



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ  
INSTITUTO DE RECURSOS NATURAIS  
PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**INFLUÊNCIA DA RUGOSIDADE DO TERRENO  
PARA O PERFIL VERTICAL DO VENTO**

---

**MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO**

**André Luiz dos Reis**

**Itajubá, MG, Brasil**

**2016**

# **INFLUÊNCIA DA RUGOSIDADE DO TERRENO PARA O PERFIL VERTICAL DO VENTO**

---

por

**André Luiz dos Reis**

Monografia apresentada à comissão examinadora Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas da Universidade Federal Itajubá (UNIFEI, MG), como requisito parcial para obtenção do grau de  
**Bacharel em Ciências Atmosféricas.**

**Orientador: Arcilan Trevenzoli Assireu**

**Itajubá, MG, Brasil  
2016**

**Universidade Federal de Itajubá  
Instituto de Recursos Naturais  
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a  
Monografia

**INFLUÊNCIA DA RUGOSIDADE DO TERRENO PARA O PERFIL  
VERTICAL DO VENTO**

elaborada por

**André Luiz dos Reis**

Como requisito parcial para a obtenção do grau de  
**Bacharel em Ciências Atmosféricas**

**Comissão Examinadora:**



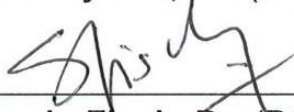
---

**Arcilan Trevenzolli Assireu, Dr. (UNIFEI)**  
(Presidente/Orientador)



---

**Marcos Daisuke Oyama, Dr. (DCA,IAE)**



---

**Gilberto Fernando Fisch, Dr. (DCA,IAE)**

---

Itajubá, 18 de novembro de 2016.



## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente agradeço a Deus, pelo dom da minha vida, e por sempre estar ao meu lado e iluminar os meus caminhos.

Aos meus pais Luiz Marcos e Maria da Penha, por todo apoio, aos meus irmãos Othavio, Gabriela e Emanuel que estiveram sempre ao meu lado, a minha avó Benedita, pelas horas de convenças e todo carinho, ao meu falecido vô Arci, por todo incentivo e amizade, ao meu avô Joaquim e todos os familiares que me apoiaram.

Ao Professor Dr. Arcilan pela orientação, e amizade durante toda a graduação e no desenvolvimento deste trabalho.

A todos os professores do curso de Ciências Atmosféricas, Prof. Fabrina, Prof. Marcelo, Prof. Michele, Prof. Roger, Prof. Sâmia e Prof. Vanessa, e todos os demais professores que fizeram parte de toda a minha formação.

E amigos da graduação em especial os amigos da turma de 2013, a Amanda, Beatriz, Dani, Diogo, Mateus, Matias, Ranielle, Wilson. A todos os Amigos da Pastoral Universitária.

Ao INPE e o NREL pelos dados fornecidos.

Aos meus pais Luiz Marcos dos Reis e Maria da  
Penha Machado dos Reis



## RESUMO

Monografia de Graduação  
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Itajubá, MG, Brasil

### **INFLUÊNCIA DA RUGOSIDADE DO TERRENO PARA O PERFIL VERTICAL DO VENTO A PARTIR DE EXPERIMENTO EM TÚNEL DE VENTO**

AUTOR: ANDRÉ LUIZ DOS REIS  
ORIENTADOR: ARCILAN ASSIREU TREVENZOLI  
Local e Data da Defesa: Itajubá, 18 de novembro de 2016.

A camada limite interna (CLI) é a camada atmosférica gerada quando o vento encontra variações abruptas da rugosidade, descontinuidade da superfície ou variações de temperatura e umidade. A altura da CLI varia ao longo da direção dos ventos a medida que se afasta da região de formação, sua altura pode variar de alguns poucos metros a centenas de metros e desempenha um papel importante na dispersão de poluentes, para meteorologia agrícola, processos advectivos, potencial eólico, entre outros. Com objetivo de estudar e descrever a altura e o perfil do vento dentro da camada limite interna, foram utilizados dados de torres anemométricas de duas regiões, uma situada às margens do reservatório Furnas no estado de Minas Gerais, e uma outra na cidade de Boulder, Colorado (EUA). Inicialmente foi implementado uma rotina computacional para o cálculo de variáveis tais como variáveis termodinâmicas, índice de turbulência e o número de Richardson a partir de dados medidos pelas torres. Este último utilizado para classificar a estabilidade atmosférica. Foram também verificadas as relações do perfil vertical do vento com as variações de relevo e estabilidade. Além disso foram testados 9 modelos que descrevem a evolução da CLI gerada por variações abruptas da rugosidade. Os resultados indicaram que diferentes configurações do relevo podem gerar diferentes variações do vento com a altura e que a aplicação dos modelos de altura da CLI foi pouco eficiente em situações onde a inclinação da superfície era existente. Verificou-se que o perfil vertical depende da direção do vento, composição da superfície, variações do relevo e das condições de estabilidade atmosférica.

**Palavras-chave:** Camada limite interna. Índice de Turbulência. Perfil vertical do vento.



## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1-</b> Divisão da camada limite atmosférica. Fonte: Marshall (1998). .....	10
<b>Figura 2-</b> Distribuição da energia espectral na CLP, onde é definida a região de produção de energia (a) o subintervalo inercial (b) e a região de dissipação (c). $E(k)$ é a quantidade que mede a energia dos turbilhões $\Lambda$ é a escala integral da turbulência $\eta$ é a microescala de Kolomogorov. Fonte: adaptado de Kaimal e Finnigan (1994). 11	11
<b>Figura 3-</b> Representação do perfil vertical do vento a montante e a jusante da região de formação da camada limite interna, e a representação de sua altura a jusante. (fonte: Adaptado de Pires et al., 2015). .....	12
<b>Figura 4-</b> Representação esquemática do dimensionamento dos elementos de rugosidade (Fonte: Adaptado de Oke, 1998). .....	18
<b>Figura 5-</b> Esquema dos perfis de velocidades médias e tensões de Reynolds da CLA e alturas características. Fonte: Sousa (2002). .....	19
<b>Figura 6-</b> Região onde se localiza a Torre 1 e Imagem da T1 a direita.....	21
<b>Figura 7-</b> Localização da cidade de Boulder onde se localiza a Torre 2 e Imagem da T2 (fonte: NREL) a direita. ....	22
<b>Figura 8-</b> Ilustração das variáveis utilizadas nos modelos.....	25
<b>Figura 9-</b> Comparação das variáveis a) velocidade de fricção ( $U^*$ ) e b) número de Richardson entre as alturas de 2 e 80m (RI_2-80m) modelados e disponibilizadas pelo NREL. ....	28
<b>Figura 10-</b> Classificação da estabilidade de acordo com o número de Richardson, a) 2 a 50 m, b) 50 a 80 e c) 2 a 80 m para T2.....	29
<b>Figura 11-</b> Histograma de frequência da variação diurna para as condições atmosféricas: a) instável, b) estável e c) neutra. ....	30
<b>Figura 12-</b> Rosa dos ventos para as alturas de 2, 5, 10, 20, 50 e 80 metros da torre T2. ....	31
<b>Figura 13-</b> Mapa digital de elevação do terreno ao entorno da torre T2. ....	32
<b>Figura 14-</b> Perfil vertical de elevação do relevo para as direções NNE, ENE, ESSE, SSE, SSW, WSW, WNW e NNW a partir da Torre 2. ....	32
<b>Figura 15-</b> Imagem do Google Earth da composição do terreno ao entorno da torre. ....	34

<b>Figura 16-</b> Perfil vertical médio a cada 45° a partir da direção Norte. Os quadros indicam paras as direções ENE, ESE, SSE, NNE, NNW, SSW, WSW e WNW a velocidade média dos ventos (triângulos prestos) e o IT (quadrado azul) para os níveis de 2, 5, 10, 20, 50 e 80m e para o período total, e as condições atmosféricas neutra, instável e estável. ....	35
<b>Figura 17-</b> Índice de turbulência para atmosfera instável nos níveis de 2, 5, 10, 20, 50 e 80 m de T2. ....	37
<b>Figura 18-</b> Índice de turbulência para atmosfera estável nos níveis de 2, 5, 10, 20, 50 e 80 m de T2. ....	38
<b>Figura 19-</b> Índice de turbulência para atmosfera neutra nos níveis de 2, 5, 10, 20, 50 e 80 m de T2.....	39
<b>Figura 20-</b> Classificação da estabilidade de acordo com o número de Richardson, a) 3 a 20 m, b) 20 a 40 m e c) 3 a 40 m para T2. ....	39
<b>Figura 21-</b> Histograma de frequência horária para: a) atmosfera instável, b) estável e c) neutra. ....	40
<b>Figura 22-</b> Média horária da temperatura do ar medida para os níveis de 3, 20 e 40 metros.....	41
<b>Figura 23-</b> Diferença entre a temperatura da água e a temperatura do ar adjacente ao reservatório (Fonte: Assireu et al., 2011). ....	41
<b>Figura 24-</b> Mapa digital de elevação da região ao entorno da Torre 1, no reservatório de furnas. ....	42
<b>Figura 25-</b> Localização da torre T1, e da ilha no círculo preto no braço do reservatório próximo a cidade de Guapé-MG. ....	42
<b>Figura 26-</b> Rosa dos ventos para as alturas de 3, 20 e 40 m da torre T1.....	42
<b>Figura 27-</b> Perfil vertical do relevo para as direções: NNE, ENE, ESSE, SSE, SSW, WSW, WNW e NNW. ....	43
<b>Figura 28-</b> Os quadros indicam paras as direções ENE, ESE, SSE, NNE, NNW, SSW, WSW e WNW a velocidade média dos ventos (triângulos prestos) e o IT (quadrado azul) para os níveis de 2, 5, 10, 20, 50 e 80m e para o período total, e as condições atmosféricas neutra, instável e estável.....	45
<b>Figura 29-</b> Perfil do relevo paras as direções NNE, SSW, WSW, WNW e NNW nas proximidades da torre a uma distância de 50m.....	46
<b>Figura 30-</b> Índice de turbulência associado a direção dos ventos paras as alturas de 3, 20 e 40 m da torre T1. ....	47

<b>Figura 31-</b> Índice de turbulência para atmosfera estável nos níveis de 3, 10 e 40 m de T1. ....	48
<b>Figura 32-</b> Índice de turbulência para atmosfera instável nos níveis de 3, 10 e 40 m de T1. ....	48
<b>Figura 33-</b> Índice de turbulência para atmosfera neutra nos níveis de 3, 10 e 40 m de T1. ....	49
<b>Figura 34-</b> Média horária da intensidade dos ventos para os níveis de 3 (linha azul) 20 (linha verde) e 40 metros (linha vermelha), e a média da rugosidade (triângulo) e da velocidade de ficção (linha preta).....	49

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1-</b> Comprimento de rugosidade ( $z_0$ ). (Fonte: Adaptado de Manwell, 2002) ..	26
<b>Tabela 2-</b> Resultados estatísticos da comparação dos dados modelados e obtidos no sitio do NREL.....	28
<b>Tabela 3-</b> Diferentes alturas de variação do perfil vertical, a cada 45° total e para as condições neutro instável e estável.....	33
<b>Tabela 4-</b> Altura da CLI observada nos perfis verticais. ....	44
<b>Tabela 5-</b> Altura da CIL calculada utilizando os modelos A, B, C, D, E, F, G, H e I. .	46

## LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

CLA - Camada limite atmosférica

CLS - Camada limite superficial

$z_0$  - Rugosidade da superfície

$\tau$  - Tensão de cisalhamento

H - Termo de flutuabilidade

CLI - Camada limite interna

TVAs - Túnel de vento ambiental

CS - Camada superficial

CR - Camada de rugosidade

CI - Camada inercial

E(k) - Energia cinética turbulenta

$\Lambda$  - Escala integral de turbulência

$\eta$  - Macro escala de Kolmogorov

ECT - Energia cinética turbulenta

$z_{CLI}$  - Altura da camada limite interna

Re - número de Reynolds

Rei Número de Richardson independente

Ri - Número de Richardson

FAPEMIG – Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais

T1 - Torre 1

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

T2 - Torre 2

NREL - *National Renewable Energy Laboratory*

Rb - Número de Richardson bulk

IT - Índice de Turbulência

HL - Horário local

EUA - Estados Unidos da América

## SUMÁRIO

<b>RESUMO</b> .....	<b>8</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>1</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>4</b>
<b>LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS</b> .....	<b>5</b>
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>7</b>
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	<b>9</b>
2.1. OBJETIVO GERAL.....	9
2.1. OBJETIVO ESPECÍFICO .....	9
<b>3. REFERENCIAL TEÓRICO</b> .....	<b>10</b>
3.1. CAMADA LIMITE INTERNA.....	10
3.2. RUGOSIDADE .....	17
<b>4. MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	<b>20</b>
4.1. CONJUNTO DE DADOS E REGIÃO DE ESTUDO .....	20
4.2. CÁLCULO DAS VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS .....	22
4.2.1. <i>Variáveis termodinâmicas</i> .....	22
4.2.2. <i>Número de Richardson</i> .....	23
4.2.3. <i>Turbulência</i> .....	24
4.2.4. ANÁLISE DO PERFIL VERTICAL.....	24
4.3. VERIFICAÇÃO DOS RESULTADOS .....	26
4.4. CONDIÇÃO ATMOSFÉRICA .....	27
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>28</b>
5.1. VALIDAÇÃO.....	28
5.2. TORRE DO NATIONAL RENEWABLE ENERGY LABORATORY .....	29
5.3. RESERVATÓRIO DE FURNAS .....	39
<b>6. CONCLUSÕES</b> .....	<b>50</b>
<b>7. REFERÊNCIAS</b> .....	<b>51</b>
<b>ANEXO I</b> .....	<b>58</b>
<b>ANEXO II</b> .....	<b>67</b>
<b>ANEXO III</b> .....	<b>69</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A camada limite atmosférica (CLA) exerce função na dispersão da poluição, meteorologia agrícola, hidrologia, meteorologia aeronáutica, meteorologia de mesoescala, previsão de tempo, clima entre outros (Garratt, 1992). As substâncias emitidas para a CLA são gradualmente dispersas horizontalmente e verticalmente através da ação da turbulência, que pode ser gerada pelo cisalhamento do vento associado a rugosidade da superfície, ou por fluxos ascendentes de calor. A CLA é definida como a camada da atmosfera diretamente influenciada por forçantes presentes na superfície, e respondem a essas forçantes em escalas de tempo de uma hora ou menos (Stull, 1988).

A porção inferior da CLA é denominada de Camada Limite Superficial (CLS). A turbulência na CLS é caracterizada pela rugosidade da superfície ( $z_0$ ), pela tensão de cisalhamento ( $\tau$ ) e pelo termo de flutuabilidade ( $H$ ). Quando o fluido encontra determinado padrão de rugosidade, uma nova camada limite é formada, e essa camada é caracterizada por esses valores,  $\tau$ ,  $z_0$  e  $H$  (Floors *et al.*, 2011). A influência da superfície é diretamente sentida na subcamada interfacial, que é a camada de ar acima dos elementos rugosos (Pires *et al.*, 2015). Quando o vento fluindo sobre determinada superfície e encontra mudanças abruptas (descontinuidades) nas condições da superfície, tais como a topografia, rugosidade, e temperatura e/ou umidade (Jegede e Foken, 1998) passa a existir uma nova camada denominada camada limite interna (CLI) cuja altura varia na direção de propagação do vento.

