aninhamento e da Resolução Horizontal de Grades. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol.29, n.2, p. 242 - 258, 2014.

REYNOLDS, O. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences.**, v.A175, p.935, 1883.

SORBJAN, Z. An examination of local similarity theory in the stably stratified boundary layer. **Bound.Layer Meteor.**, vol. 38, pp. 63-71, 1987.

SORBJAN, Z. On similarity in the atmospheric boundary layer. **Bound.Layer Meteor.** vol 34, p. 377-397, 1986.

STULL, R.B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology.** KluwerAcademic., 1988.

TAYLOR, G. I. Estatistical Theory of Turbulence. **Proc. R. Soc.**, v. A151, p. 421-444, 1935.

TESSAROTTO, M., Ascì, C. On the behaviour of homogeneous, isotropic and stationary turbulence. **Fluid Dynamics**, arXiv: 1003.1475, 2010.

VICKERS, D., MAHRT, L., 1997. Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, vol. 14, pp. 512–526, 1997.

WANG, X.C., GUO, P., HUANG, X.B.A Review of Wind Power Forecasting Models.**Energy Procedia**, vol.12, p. 770-778., 2011.

WILCZAK, J. M., ONCLEY, S. P. and. STAGE, S. A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. **Bound.-Layer Meteor.**, 99, 127–150, 2001.

WYNGAARD, J. C. On surface layer turbulence.**Am. Meteor. Soc. Workshop on Micrometeorology.** (Ed. D. A. Haugen), p.101-148, 1973.

WYNGAARD, J. C., COTÉ, O. R., IZUMI, Y. Local free convection, similarity, and the budgets of shear stress and heat flux. **J. Atmos. Sci.** vol 28, p.1171-1182, 1971.

ZANOTTA, R., KRUSCHE, N. Avaliação do desempenho de um modelo atmosférico de mesoescala na estimativa de geração de energia elétrica por aerogeradores. In: Anais do X Workshop Brasileiro de Micrometeorologia. **Anais...**Santa Maria (RS) UFSM, 2018. Disponível em: <https://www.even3.com.br/anais/micrometeorologia2017/63707-AVALIACAO-DO-DESEMPENHO-DE-UM-MODELO-ATMOSFERICO-DE-MESOESCALA-NA-ESTIMATIVA-DE-GERACAO-DE-ENERGIA-ELETRICA-POR-AE>>. Acesso em: 01/02/2018

ZERI, L. M. M. Z. **Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima do pantanal matogrossense nos períodos úmido e seco**, 2002, 116 p. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos, SP.