Vários estudos teóricos e experimentais, como os de Elliot (1958), Pendergrass e Arya (1984), Sempreviva *et al.* (1990), Sugita e Brutsaert (1990), Källstrand e Smedman (1997), Jegede e Foken (1998) e Savelyev e Taylor (2005), modelaram e investigaram a evolução da CLI, focando principalmente no problema do escoamento neutro em condições de mudança da rugosidade da superfície concentrando-se no desenvolvimento do perfil de vento resultante da resposta do campo turbulento e o próprio crescimento da CLI. Contudo uma CLI também pode ser gerada pela variação abrupta da temperatura e do fluxo de calor na superfície (Garratt, 1989) como documentada nos trabalhos de Batchvarova e Gryning (1998), Liu *et al.* (2000), e Hara *et al.* (2009).

A turbulência é responsável pela transferência de momentum, calor e de massa da superfície para as camadas adjacentes. Em uma atmosfera estável o principal mecanismo gerador de turbulência é a rugosidade da superfície. Este transporte de massa e energia das camadas mais próximas a superfície é importante para a dispersão de poluentes, processos de evaporação, transporte de calor, estudos de potencial eólico entre outros.

São encontrados na literatura vários trabalhos que destacam a importância do estudo da camada limite superficial (Helmis *et al.*, 2001; Chamooro e Porté-Agel 2008; Porté-Agel *et al.*, 2015; Cheng and Porté-Agel, 2015). Batchvarova and Gryning (1998) investigaram o perfil do vento e a altura da CLI com o objetivo de entender a ação da turbulência na dispersão de poluentes na cidade de Atenas na Grécia. Helmis *et al.* (2001) investigaram a CLA e o desenvolvimento da CLI em uma pequena ilha na região nordeste do mar Egeu com o objetivo de avaliar os impactos sobre uma possível construção de um aeroporto na ilha. Gryning *et al.* (2007) destacou o crescente interesse em previsões do perfil do vento próximo a superfície na avaliação de projetos para instalação de parques eólicos e estudos de projeto estrutural. No Brasil podemos destacar o trabalho de Pires *et al.* (2015), que investigou a CLI gerada pelas falésias localizadas nas proximidades da plataforma de lançamento do Centro Espacial de Alcântara, com o objetivo de verificar sua ação no fluxo de vento sobre a plataforma de lançamento. E em seu estudo foram feitas comparações de dados medidos *in situ* e modelagem em túnel de vento.



## **2. OBJETIVOS**

### **2.1. Objetivo geral**

Existe uma lacuna na literatura referente a estudos sobre a CLI gerada em regiões com alta complexidade de cobertura do solo e relevo além de estudos que verificam a variação do perfil vertical do vento associado as condições de estabilidade atmosféricas. Portanto o objetivo desse trabalho é estudar através de observações as variações no perfil vertical do vento

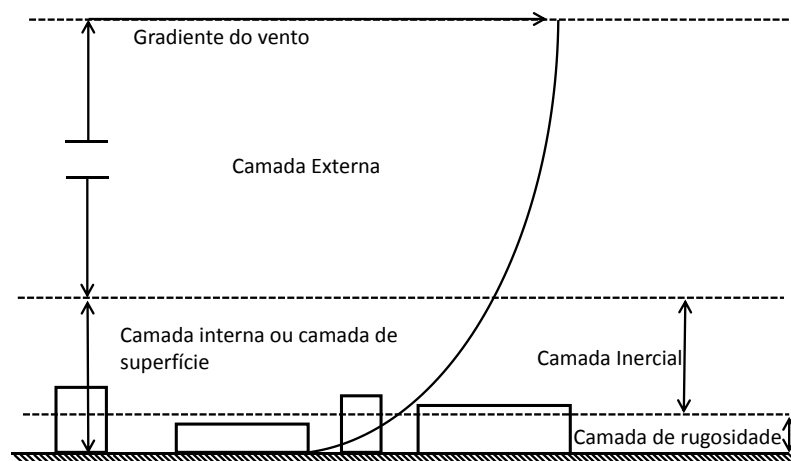
### **2.1. Objetivo específico**

- Verificar a variação do perfil vertical dos ventos associados a feições do terreno.
- Verificar a variação do perfil vertical dos ventos associados a variação da rugosidade da superfície.
- Verificar a variação do perfil vertical dos ventos associados as condições de estabilidade atmosférica.
- Fazer a avaliação de modelos de estimativa da evolução da CLI em condições de mudança abrupta da rugosidade associada ao terreno complexo.

### 3. Referencial teórico

#### 3.1. Camada limite interna

A camada limite atmosférica pode ser subdividida em duas regiões: camada exterior e camada interna ou camada de superfície (Brayam, 1998). A camada de superfície (CS), que se estende de 50-100 metros (Geernaert, 2003), é a camada onde os fluxos e as tensões variam menos que 10% de seu valor médio (Wyngaard, 1985). Esta camada está relacionada a mudanças nas condições da superfície, tais como a topografia, rugosidade, e temperatura e/ou umidade (Jegade e Foken, 1998). A CS pode ser dividida em duas subcamadas, a subcamada de rugosidade e a subcamada inercial (Figura 1). A estrutura do fluxo de ar sobre diferentes superfícies são, portanto, identificado por estas camadas.

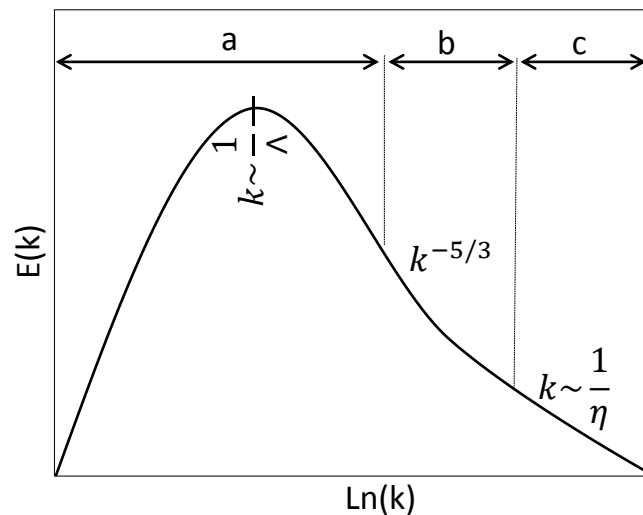


**Figura 1-** Divisão da camada limite atmosférica. Fonte: Marshall (1998).

A camada de rugosidade (CR) é caracterizada pelo vento não homogêneo devido a interação do escoamento com os elementos de rugosidade. Sua altura depende da geometria da superfície, mas é geralmente de 2-5 vezes a altura dos elementos de rugosidade (Cheng e Castro, 2002).

A camada inercial (CI) é caracterizada pela variação logarítmica da intensidade do vento com a altura. O conceito de uma subcamada inercial é comum em muitas abordagens empíricas para descrever a estrutura estatística da camada limite turbulenta (Zhou e Klewicki, 2015). Nessa camada o espectro da turbulência (Figura 2) apresenta comprimentos de onda grandes em comparação aos movimentos

dissipativos, e ao mesmo tempo pequeno em relação às escalas integrais de movimento influenciados pelas condições de contorno externo (Kolmogorov, 1941).



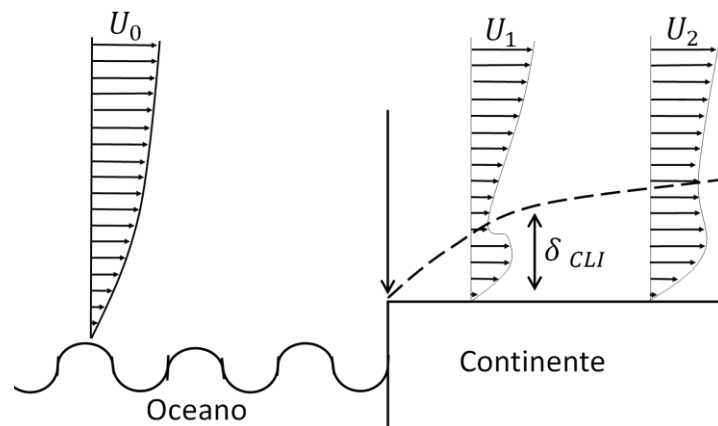
**Figura 2-** Distribuição da energia espectral na CLP, onde é definida a região de produção de energia (a) o subintervalo inercial (b) e a região de dissipação (c).  $E(k)$  é a quantidade que mede a energia dos turbilhões  $\Lambda$  é a escala integral da turbulência  $\eta$  é a microescala de Kolomogorov. Fonte: adaptado de Kaimal e Finningan (1994).

O fluxo turbulento é considerado como um fluxo tridimensional aleatório constituído de turbilhões sobrepostos ao fluxo principal. Uma possível definição para a turbulência de acordo com Hinze (1975), poderia ser: “O movimento turbulento de um fluido é a condição irregular do escoamento, na qual as várias quantidades envolvidas apresentam variação aleatória no tempo e no espaço, tal que podem ser diferenciados estatisticamente de seus valores médios”. O indicador da intensidade turbulenta é usualmente expresso em termos do desvio padrão das flutuações da intensidade dos ventos. Quanto mais intensa é a turbulência, mais rápido evoluem os turbilhões. A primeira região, denominada de Região de Produção de energia cinética turbulenta (ECT), onde a ECT é produzida principalmente a partir do cisalhamento vertical do escoamento médio (Sousa, 2011). Nessa região se encontram os maiores vórtices com menores frequências. A outra região do espectro turbulento é o Subintervalo Inercial, onde a energia é transmitida dos maiores vórtices aos menores.

A transferência de energia de um vórtice para outro de tamanho diferente ocorre de uma forma não linear e recebe o nome de cascata de energia. O termo cascata de energia foi introduzido por Kolmogorov (1941), ele encontrou que cada escala do fluxo turbulento está associada a uma certa quantidade de energia, onde os maiores turbilhões são quebrados em outros menores e estes menores em outros ainda menores, isto impõe a estes turbilhões um tempo de vida finito até o ponto em

que a viscosidade impede a formação dos vórtices. Este processo se repete em todas as escalas até os turbilhões tornarem-se suficientemente pequenos, e sobre as quais a viscosidade os afeta diretamente, convertendo sua energia cinética em energia interna na forma de calor. A parte mais importante do espectro de turbulência para uso em uma grande variedade de aplicações é o subintervalo inercial uma vez que é responsável pelo transporte de propriedades como massa, momentum, calor, e umidade e é importante para a interação térmica e dinâmica entre a atmosfera e a superfície, bem como para dispersão de poluentes.

De acordo com Savelyev e Taylor, (2005) a altura da CLI é definida como a altura a partir do solo em que ocorre uma inflexão no perfil vertical do vento. Como já discutido anteriormente uma mudança abrupta da rugosidade gera uma camada limite interna, onde o vento possui determinada variação com a altura. Na região a montante da variação abrupta da rugosidade o perfil vertical do vento pode ser aproximado por um perfil logarítmico, e na região a jusante ocorre uma variação deste perfil e podemos ajustar um novo perfil logarítmico próximo a superfície se sobrepondo ao perfil anterior de modo que a altura da CLI ( $z_{CLI}$ ) seja definida como a altura em que ocorre uma inflexão na curva do perfil vertical logarítmico (Figura 2).



**Figura 3-** Representação do perfil vertical do vento a montante e a jusante da região de formação da camada limite interna, e a representação de sua altura a jusante. (fonte: Adaptado de Pires *et al.*, 2015).

São encontradas na literatura uma grande variedade de modelos, que tem como objetivo determinar a altura da CLI em função da distância a jusante de sua formação. Um dos primeiros estudos foi realizado por Elliott (1958), em que a altura da CLI foi definida como sendo:

$$\frac{z_{CLI}}{z_{0D}} = \left(0,75 - 0,03 \ln \frac{z_{0D}}{z_{0U}}\right) \left(\frac{x}{z_{0D}}\right)^{0,8}$$

Em que  $x$  é a distância a montante da região de formação da CLI e  $z_{0U}$  e  $z_{0D}$  são as rugosidades da superfície a montante e a jusante respectivamente. Uma abordagem mais geral para esta formulação também foi apresentada, onde a  $z_{CLI}$  foi definida da seguinte forma:

$$\frac{z_{CLI}}{z_1} = (f_1) \left(\frac{x}{z_2}\right)^\alpha$$

A função  $f_1$  pode ser determinada a partir de experimento e  $\alpha$  pela expressão:  $\alpha = 0,8 + f_2(z_{0U}/z_{0D})$  onde  $f_2$  também é determinado em experimento. Nos casos em que a atmosfera apresenta condições de estabilidade os efeitos adiabáticos são considerados nos valores de  $f_1$  e  $\alpha$ .

Pasquill (1972) apresentou alguns cálculos da taxa de crescimento da CLI para dois casos de rugosidade e três classes de estabilidade. A profundidade CLI, foi expressa pela equação:

$$z_{CLI} = ax^b$$

Em que  $x$  representa o caminho percorrido pelo vento, e  $a$  e  $b$  são funções de estabilidade e rugosidade respectivamente. Smedman e Hogstrom (1978) estendeu a expressão acima para uma ampla gama de condições de estabilidade e de rugosidade e obteve a seguinte expressão:

$$z_{CLI} = 0,2x^{(0,78 - \frac{3,63}{L})}$$

Essa expressão é válida para pequenos valores de  $z_0$  (da ordem de 0,04 m), o valor de  $L$  na expressão pode ser substituído por  $L_a$ :

$$L_a = -\frac{(C_d u_h)^3}{\left(\frac{g}{t_0}\right) k(C_d u_h C_t \Delta\theta)} = \frac{(C_d u_h)^2}{\left(\frac{g}{t_0}\right) k(C_t \Delta\theta)}$$

Em que  $\frac{g}{t_0}$  é o parâmetro de flutuabilidade. Raynor *et al.* (1975) usou argumentos físicos e argumentos dimensionais para derivar a seguinte função para a altura da CLI:

$$z_{CLI} = -\frac{u_* (x|\Delta\theta|)^{1/2}}{U (\gamma_1)^{1/2}}$$

Em que  $\gamma_1$  é o lapse rate  $U$  é a velocidade do vento. Utilizando  $u_* = C_d u_h$  e  $u_h = U$  também pode ser obtida a seguinte expressão:

$$z_{CLI} = \frac{C_d(x|\Delta\theta|)^{1/2}}{(\gamma_1)^{1/2}}$$

Em analogia com a propagação da fumaça de uma fonte ao nível do solo, Miyake (1965) propôs a seguinte equação para o crescimento da CLI:

$$\frac{dz_{cli}}{dx} = D \frac{\sigma_w}{u_h}$$

Em que  $\sigma$  representa o desvio padrão da velocidade vertical e D é uma constante. A equação diferencial foi resolvida para condições neutras (Panofsky e Dutton, 1984) os melhores resultados foram verificados para pequenas escalas, D=1.

Melas (1990b) encontraram que a seguinte aproximação é consistente com as observações na camada de mistura:

$$\frac{\sigma_w}{w_*} = B_m$$

em que  $\sigma_w$  é a altura da camada de mistura e  $w_* = (g/T_o z_{cli} Q_o)^{1/3}$  é a escala de velocidade convectiva; B é uma constante igual a 0,67.

$$z_{cli}^{2/3} = \frac{2}{3} B_m D \left( \frac{g}{T_o} C_T C_D \Delta\theta \right)^{1/3} u_h^{-2/3} x$$

Outros modelos são baseados no pressuposto de que as variáveis são uniformemente distribuídas na CLI e que a camada de superfície e a zona de fricção têm uma pequena espessura em relação à altura CLI. As equações governantes para condições estacionárias ficam como por exemplo, Stull (1988):

$$\bar{U} \frac{dz_{cli}}{dx} = w_e - w_m$$

$$\bar{U} z_{cli} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} = Q_o - Q_{zi}$$

$$\frac{\partial \Delta}{\partial x} = \gamma_2 \frac{\partial z_{cli}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x}$$

$$-Q_{zi} = \Delta \bar{U} \frac{\partial z_{cli}}{\partial x}$$

Em que  $w_e$ , é a velocidade de fricção,  $w_m$ , é a média do movimento vertical na parte superior da CLI,  $Q_{zi}$  é o fluxo de calor cinemático na altura da CLI,  $\Delta$  é a temperatura logo acima da zona de entranhamento e  $\gamma_2$  é a gradiente térmico acima do topo CLI. Para fechar o conjunto de equações, mais uma relação deve ser utilizada (Gryning e Batchvarova, 1990).

$$-Q_{zi} = A Q_0 + \frac{B u_*^3 \bar{\theta}}{g z_{cli}} - \frac{B u_*^2 \bar{\theta}}{C g z_{cli}} \bar{U} \frac{\partial z_{cli}}{\partial x}$$

Onde A, B e C são constantes aproximadamente iguais a 0,2, 1,5 e 5 respectivamente (Driedonks, 1981). O primeiro e o segundo termo da equação consideram a turbulência convectiva e mecânica, respectivamente, e o terceiro termo é chamado de correção Zilitinkevich e é incluído para manter uma taxa de crescimento quando finita. Para simplificar, apenas a turbulência mecânica está incluída na correção de Zilitinkevich.

Vários autores têm tentado resolver o conjunto de equações acima utilizando diferentes premissas. Ao negligenciar o arrastamento turbulento, Gamo *et al.* (1983) derivou a seguinte relação:

$$z_{CLI} = (2C_T C_D)^{1/2} \frac{(\Delta\theta)^{1/2}}{(\gamma)^{1/2}}$$

A mesma formulação foi derivada de forma independente por Weisman (1976). Quando a CLI é dominada pela flutuabilidade, Venkatram (1977, 1986) propôs uma relação bastante semelhante para as equações.

$$z_{CLI} = [2C_T C_D (1 + 2A)]^{1/2} \frac{(\Delta\theta x)^{1/2}}{(\gamma)^{1/2}}$$

Gryning e Batchvarova (1990) derivaram uma expressão para a CLI produzida mecanicamente:

$$z_{CLI} = \left( \frac{6B C_D^3 u_h^2 \bar{\theta}}{g \gamma \left(1 - \frac{C_D}{k}\right)} \right)^{1/2}$$

Finalmente, Gryning e Batchvarova (1990) manteve todos os termos na equação e obteve:

$$\frac{u_h - Ru_*}{(1 + 2A)} \left\{ \frac{z_{CLI}^2}{2} \frac{2z_{CLI}BKLa}{(1 + 2A)} + \left( \frac{2BKLa}{(1 + 2A)} \right) \ln \left( -\frac{1 + 2A}{2BKLa} z_{CLI} + 1 \right) \right\} + \frac{Bu_*^2 u_h \bar{\theta}}{C\gamma g(1 + 2A)} \ln \left( -\frac{1 + 2A}{2BKLa} z_{CLI} + 1 \right) = \frac{Q_0}{\gamma} x$$

Em que:

$$R = \frac{1 - \left(1 - \frac{16z_{CLI}}{La}\right)}{12k\left(\frac{z_{CLI}}{La}\right)}$$

Uma boa revisão dos modelos para estimar a altura da CLI pode ser encontrada em Savelyev e Taylor (2005), onde os autores fazem a comparação dos resultados de diferentes modelos.



## 3.2. Rugosidade

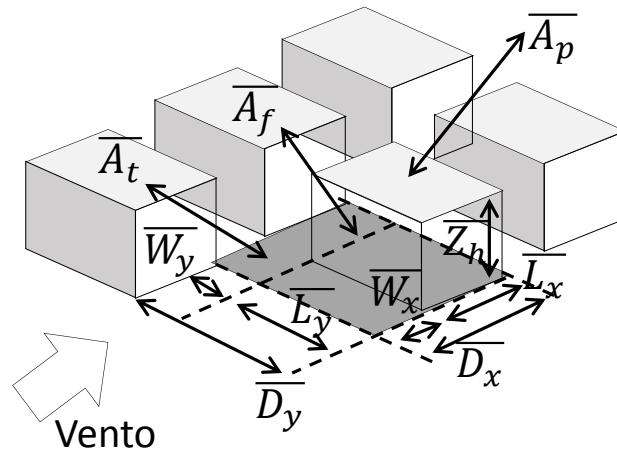
A rugosidade da superfície é a propriedade física que descreve a ação da superfície terrestre na redução do momentum e na absorção do impacto dos ventos (Martins et. al, 2008). A rugosidade do terreno controla o valor da tensão de cisalhamento ( $\tau_0$ ) e, por conseguinte, a velocidade de atrito ( $u^*$ ). Quanto mais rugosa for a superfície, maior será a tensão de cisalhamento junto à superfície e maior será o déficit de quantidade de movimento na CLA. Alterações na rugosidade do terreno provocam mudança de intensidade e direção dos ventos, ou seja, quando a rugosidade aumenta, o fluxo é desviado para direção de menor pressão (Oke, 1987), assim o conhecimento das características aerodinâmicas locais é fundamental para descrever, modelar e prever o comportamento dos ventos e da turbulência sobre a superfície em diferentes escalas.

O perfil vertical do vento na atmosfera pode ser aproximado por um perfil logarítmico. Riou (1985) apresentou um conjunto de equações para determinar o perfil vertical da atmosfera considerando as condições de estabilidade atmosférica, velocidade de fricção, altura da rugosidade, constante de Von Karman e o nível de deslocamento zero causado pela rugosidade. O conhecimento aerodinâmico é essencial para descrever modelar e prever o comportamento dos ventos e da turbulência em diferentes escalas. Neste contexto duas classes de abordagem estão disponíveis:

1. Métodos morfométricos: São métodos baseados em algoritmos que relacionam parâmetros aerodinâmicos e medidas morfométricas da superfície;
2. Métodos micrometeorológicos (ou anemométricos): São métodos que usam observações de campo de vento ou turbulência para resolver parâmetros aerodinâmicos incluídos nas relações teóricas derivadas do perfil logarítmico do vento.

Grimmond e Oke (1999), realizaram um estudo com a finalidade de determinar a rugosidade em diferentes tipos de cidades. Neste estudo apresentaram um conjunto de modelos morfométricos, onde também compararam a sensibilidade de cada modelo variando a densidade e a altura dos elementos de rugosidade, por meio de experimentos que representaram as características das cidades em túnel de vento. A

rugosidade foi calculada em função das dimensões médias (Figura 4) dos elementos de rugosidade. Na Figura 4,  $A_t$  é a área total onde o elemento de rugosidade se encontra (dada pelo produto de  $D_x$  por  $D_y$ ),  $A_f$  é a área frontal perpendicular a direção dos ventos (dada pelo produto de  $Z_h$  por  $L_y$ ),  $A_p$  é a área que um elemento de rugosidade ocupa dentro da área  $A_t$  (dada pelo produto de  $L_x$  por  $L_y$ ).



**Figura 4-** Representação esquemática do dimensionamento dos elementos de rugosidade (Fonte: Adaptado de Oke, 1998).

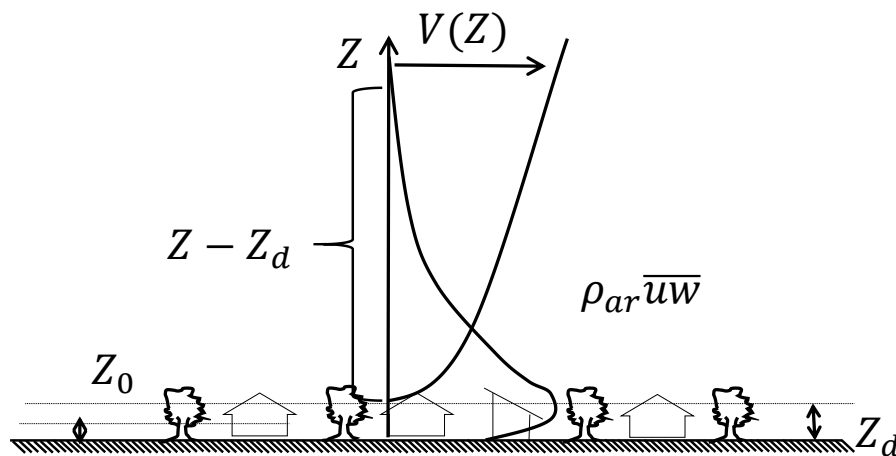
### 3.3. Número de Reynolds e túnel de vento

O número de Reynolds ( $Re$ ) é um número adimensional usado em mecânica dos fluidos para o cálculo do regime de escoamento de determinado fluido dentro de um tubo ou sobre uma superfície. O seu significado físico é um quociente entre as forças de inércia e as forças de viscosidade.

$$Re = \frac{\rho V_c L_c}{\mu}$$

Em que  $Re$  é o número de Reynolds  $\rho$  é a massa específica,  $\mu$  é a viscosidade absoluta.  $V_c$  e  $L_c$  correspondem a velocidade e dimensão característica do escoamento. Na atmosfera a transferência de quantidade de movimento na CLA é dada, fundamentalmente, pelas tensões aparentes de Reynolds ou tensões turbulentas,  $-\rho_{ar} \overline{uw}$ . O comportamento desta tensão define duas camadas dentro

da CLA: a camada superficial e a camada de Ekman (Sousa 2004). A importância fundamental do número de Reynolds é a possibilidade de se avaliar a estabilidade do fluxo podendo obter uma indicação se o escoamento flui de forma laminar ou turbulenta. O número de Reynolds constitui a base do comportamento de sistemas reais, pelo uso de modelos reduzidos. A tensão de Reynolds apresenta valor máximo próximo ao plano de deslocamento zero e a tensão de cisalhamento é transmitida ao longo da camada superficial de modo que o valor da tensão de Reynolds decai com a altura (Figura 5).



**Figura 5-** Esquema dos perfis de velocidades médias e tensões de Reynolds da CLA e alturas características. Fonte: Sousa (2002).

O estudo do escoamento do vento sob diferentes estruturas é bastante complexo em ambiente natural devido a impossibilidade de controlar as forçantes e condições ambientais. A modelagem em túnel de vento é amplamente utilizada na engenharia, em estudos sobre efeitos aerodinâmicos de projetos de aviões, automóveis, navios, edifícios, pontes etc., e vem sendo amplamente utilizado em estudos de interesse ambiental como por exemplo na dispersão de poluentes (Sharma *et al.*, 2005). No entanto a modelagem da CLA e conseqüentemente da CLI em túnel de vento requer que algumas condições sejam cumpridas.

## 4. MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1. Conjunto de Dados e região de estudo

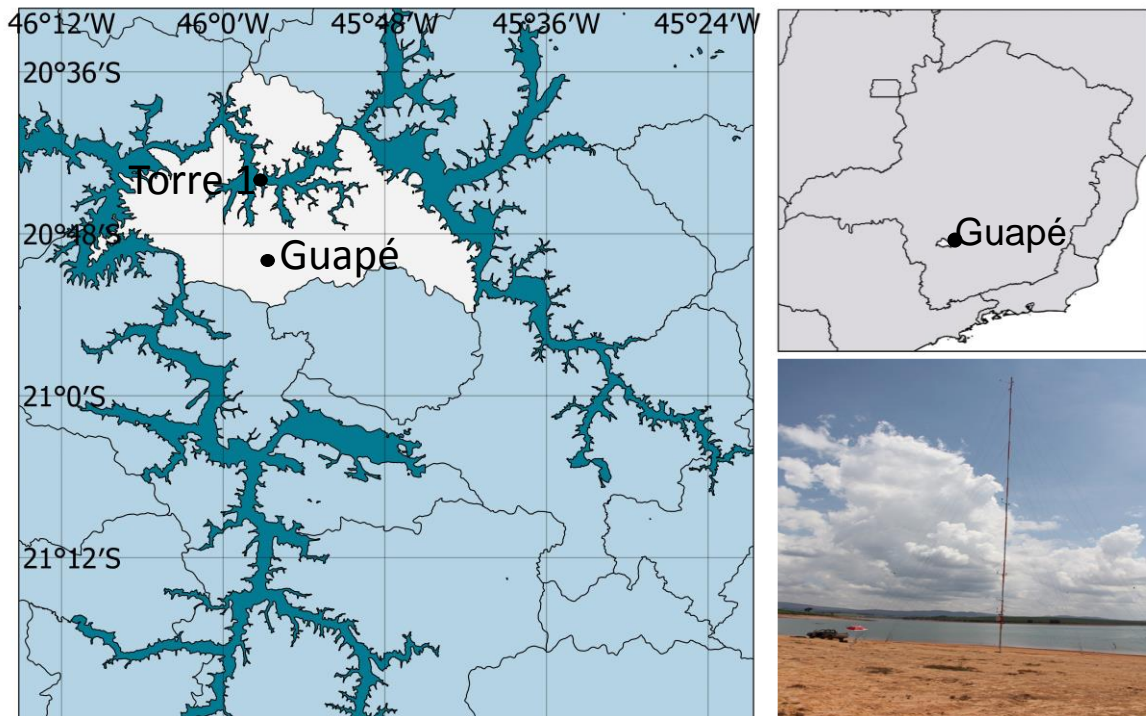
Este estudo consiste da análise e simulação em túnel de vento da camada limite interna produzida por mudanças abruptas da rugosidade. Foram selecionadas duas localidades, as quais apresentam mudanças na rugosidade da superfície e a disponibilidade de dados anemométricos em diferentes níveis da CLA. Com o objetivo de descrever e caracterizar a CLI induzida por mudanças abruptas da rugosidade foram feitas análises de dados medidos e simulações em túnel de vento da região ao entorno destas torres.

A primeira torre (T1) (Figura 6) é proveniente do projeto “Aproveitamento Eólicos em Reservatórios Hidrelétricos: Cenário Atual e Futuro”, financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG), que consistiu da instalação de três torres anemométricas às margens do reservatório de Furnas, em um braço localizado próximo à cidade de Guapé, Minas Gerais, Brasil, sendo duas torres de 12 m e uma de 42 m. A análise dos dados deste projeto está em andamento e alguns resultados que abordam a relação do terreno com o escoamento, pode ser encontrada em Lobão *et al.* (2016), e Fernandes and Assireu (2015). No âmbito desse projeto também foi desenvolvido um trabalho preliminar que verificou a variação diurna da direção dos ventos características de brisa lacustre Reis *et al.* (2015). A região de estudo apresenta características de variação abrupta da rugosidade, bem caracterizada para os casos onde o vento sopra da água para a terra e da terra para a água, e configuração do relevo que permitem o desenvolvimento do estudo.

Para o trabalho foi selecionado os dados da torre de 42 m (20° 44' 26,07" S; 45° 57' 27,03" O) no período de 07/06/2014 e 14/06/2014. Esta torre é instrumentada em 4 níveis (3, 10, 20 e 40 m), e realiza medições em intervalos de 1 minuto. A torre possui 3 anemômetros 2D da Gill fixados a 3, 20 e 40 m, um anemômetro 3D da Young instalado a 10m e sensores de temperatura e umidade da Vaisala nos níveis de 3, 10, 20 e 40 m. Foi utilizado os dados de temperatura, umidade relativa do ar, intensidade e direção dos ventos. Não foram considerados os dados para o nível de 10 m devido a inconsistência nos dados.

Para complementar o conjunto de dados da T1 também foi utilizado dados de pressão atmosférica a cada 10 minutos disponibilizados pelo Instituto Nacional de

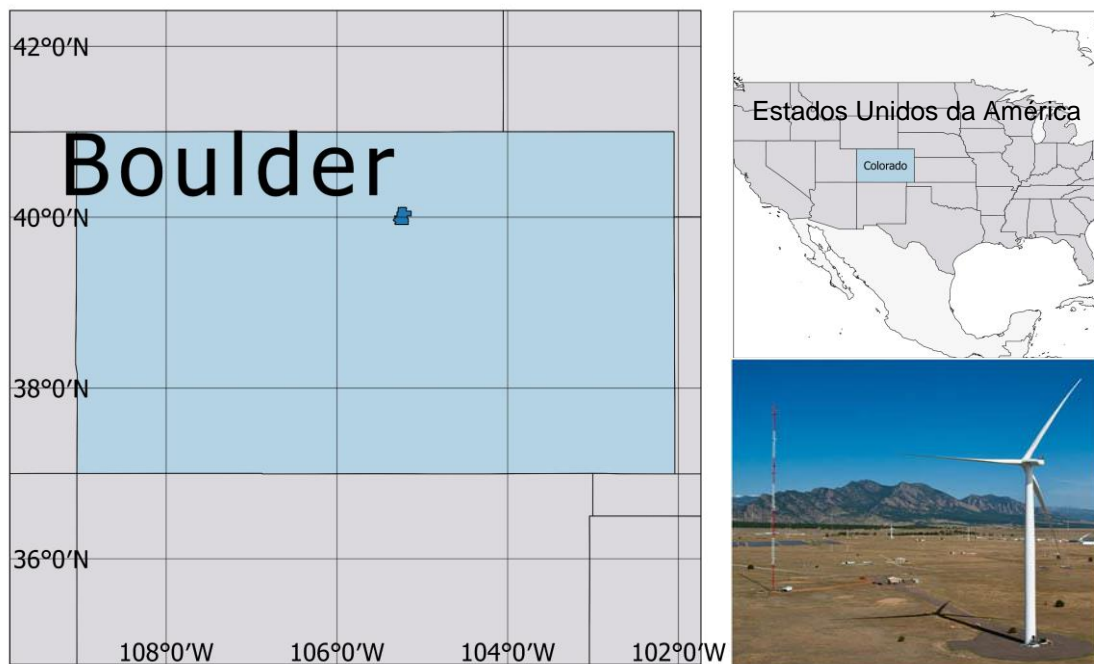
Pesquisas Espaciais (INPE). Os dados foram provenientes de uma boia pertencente ao Projeto Furnas, localizada nas proximidades da torre.



**Figura 6-** Região onde se localiza a Torre 1 e Imagem da T1 a direita.

O segundo conjunto de dados foi obtido de uma torre meteorológica (T2) situada na coordenada  $39^{\circ} 54' 38.34''$  N e  $105^{\circ} 14' 5.28''$  W a uma altitude de 1855 metros localizada cerca de 11 km ao oeste de Broomfield, e cerca de 8 km ao sul de Boulder, Colorado, Estados Unidos (Figura 7). Os dados são gerenciados pelo Torre do National Renewable Energy Laboratory (NREL) e disponibilizados via download no sitio eletrônico [http://www.nrel.gov/midc/nwtc\\_m2/](http://www.nrel.gov/midc/nwtc_m2/). Os instrumentos da torre passam por constante manutenção e fornecem medidas com uma boa confiabilidade. A utilização deste conjunto de dados teve como objetivo avaliar os métodos e cálculos empregados para os estudos dos dados da Torre 1, localizada as margens do reservatório de Furnas, de forma a adquirir um maior conhecimento destes métodos.

Foram selecionados para o estudo dados de velocidade e direção do vento medidos em 2, 5, 10, 20, 50 e 80 metros, temperatura do ar nos níveis de 2, 50 e 80 metros e temperatura do ponto de orvalho, umidade relativa e pressão barométrica a uma altura de 2 metros em intervalos de 60 segundos, entre os anos de 2010 e 2015.



**Figura 7-** Localização da cidade de Boulder onde se localiza a Torre 2 e Imagem da T2 (fonte: NREL) a direita.

## 4.2. Cálculo das variáveis atmosféricas

O NREL disponibiliza as sub-rotinas computacionais utilizadas no cálculo das variáveis disponibilizadas para download que não são diretamente aferidas por instrumentos na torre anemométrica. As sub-rotinas disponibilizadas foram adaptadas e implementadas em rotinas na linguagem computacional em FORTRAN (Anexo 1). A rotina faz o cálculo do número de Richardson, variáveis termodinâmicas, velocidade de fricção, comprimento de rugosidade e índice de turbulência.

### 4.2.1. Variáveis termodinâmicas

As variáveis temperatura a 50m, umidade relativa, e temperatura virtual nos níveis de 2, 50 e 80 m foram calculadas com base nas medições realizadas por ambas as torres (T1 e T2), o equacionamento das variáveis descrito abaixo foi baseado no manual do NREL confeccionado por Johnson e Kelley (2000). A umidade relativa é dada por:

$$UR = e/e_s$$

em que  $e$  é a pressão de vapor a 2 m e  $e_s$  é a pressão de saturação a 2m.

$$e_s = 6,11 \times 10^{\frac{A \times T}{T+B}}$$

$$e = 6,11 \times 10^{\frac{A \times T_d}{T_d+B}}$$

em que A e B são constantes (A = 7,5, B = 237,3 para T>0 e A = 9,5, B = 265,5 para T<0) T é a temperatura no primeiro nível, e Td é a temperatura do ponto de orvalho). Td foi estimada a partir de:

$$\begin{aligned} T_d = T - & (14,55 + 0,114xT)x[1 - (0,01xUR)] \\ & - \{(2,5 + 0,007xT)x[1 - (0,01 x UR)]\}^3 \\ & - (15,9 + 0,117 x T)x [1 - (0,01 x UR)]^{14} \end{aligned}$$

A umidade específica é dada por:

$$UE = 0,622 \frac{e}{P}$$

Em que P é a pressão atmosférica no nível 1. A temperatura virtual e a temperatura virtual potencial são dadas por:

$$Tv = (T + 273,16) + 0,61 \times UE \times (T + 273,16)$$

$$Tpv = (T + 273,16) \times \left( \frac{3155066}{P} \right)^{0,286 \times (1 + 0,61 \times UE)}$$

A estimativa da pressão atmosférica nos demais níveis é dada por:

$$P(h) = P + \Delta P \times (h - href)$$

em que  $P(h)$  é a pressão atmosférica para uma altura  $h$ ,  $href$  é a altura em que é realizada a medida de  $P$  e  $\Delta P$  é a variação a pressão atmosférica com a altura dado por:

$$\Delta P = (-0,0341416 * P) / Tpv$$

#### 4.2.2. Número de Richardson

O número de Richardson é calculado utilizando uma aproximação bastante usada em usada em meteorologia, o número de Richardson bulk, Rb (STULL, 1988; FOKEN, 2008):

$$Rb = \frac{g \frac{\Delta \bar{\theta}_v}{\Delta Z}}{\bar{\theta}_v \left[ \left( \frac{\Delta \bar{V}}{\Delta Z} \right)^2 \right]}$$

Em que  $g$  é a aceleração da gravidade  $\Delta z$  é a variação da altura,  $\Delta \bar{\theta}_v$  é a variação da temperatura virtual,  $\Delta \bar{V}$  é a variação vertical da velocidade do vento e  $\theta_v$  é a temperatura potencial média na camada. Daqui por diante  $R_b$  também será tratado como  $R_i$  para facilitar as discussões.

#### 4.2.3. Turbulência

O Índice de turbulência é a medida da turbulência no escoamento do vento, e é definida pela razão entre o desvio padrão da intensidade do vento e a intensidade média do vento a cada 10 minutos, conforme Equação:

$$IT = \frac{\delta_U}{U}$$

Em que  $\delta_U$  é o desvio padrão da velocidade do vento e  $U$  a média da velocidade do vento (MANWELL, 2009).

Os valores de IT foram calculados a partir da média e do desvio padrão da velocidade do vento em intervalos amostrais de 10 minutos ( $i=10$ ). A direção associada a cada valor de IT é dada pela moda da direção dos ventos no intervalo. Para os intervalos onde não foi possível extrair a moda a direção foi dada pelo valor associado à posição média no intervalo ( $i=5$ ). Todos os cálculos foram feitos em uma rotina computacional desenvolvida em *Fortran* (anexo 1). Os resultados foram separados de acordo com as condições de estabilidade (neutra, estável e instável) e geral, e representados em rosa dos ventos, geradas por rotinas desenvolvidas em *MATLAB*.

#### 4.2.4. Análise do perfil vertical

Com a finalidade de avaliar as variações do perfil vertical induzidas pelas variações do relevo e da rugosidade os resultados de IT e os valores medidos de velocidade dos ventos foram separados em intervalos de 45°, e feita a média total e para cada condição atmosférica (neutra instável e estável). Os resultados foram organizados em gráficos em função da altura.

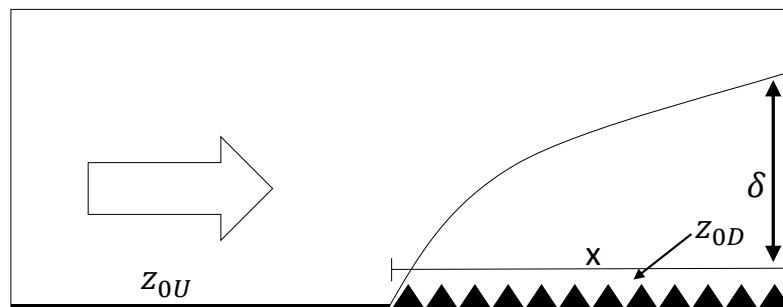
Afim de verificar as variações do relevo foram utilizados dados de elevação dos dados NASA SRTM obtidos na plataforma USGS. Para a manipulação dos dados foi utilizado o software Global Mapper onde foram feitos os mapas do modelo digital de



elevação e extraídas cotas nas direções: ENE (lés-nordeste), ESE (lés-sudeste), SSE (su-sudeste), NNE (nor-nordeste), NNW (nor-noroeste), SSW (su-sudoeste) WSW (oés-sudoeste) e WNW oés-noroeste. Nesta etapa também foi desenvolvida uma metodologia para a construção de um modelo 3D em escala reduzida para análise em túnel de vento (Anexo II). Os resultados do perfil de elevação foram organizados em gráficos relacionando a cota do relevo em relação a distância da torre.

Por fim foram aplicados modelos de simulação da CLI para o conjunto de dados da Torre 1 (FURNAS) para as direções SSW, WSW, WNW, NNW, NNE e ENE, afim de verificar se os modelos são eficientes em simular a variação da altura da CLI a partir da mudança de rugosidade. Foram utilizados 9 modelos avaliados em Savelyev and Taylor (2005):

- |                               |  |
|-------------------------------|--|
| A. Elliott (1995)             | $\frac{\delta}{z_{0D}} = \left(0,75 - 0,03 \ln \left(\frac{z_{0D}}{z_{0U}}\right)\right) \left(\frac{x}{z_{0D}}\right)^{0,8}$                  |
| B. Townsend (1965)            | $2k^2x = \delta \ln \left(\frac{\delta}{z_{0D}}\right)$  |
| C. Wood (1982)                | $\frac{\delta}{z_{0D}} = 0,28 \left(\frac{x}{z_{0D}}\right)^{0,8}$   |
| D. Pendegras and Aria (1984)  | $\frac{\delta}{z_{0D}} = 0,32 \left(\frac{x}{z_{0D}}\right)^{0,8}$   |
| E. Jegede and Foken (1999)    | $\delta = 0,09x^{0,8}$   |
| F. Savelyev and Taylor (2001) | $\delta \left(\ln \left(\frac{\delta}{z_{0U}}\right) - 1\right) = 1,25k(1 + 0,1 \ln \left(\frac{z_{0D}}{z_{0U}}\right))x$                      |
| G. Cheng and Castro (2002)    | $\frac{\delta}{z_{0D}} = 10,56 \left(\frac{x}{z_{0D}}\right)^{0,33}$   |
| H. Equação (23)               | $\frac{d\delta}{dx} = Ck \left(1 + \frac{\delta}{x} \ln \left(\frac{z_{0D}}{z_{0U}}\right)\right) \ln \left(\frac{\delta}{z_{0U}}\right)^{-1}$ |
| I. Equação (26)               | $2\delta \left(\ln \left(\frac{\delta}{\sqrt{z_{0U}z_{0D}}}\right) - 1\right) = x$   |



**Figura 8-** Ilustração das variáveis utilizadas nos modelos.

Na Figura 8,  $\delta$  é a altura da CLI,  $x$  é a distância do ponto onde é verificado a mudança da rugosidade,  $k$  é a constante de von Karman,  $C$  é uma constante que varia para cada método e  $z_{0D}$  e  $z_{0U}$  são os valores de rugosidade, classificados de acordo com a Tabela proposta por Manwell (2002), foram tomados os valores par o terreno característico de gramado (Tabela 1) para as direções SSW, WSW, WNW e NNW plantações para as direções NNE e ENE.

**Tabela 1-** Comprimento de rugosidade ( $Z_0$ ). (Fonte: Adaptado de Manwell, 2002)

Descrição do terreno	$Z_0$ (mm)
Terreno muito liso, gelo, lama	0,01
Mar aberto em condição de calmaria	0,20
Mar agitado	0,50
Neve	3,00
Gramado	8,00
Pasto rugoso	10,00
Campo de pousio	30,00
Plantações	50,00
Poucas árvores	100,00
Muitas árvores, poucas construções	250
Florestas	500
Subúrbios	1500
Centros de cidade com construções altas	3000

### 4.3. Verificação dos Resultados

Com a finalidade de validar os cálculos foi feita a verificação dos resultados com os dados da torre T2, pelo fato de os dados disponibilizados para download serem previamente calculados e validados pela organização que fornece os dados.

Para a verificação, foram aplicadas estatísticas comparando os dados calculados pelas rotinas implementadas com os dados fornecidos. Foram então aplicados os seguintes métodos estatísticos: desvio padrão ( $\sigma$ ), erro médio (ME), erro médio quadrático (MSE), raiz do erro médio quadrático (RMSE), correlação de Pearson (R) e o índice de concordância (d) conforme metodologia apresentada por Mazzoli *et al.* (2008). Mazzoli *et al.* (2008) apud Pielke (2002), também indicaram um critério para o cálculo do *skill* da simulação que foi utilizado para avaliação dos resultados. Neste caso, o desvio padrão da série disponibilizada e da série simulada

deve ser aproximadamente igual ( $\sigma_{obs} \approx \sigma_{sim}$ ), a raiz do erro médio quadrático (RMSE) deve ser menor do que o desvio padrão da observação ( $RMSE < \sigma_{obs}$ ) e o  $RMSE_{UB}$ , que representa a raiz do erro médio quadrático após a remoção de um desvio médio, também deve ser menor do que o desvio padrão da observação ( $RMSE_{vb} < \sigma_{obs}$ ). Por fim os resultados das estatísticas foram organizados em uma Tabela

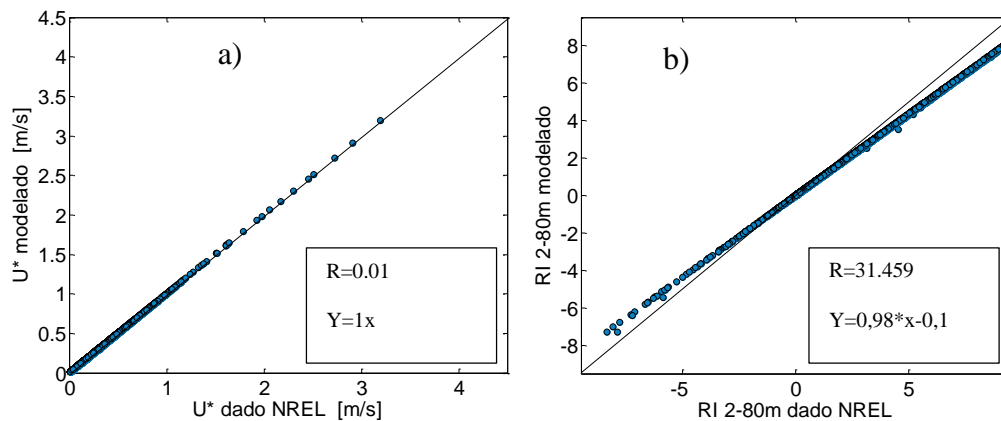
#### **4.4. Condição Atmosférica**

A estabilidade do ar foi determinada pelo número de Richardson (RI). RI é um número adimensional que expressa a relação entre a energia potencial e a energia cinética de um fluido. Para o estudo das condições de estabilidade foram definidas como neutra para o intervalo fechado de RI entre -0,01 e 0,01, instável para  $RI < -0,01$  e estável para  $RI > 0,01$ . Para a visualização dos resultados foram geradas rosas dos ventos para velocidade dos ventos e índice de turbulência, para cada nível, para todo o conjunto de dados e nas condições instável estável e neutra.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 5.1. Validação

A rotina computacional utilizada nos cálculos foi validada utilizando os dados adquiridos da torre T2. Foi feita a comparação dos resultados obtidos com o modelo computacional e os dados obtidos do NREL. A Figura 9 apresenta a comparação gráfica dos resultados simulados e os dados disponibilizados pelo NREL das variáveis velocidade de fricção ( $U^*$ ) e o número de Richardson ( $RI_{2-80}$ ) os resultados apresentaram uma ótima correlação para a  $U^*$  e uma tendência de subestimativa para os valores positivos de  $RI$  e uma sobrestimava para os valores negativos de  $RI$ .



**Figura 9-** Comparação das variáveis a) velocidade de fricção ( $U^*$ ) e b) número de Richardson entre as alturas de 2 e 80m ( $RI_{2-80m}$ ) modelados e disponibilizadas pelo NREL.

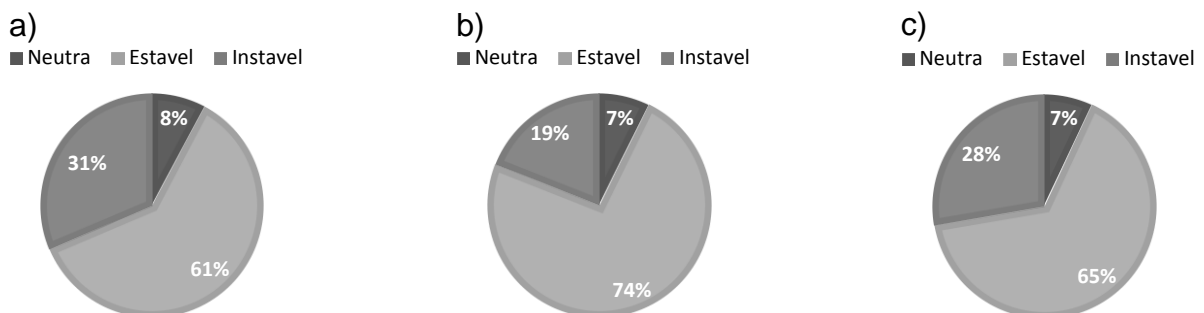
A Tabela 2 apresenta os resultados obtidos através da aplicação de métodos estatísticos comparando as séries de dados modelados e os dados do NREL, A avaliação das estatísticas, permitiram verificar que os critérios do *skill* foram cumpridos, o que indica que a rotina implementada foi eficiente em fazer os cálculos das variáveis.

**Tabela 2-** Resultados estatísticos da comparação dos dados modelados e obtidos no sitio do NREL.

	$\sigma_{obs}$	$\sigma_{sim}$	ME	MSE	RMSE	R	d	RMSE <sub>UB</sub>
<b>Temperatura 50 m</b>	1,45	1,45	0,00	0,00	0,00	0,998	1,000	0,03
<b>Ri 2-50</b>	2,51	2,43	-0,08	0,04	0,20	0,979	0,998	0,18
<b>Ri 2-80</b>	2,68	2,54	-0,14	0,13	0,36	0,989	0,995	0,33
<b>Ri 50-80</b>	3,87	3,78	-0,21	0,13	0,36	0,987	0,998	0,30
<b><math>U^*</math></b>	13,22	13,35	-0,02	0,02	0,13	0,989	1,000	0,13
<b>Z0</b>	44,56	44,49	-0,27	0,26	0,51	0,990	1,000	0,73

## 5.2. Torre do National Renewable Energy Laboratory

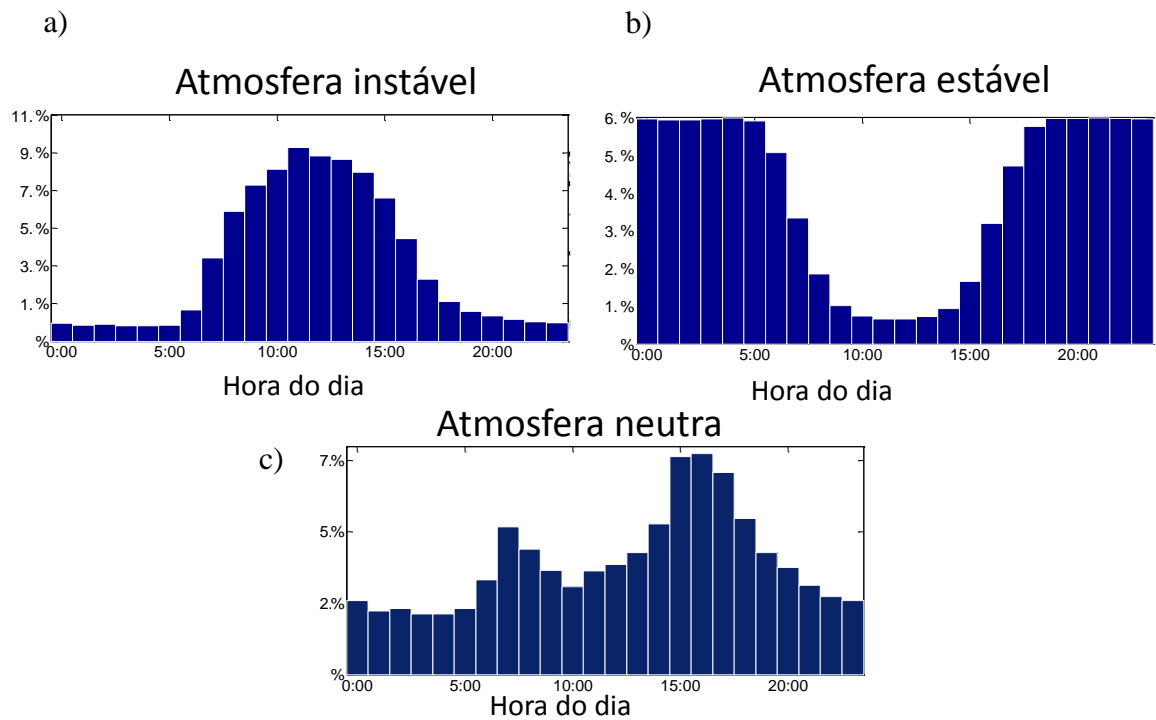
Os cálculos aplicados nos dados observados pela torre do NREL permitiram verificar as condições de estabilidade através uma classificação feita pelo número de Richardson. Os resultados mostraram que na maior parte do tempo a atmosfera é estável (Figura 10), menos de 8 % do tempo neutra e instável de 16 a 26% do tempo.



**Figura 10-** Classificação da estabilidade de acordo com o número de Richardson, a) 2 a 50 m, b) 50 a 80 e c) 2 a 80 m para T2.

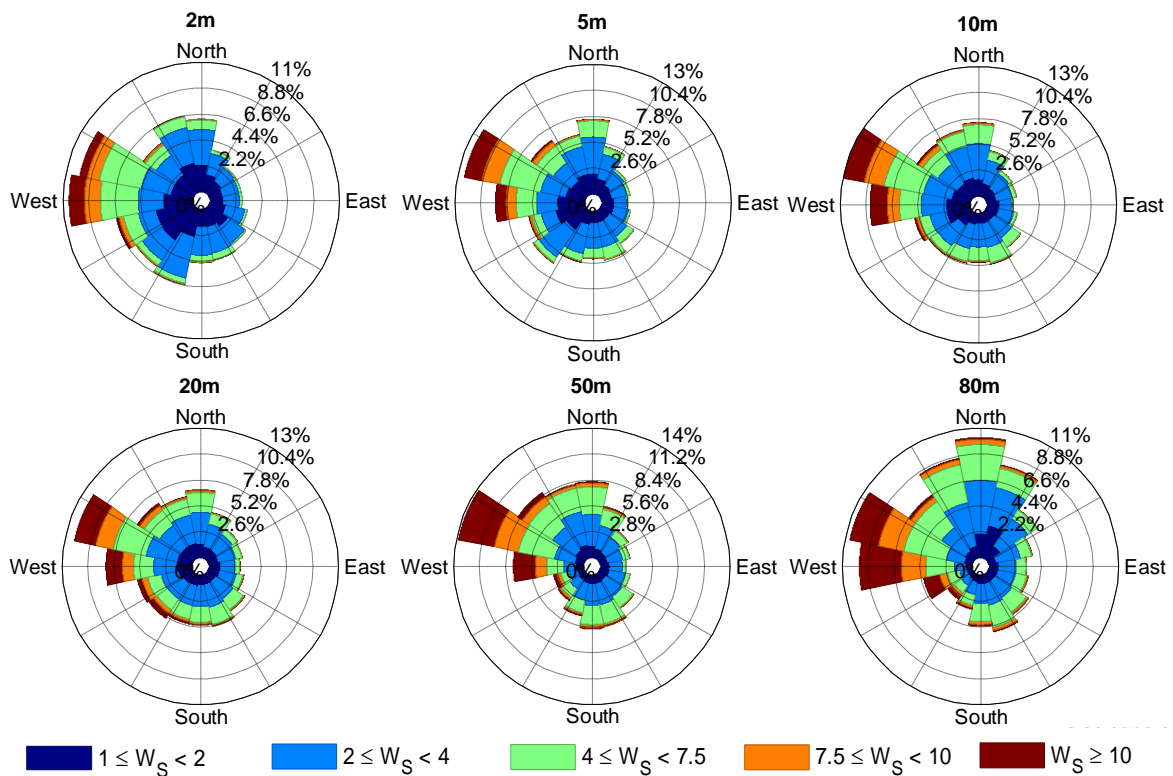
Durante a manhã, quando a superfície passa a receber radiação começa a ser verificado um aumento do número de condições instáveis (Figura 11 a), que pode estar atribuído ao decaimento da Camada Limite Residual (CLR) e a formação da Camada de Mistura (CM) neste período, devido ao aquecimento da superfície. A condição de instabilidade se manteve predominante nos períodos da manhã e da tarde, e apresentou maiores frequências entre 11 e 15 horas horário local (HL). No período noturno a condição de estabilidade (Figura 11 b) se manteve predominante.

A condição neutra (Figura 11 c) foi verificada durante todo o dia, e apresentou dois períodos onde se verificou frequências relativamente maiores. Os dois máximos observados estão associados ao período de transição estável-instável no início da manhã instável-estável no início da noite, onde atmosfera tende a apresentar condições de neutralidade.



**Figura 11-** Histograma de frequência da variação diurna para as condições atmosféricas: a) instável, b) estável e c) neutra.

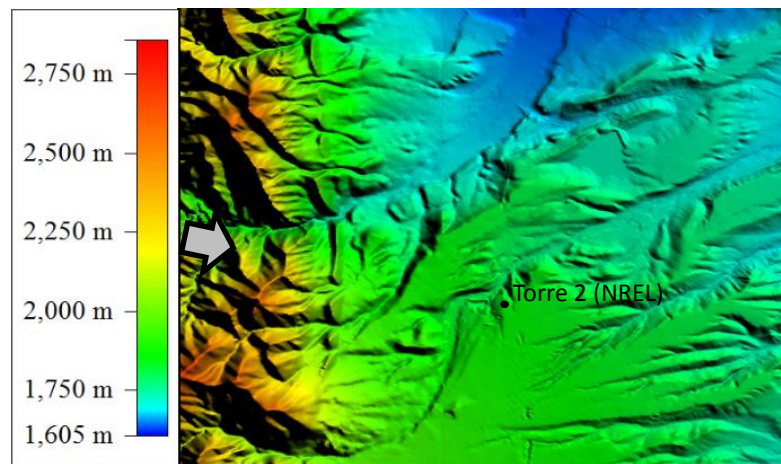
É observado através da rosa dos ventos (Figura 12) que o vento predominante sopra com maior frequência do 3° e 4° quadrante para as alturas de 2, 5, 10, 20, e 50 m. Para estas direções também são verificados os maiores valores de intensidade dos ventos. Para o nível de 80 m da torre, também é observado uma componente de frequências equivalentes entre o 1° e o 4° quadrante. A torre T2 está localizada a leste de uma cadeia de montanhas na qual se localiza alguns picos, dentre eles: Thorodin Mountain (3212 m) a 15 km da torre, North Arapaho Peak (4115 m) a 38 km, Longs PeaK (4344 m) a 50 km. A cadeia de montanha possui uma morfologia na direção noroeste da torre (Figuras 13) caracterizada por uma região de menor elevação em comparação com o terreno lateral.



**Figura 12-** Rosa dos ventos para as alturas de 2, 5, 10, 20, 50 e 80 metros da torre T2.

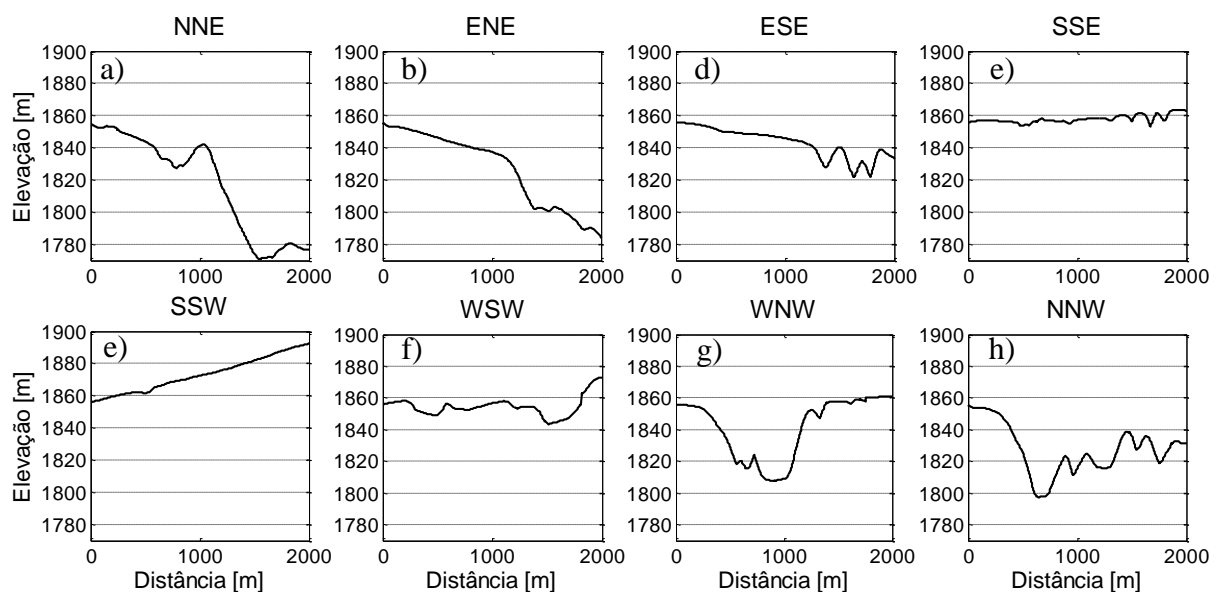
A canalização dos ventos pela ação do terreno pode ser verificada observando a persistência do vento medida em um determinado ponto para uma direção em que se observa características do relevo formando uma espécie de canal. Assireu *et al.* (2013) verificou o efeito da canalização avaliando dados de vento de uma boia e resultados de modelagem atmosférica.

Esta configuração do terreno apresenta características favoráveis a canalização dos ventos. Foi observado no MDE uma espécie de vale cercado por porções mais elevadas alinhado na direção da torre. Além disso a rosa dos ventos mostra que na direção é verificado um maior número de ocorrências de ventos de WNW. Para os níveis mais próximos a superfície, para o nível de 80 metros pode se observar frequências equivalentes para as outras direções. Assireu *et al.* (2011) avaliou a ação do relevo ao entorno do reservatório de Itumbiara - MG e verificou que a ação do relevo o baixo valor da altura da rugosidade da superfície, devido a presença da lamina de água, somados aos ventos de grade escala tem o potencial de favorecer a canalização e intensificação dos ventos.



**Figura 13-** Mapa digital de elevação do terreno ao entorno da torre T2.

Nos perfis verticais (Figura 14) a torre de medição está localizada no ponto zero no eixo x do gráfico. É verificado que para as direções NNE, ENE, WNW e NNW o relevo possui um valor alto de declividade a uma distância de aproximadamente 1000 m da torre, essa variação de perfil do relevo iremos chamar de variação em degrau. Para as direções SSE, SSW e WSW nota se que a torre está em uma região relativamente mais baixa que o relevo a uma determinada distância a downwind. Na direção ESSE os resultados das medições não foram considerados na análise, os ventos desse quadrante podem estar sob influência de uma perturbação da torre gerada pela posição dos instrumentos.



**Figura 14-** Perfil vertical de elevação do relevo para as direções NNE, ENE, ESSE, SSE, SSW, WSW, WNW e NNW a partir da Torre 2.



Observa-se que os resultados para o perfil vertical médio da velocidade dos ventos para as condições atmosféricas analisadas (Figura 16), verifica-se uma diferença dos perfis total, instável e neutro com relação ao perfil estável. Os perfis indicam ainda diferentes camadas verticais, uma vez que é observado diferentes perfis logarítmicos ao longo dos níveis de medição.

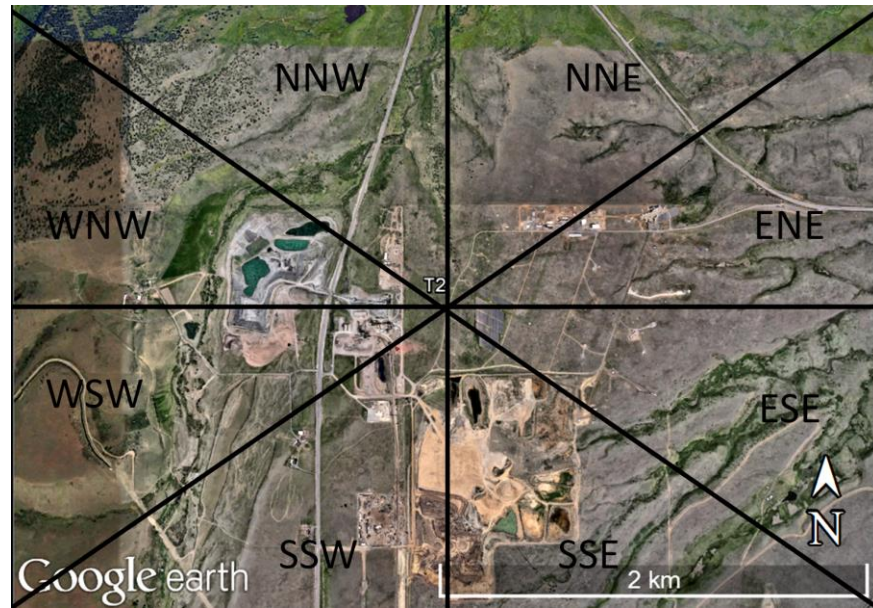
Os perfis verticais total, neutro e instável para as direções NNE, WNW e NNW tendem a inclinar para a esquerda nos maiores níveis enquanto para a condição estável a inclinação é menor. Para estas direções verifica-se a variação em degrau do relevo a uma distância média de 1000 metros da torre. Saveleyev and Taylor (2005) indicaram que a inclinação do perfil logarítmico está associada as variações de rugosidade liso-áspero e áspero-liso. Sendo que a reta inclinada para a esquerda é característica para o vento que flui de uma superfície lisa para uma superfície áspera e para direita quando o vento flui de uma superfície áspera para uma superfície lisa.

Para as direções SSE, SSW e WSW, as quais a torre está em uma cota relativamente menor com relação ao terreno a downwind, os perfis nos níveis mais altos tendem a estar inclinados para a direita exceto para a condição estável. Na condição estável o fluxo é laminar, e as perturbações tendem a ser menores sendo geradas principalmente pelos forçantes mecânicas.

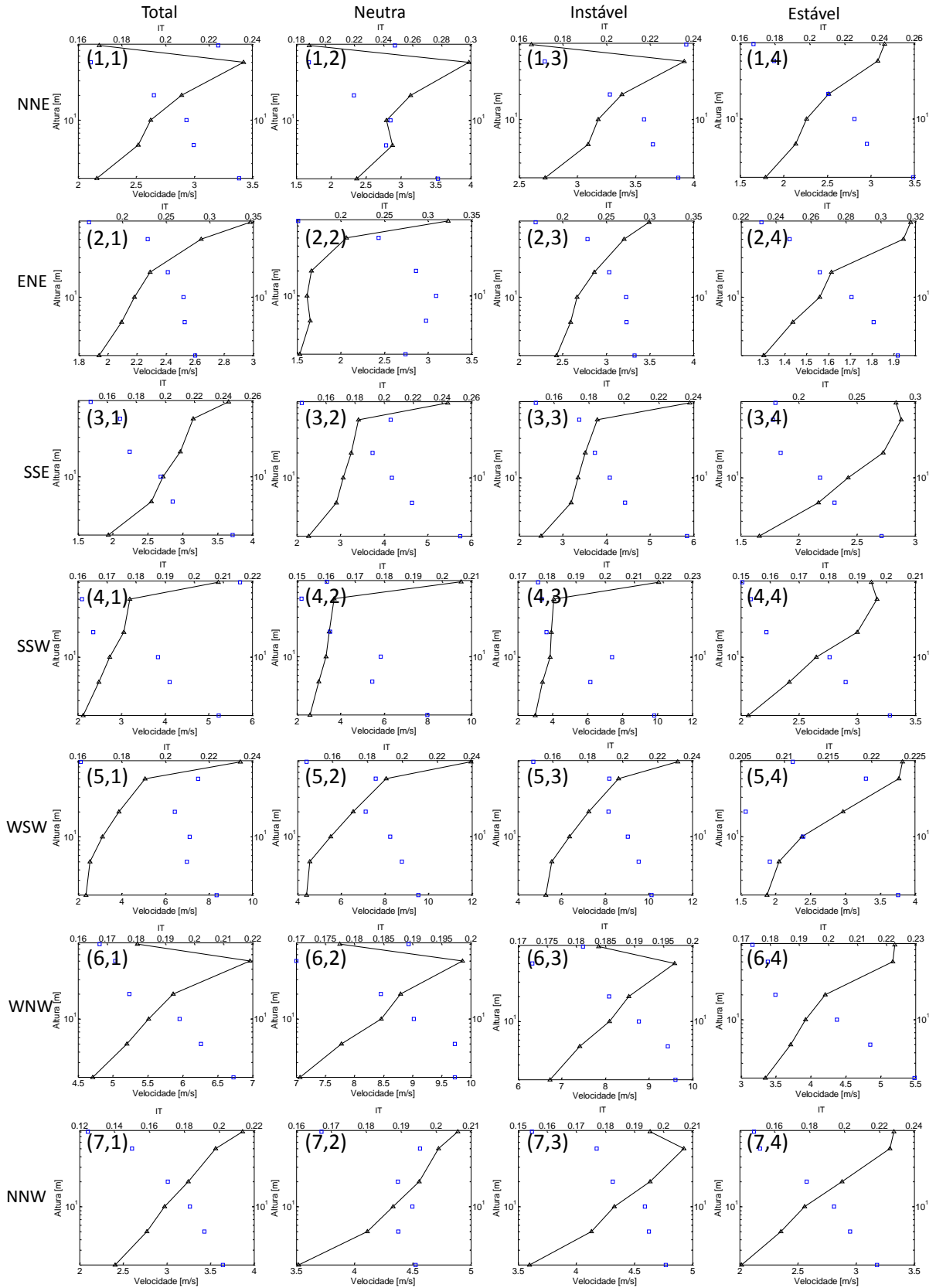
**Tabela 3-** Diferentes alturas de variação do perfil vertical, a cada 45° total e para as condições neutro instável e estável.

Direção	Total	Neutro	Instável	Estável
NNE	10 / 50	5 / 10 / 50	5 / 10 / 50	5 / 10 / 50
ENE	20	10 / 20 / 50	10	10 / 20 / 50
ESE	-	-	-	-
SSE	5 / 50	5 / 50	5 / 50	20 / 50
SSW	20 / 50	10 / 50	10 / 50	20 / 50
WSW	5 / 50	5 / 50	5 / 50	5 / 50
WNW	50	10 / 20 / 50	50	20 / 50
NNW	-	80	50	50

Através da análise dos perfis verticais verifica-se ainda diferentes variações do perfil logarítmico (Tabela 3) estas variações podem estar associadas a composição e a variação da rugosidade da superfície.



**Figura 15-** Imagem do Google Earth da composição do terreno ao entorno da torre.

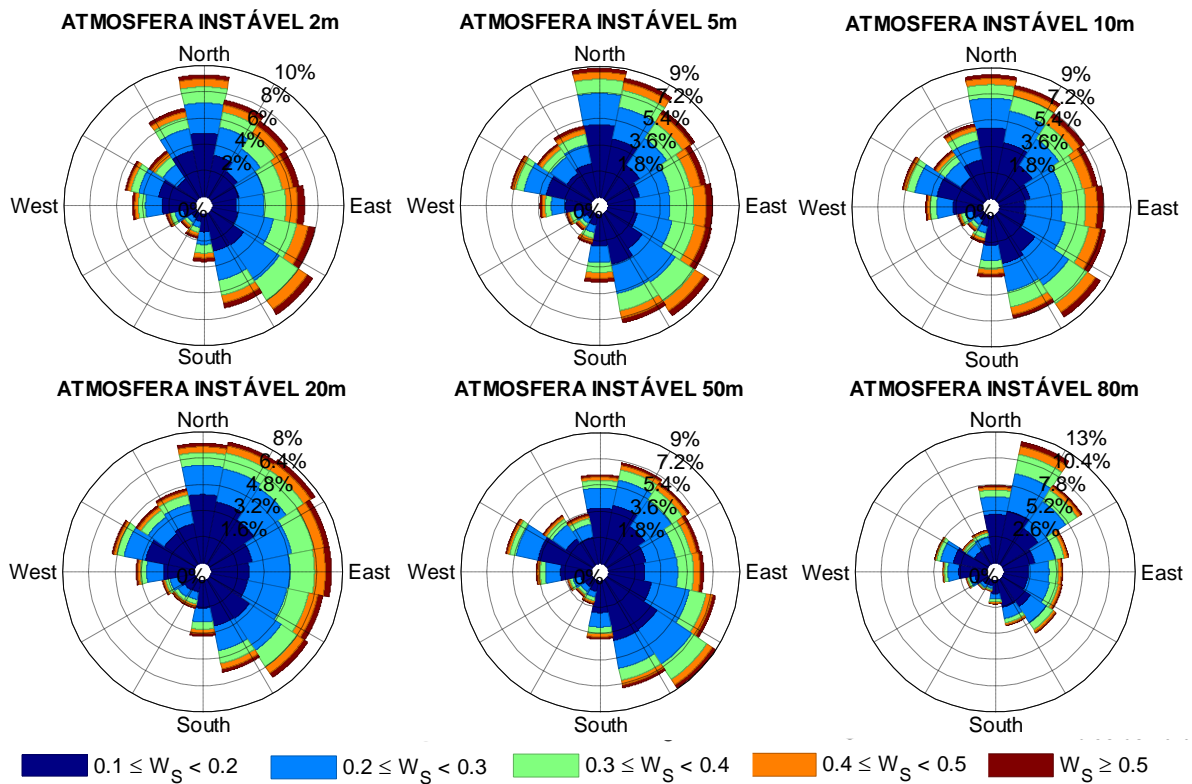


**Figura 16-** Perfil vertical médio a cada 45° a partir da direção Norte. Os quadros indicam parâmetros para as direções ENE, ESE, SSE, NNE, NNW, SSW, WSW e WNW a velocidade média dos ventos (triângulos pretos) e o IT (quadrado azul) para os níveis de 2, 5, 10, 20, 50 e 80m e para o período total, e as condições atmosféricas neutra, instável e estável.

Os maiores índices de turbulência estão associados a direção predominante do vento, a maioria dos valores foram menores que 0,3 (Figura 1 Anexo III). Como o objetivo deste estudo é verificar a influência da rugosidade e suas variações no perfil vertical do vento, será discutido a variação da turbulência de acordo com a classificação da estabilidade da atmosfera. Para a atmosfera instável (Figura 17), é esperada que a turbulência seja gerada principalmente pelos fluxos ascendentes de calor. Verifica-se que os maiores valores de IT e frequência de ocorrência estão associados aos ventos do 1° e 2° quadrante, ou seja, os ventos que sopram para a montanha.

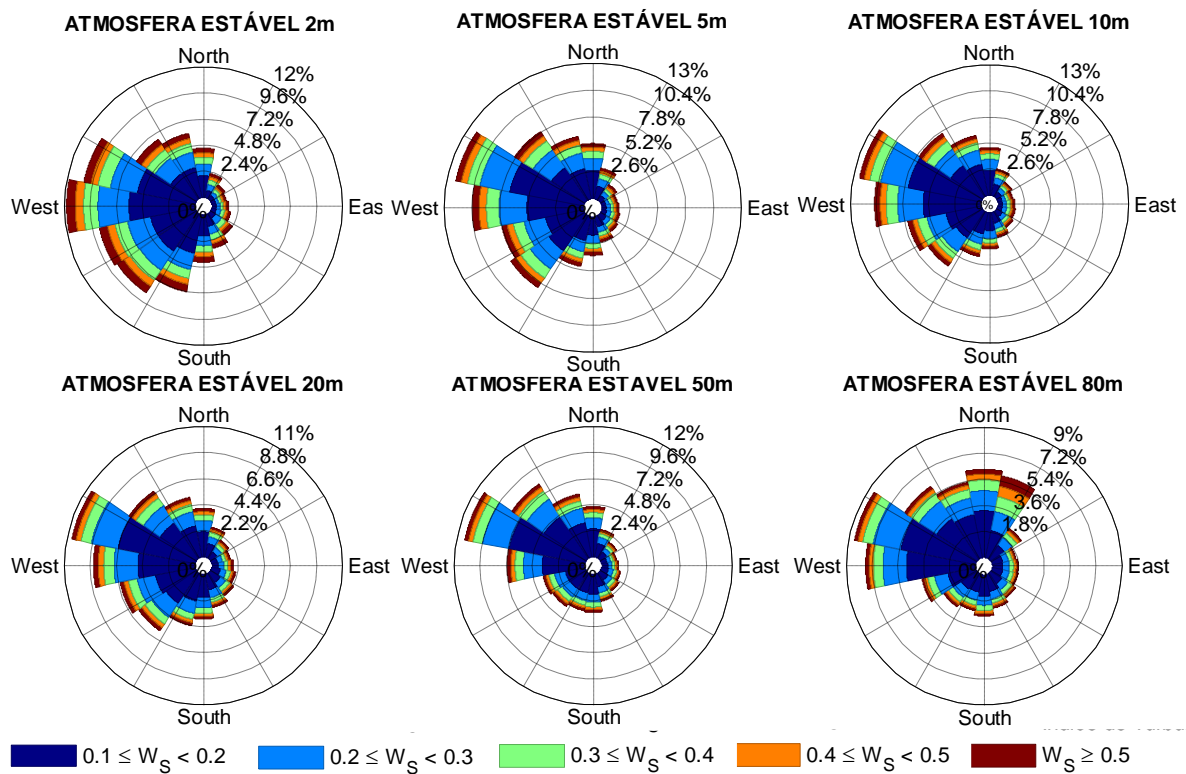
É observado que para as alturas de 2, 5, 10, 20 e 50 a direção associada ao índice de turbulência apresenta frequências semelhantes, e também diminui o valor de IT associado para as maiores alturas. Para a altura de 80m verificou-se uma maior ocorrência de IT associado aos ventos do 1° quadrante. A leste da torre o relevo apresenta uma variação em degrau (Figura 14). Esta variação tem o potencial de induzir a formação de uma camada limite interna, que se estende até cerca de 50 m (resultado observado no perfil vertical figura 16 para direções NNE, WNW e NNW).

Na direção nordeste da torre a 80 m (onde são observados os maiores valores de IT) a variação do padrão do relevo (Figura 14 b) está a uma distância de 1,5 km da torre. Nessa direção o terreno apresenta uma declividade de 0,12, esta característica do relevo pode ser capaz de induzir uma CLI com maior altura, como observado para as direções NNE WNW e NNW. E de fato apesar de essa direção apresentar a variação em degrau não foi observado a formação da CLI nas alturas de medição, o que pode estar associado ao fato de a variação estar a uma distância relativamente maior em comparação com observadas nas direções NNE, WNW e NNW (Figura 14 a, g e h).



**Figura 17-** Índice de turbulência para atmosfera instável nos níveis de 2, 5, 10, 20, 50 e 80 m de T2.

Para atmosfera estável (Figura 18), é verificado que a maior ocorrência e os maiores valores de IT são observados no 3° e 4° quadrante para as alturas de 2, 5, 10, 20 e 50 metros, e apenas uma pequena porcentagem nas demais direções. Para a altura de 80 m também é verificado uma componente significativa no 1° quadrante (direção norte-nordeste) onde aproximadamente 50% dos valores de IT são maiores que 0,3.



**Figura 18-** Índice de turbulência para atmosfera estável nos níveis de 2, 5, 10, 20, 50 e 80 m de T2.

Na condição neutra (Figura 19) a turbulência é gerada principalmente por forçantes mecânicas, tais como a rugosidade da superfície, e o relevo (Battisti, 2014). Sendo assim para esta condição podemos caracterizar a turbulência induzida pela superfície. Verifica-se através da rosa dos ventos do IT, valores relativamente pequenos, com uma maior porcentagem para IT menor que 0,2. Para as alturas de 50 e 80 m, é observado maiores valores IT se comparado aos demais níveis, apesar de ser em pequena proporção. A maior frequência é para os ventos de oeste e oeste-noroeste, o que coincide com a direção do vento predominante, e frequências menores para as outras direções.

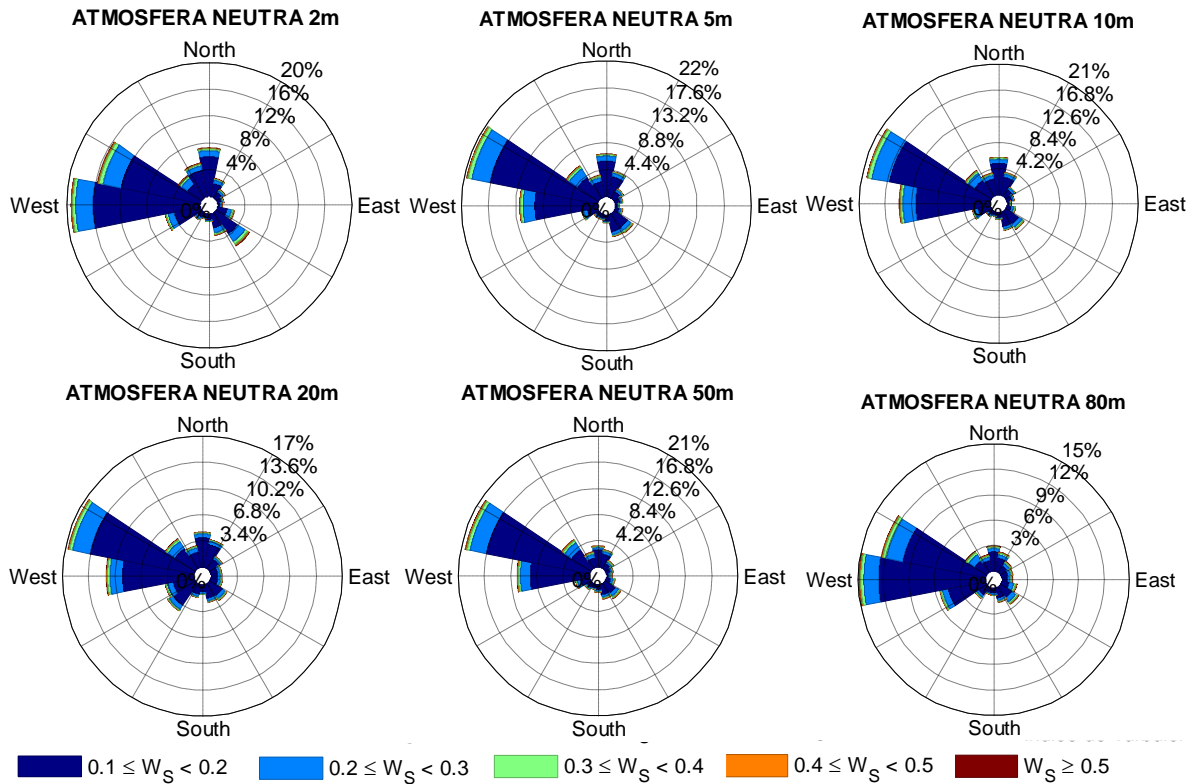


Figura 19- Índice de turbulência para atmosfera neutra nos níveis de 2, 5, 10, 20, 50 e 80 m de T2

### 5.3. Reservatório de Furnas

A análise das condições atmosféricas para a Torre 1 mostrou que na maior parte do período de 10 a 24 horas HL a atmosfera foi classificada como instável (Figura 21) de acordo com o número de Richardson. Devido a falhas no dimensionamento do painel solar os dados estão falhos na maior parte do período, compreendendo entre as 0 h e as 10h horário local.

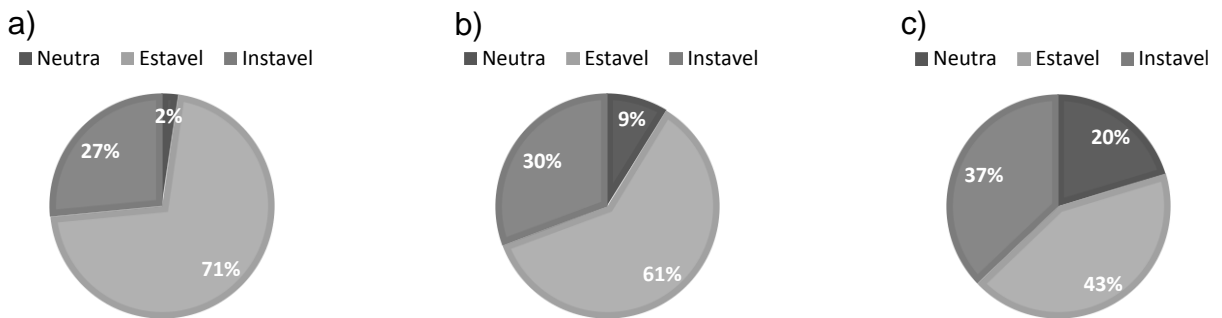
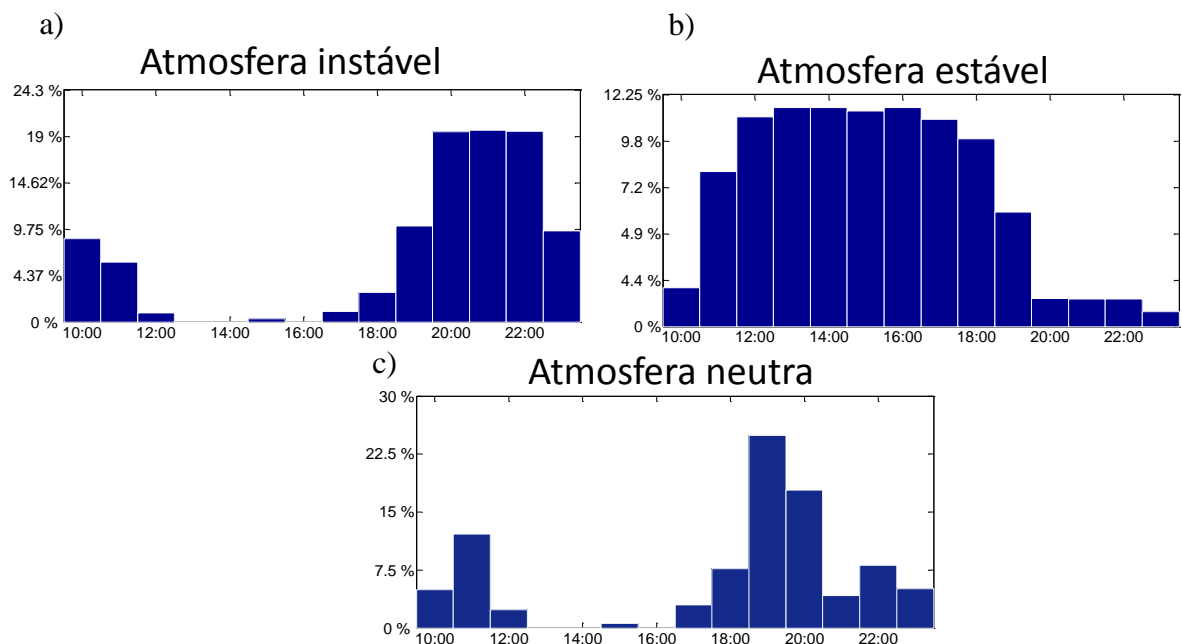


Figura 20- Classificação da estabilidade de acordo com o número de Richardson, a) 3 a 20 m, b) 20 a 40 m e c) 3 a 40 m para T2.

Diferente do resultado encontrado no caso da torre do NREL (Torre 2), para a Torre 1 localizada no reservatório de furnas, é verificado maior ocorrência de instabilidade no período noturno entre 19 e 23 horas HL (Figura 21 a) e durante a manhã, entre 10 e 11 horas HL. Durante o dia, entre 11 e 19 horas HL é verificado que a atmosfera apresenta condições de estabilidade (Figura 21 b). A condição neutra (Figura 21 c) é verificada principalmente na transição instável-estável no período da manhã e estável-instável no início da noite.



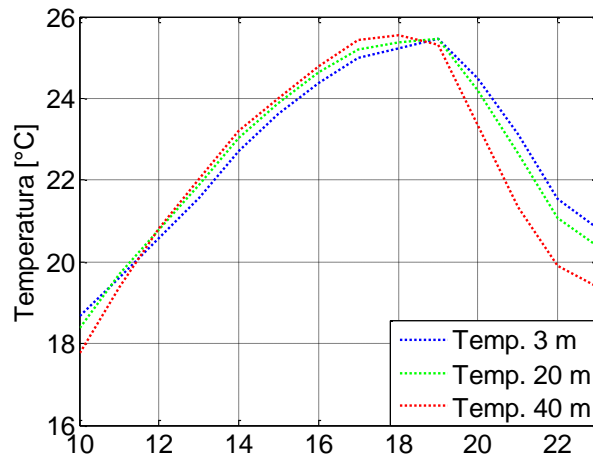
**Figura 21-** Histograma de frequência horária para: a) atmosfera instável, b) estável e c) neutra.

As características observadas de estabilidade complementam os resultados preliminares de Reis *et al.* (2015) que verificou a variabilidade espacial da temperatura na região deste estudo, onde foi observado que a resposta diferencial ao aquecimento da superfície do corpo d'água com relação a superfície ao seu entorno tem o potencial de induzir uma circulação característica de brisa lacustre onde se observou a inversão dos ventos.

A Figura 22 permite verificar variação vertical média de temperatura. Entre 11 horas horário local e 19 horas é observado que a temperatura em 3 m apresenta valor relativamente menor, o que explica os resultados da variação diurna da estabilidade, o contrário é observado nos períodos entre 10 e 11 horas horário local e 19 e 23 horas. Devemos ressaltar que no período de 0 a 10 horas não foram coletados dados. Esses

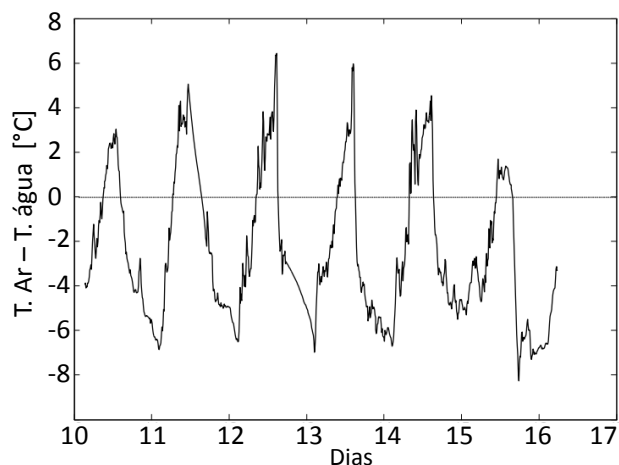


resultados explicam a classificação das condições de estabilidade no período de um dia.

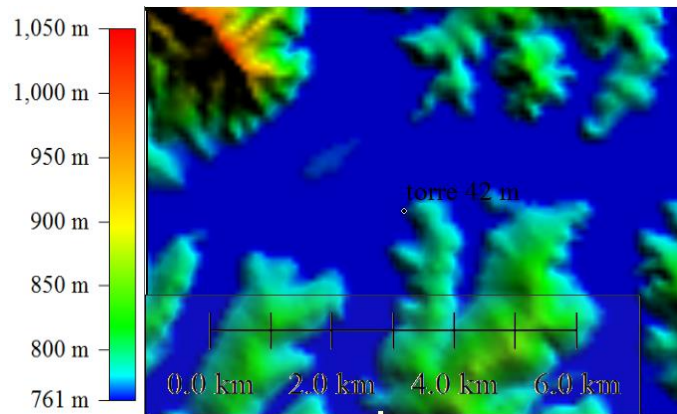


**Figura 22-** Média horária da temperatura do ar medida para os níveis de 3, 20 e 40 metros.

A Torre 1 está localizada as margens do reservatório de Furnas (Figura 24 e 24) na interface terra água. A capacidade térmica da água permite que durante o dia o reservatório armazena energia e durante a noite libera parte dessa energia. Essa característica observada em sistemas aquáticos tropicais faz com que durante o dia a atmosfera próximo a superfície fique mais fria, favorecendo condições de estabilidade. Durante a noite os maiores valores de temperatura se mantêm próximo a superfície, favorecendo o desenvolvimento da instabilidade (Figura 23). A água se aquece mais lentamente que a terra em resposta a radiação solar, isto faz que durante o dia quando ocorre a superfície recebe radiação a temperatura do ar adjacente a lamina de agua fique mais fria, e durante a noite, a radiação recebida é liberada aos poucos.



**Figura 23-** Diferença entre a temperatura da água e a temperatura do ar adjacente ao reservatório (Fonte: Assireu *et al.*, 2011).

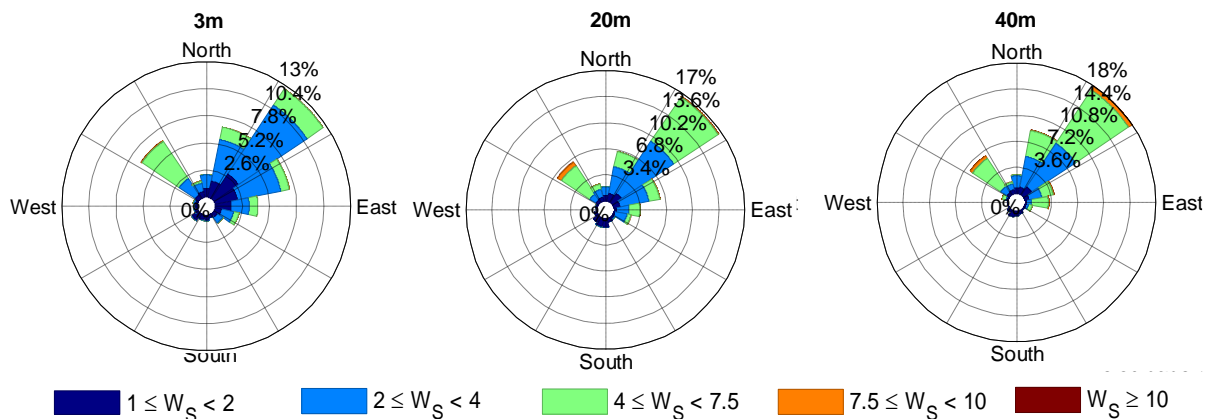


**Figura 24-** Mapa digital de elevação da região ao entorno da Torre 1, no reservatório de Furnas.



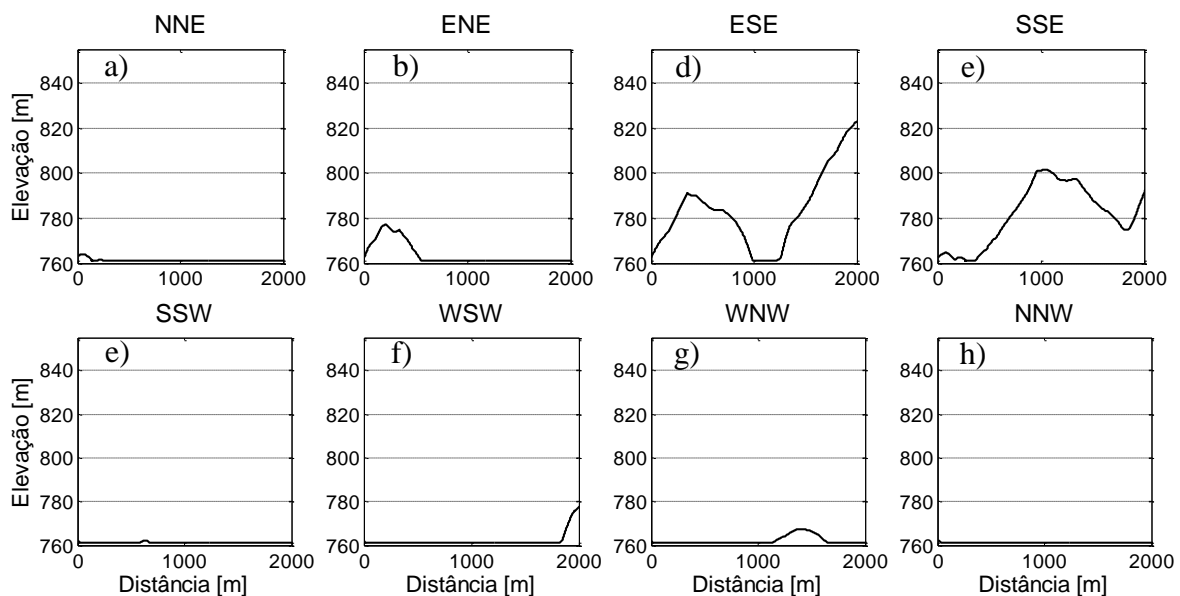
**Figura 25-** Localização da torre T1, e da ilha no círculo preto no braço do reservatório próximo a cidade de Guapé-MG.

O vento predominante medido na torre T1 é o vento de nordeste (Figura 26), e como esperado os maiores valores de velocidade foram observados em 40 m, nível mais afastado da superfície. É verificado também uma frequência de ventos soprando de noroeste, ambos os ventos soprando da água para a terra.



**Figura 26-** Rosa dos ventos para as alturas de 3, 20 e 40 m da torre T1.

O perfil do relevo, permite observar as variações da cota a cada 45° (Figura 27). Para as direções NNE, ENE, SSW, WSW, WNW e NNW é observado que o vento sopra da água para a terra, e que para a direção WNW o é verificada ainda a presença de uma ilha a uma distância de aproximadamente 1000 metros. No entanto o vento que flui das direções NNE e ENE ainda percorrem uma extensão de terra de 450 e 700 m respectivamente antes de atingir o ponto de medição. Nas direções ESE e SSE o vento flui da terra para a água.



**Figura 27-** Perfil vertical do relevo para as direções: NNE, ENE, ESSE, SSE, SSW, WSW, WNW e NNW.

Nas direções ESE e SSE é verificado a predominância de áreas agrícolas, cujo cultivo é o café. O perfil vertical do vento nos primeiros 40 metros para ambas as direções (Figura 27) é quase logarítmico, com uma pequena tendência para a direita, o que indica que nas proximidades da torre a rugosidade do terreno é menor ou possui menor influência para o perfil vertical. Na tentativa de explicar estes resultados foi proposto duas hipóteses. Para a primeira foi feita a comparação com os resultados obtido para a Torre 2, em que para as condições onde o relevo possui cotas maiores a sotavento do ponto de medição foi observado a inclinação da curva de velocidade para a direita. A segunda hipótese faz relação com a cobertura do solo, na qual verifica-se para o período de dados analisado que existe dois padrões de cultivo que visualmente através da imagem do Google Earth nas proximidades da torre a rugosidade é menor.

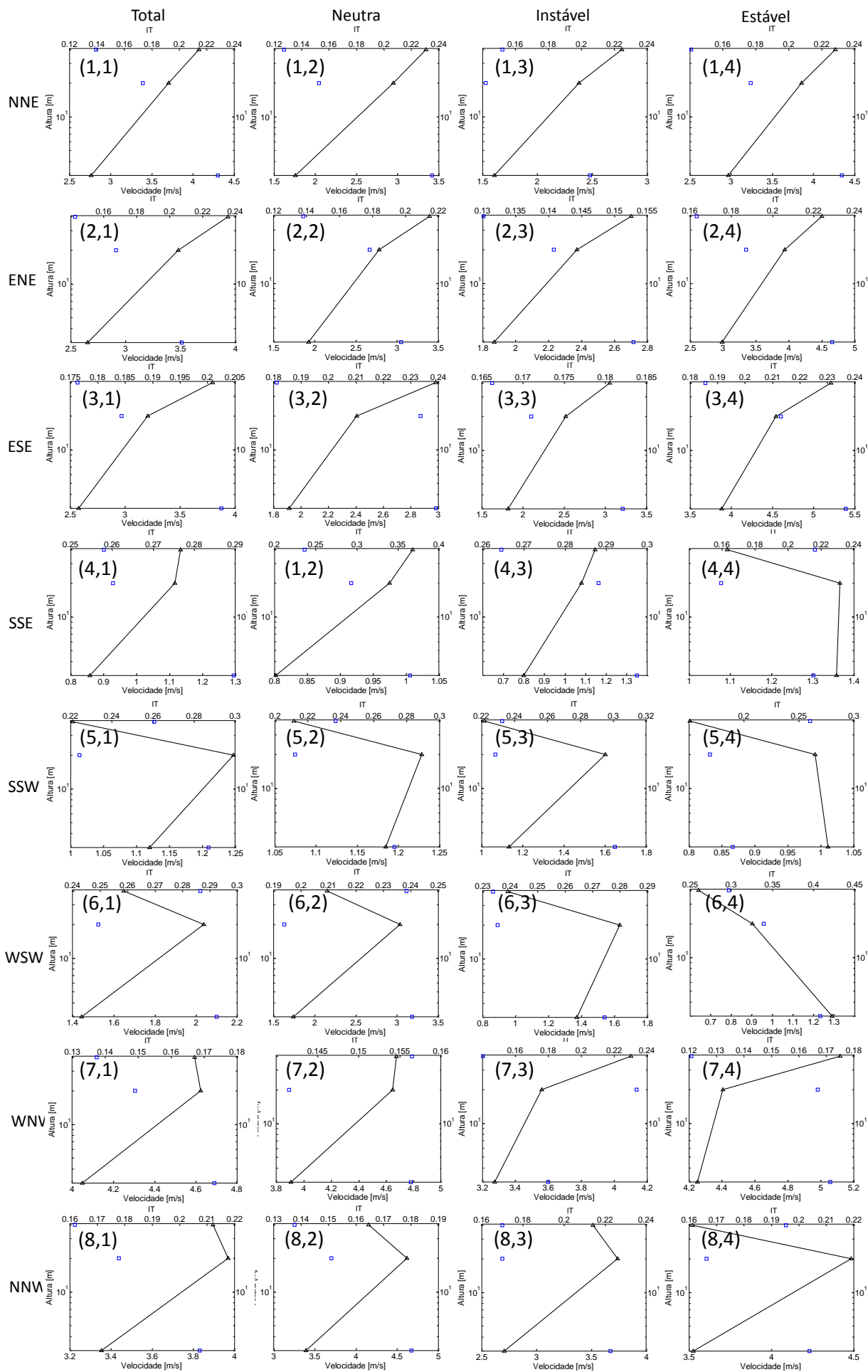
Nas direções SSW, WSW, WNW e NNW é bastante notório que a curva entre os níveis de 20 e 40 se inclina para a esquerda, resultado esperado, uma vez que o vento flui da água (liso) para a terra (áspero), exceto para a atmosfera estável e instável na direção WSW onde a inclinação é para a direita. Na direção WSW, é observado a presença da ilha, portanto a presença da ilha pode estar induzindo uma variação da CLI caracterizada por uma camada em torno de 20 metros onde os ventos são mais intensos. E de fato, Liu and Ishihara (2014) verificaram através da modelagem e de dados coletados em situ que o efeito da montanha gera uma perturbação no perfil vertical, e esta perturbação se prolonga por uma grande distância. Essa perturbação é caracterizada por uma camada onde os ventos são mais intensos corroborando para a explicação do resultado obtido. Para as direções NNE e ENE onde também o vento sopra da água para a terra não foi verificado uma variação notória característica de formação de uma CLI dentro do nível de medição que é de 40 metros.

**Tabela 4-** Altura da CLI observada nos perfis verticais.

<b>Direção</b>	<b>Total</b>	<b>Neutro</b>	<b>Instável</b>	<b>Estável</b>
<b>NNE</b>	-	-	-	-
<b>ENE</b>	-	20	-	-
<b>ESSE</b>	20	20	20	20
<b>SSE</b>	20	20	-	20
<b>SSW</b>	20	20	20	20 / 40
<b>WSW</b>	20	20	20	20 / 40
<b>WNW</b>	20	20	20	20
<b>NNW</b>	20	20	20	20

Observa-se também que para as direções SSW e WSW e condição de estabilidade é verificado maiores intensidades em superfície. Para esta condição não são verificadas frequências significativas de ventos na direção.

Para os casos onde se verificou a inclinação do perfil de velocidade para a esquerda (Figura 28 painéis (4,4), (5,1), (5,2), (5,3), (5,4), (6,1), (6,2), (6,3), (6,4), (7,1) (7,2), (8,1), (8,2), (8,3) e (8,4)) foi verificado valores médios de turbulência relativamente maiores para o nível de 40m.



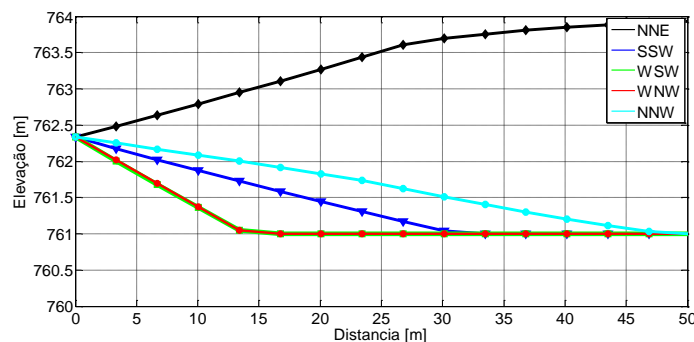
**Figura 28-** Os quadros indicam parâmetros para as direções ENE, ESE, SSE, NNE, NNW, SSW, WSW e WNW a velocidade média dos ventos (triângulos pretos) e o IT (quadrado azul) para os níveis de 2, 5, 10, 20, 50 e 80m e para o período total, e as condições atmosféricas neutra, instável e estável.

A aplicação dos modelos de CLI não apresentaram bons resultados, no entanto devemos considerar que foi utilizada a altura de 20 m para a CLI observada. Essa altura foi tomada com base na inflexão da reta, que indica a variação do perfil logarítmico. Porém as medidas são discretas ao longo da vertical e não permitem determinar a altura exata da CLI, portanto devemos considerar que a altura da CLI varia entorno de 20 m, devido a limitação do número de medidas ou seja a altura determinada pode estar associada a um erro.

**Tabela 5-** Altura da CLI calculada utilizando os modelos A, B, C, D, E, F, G, H e I.

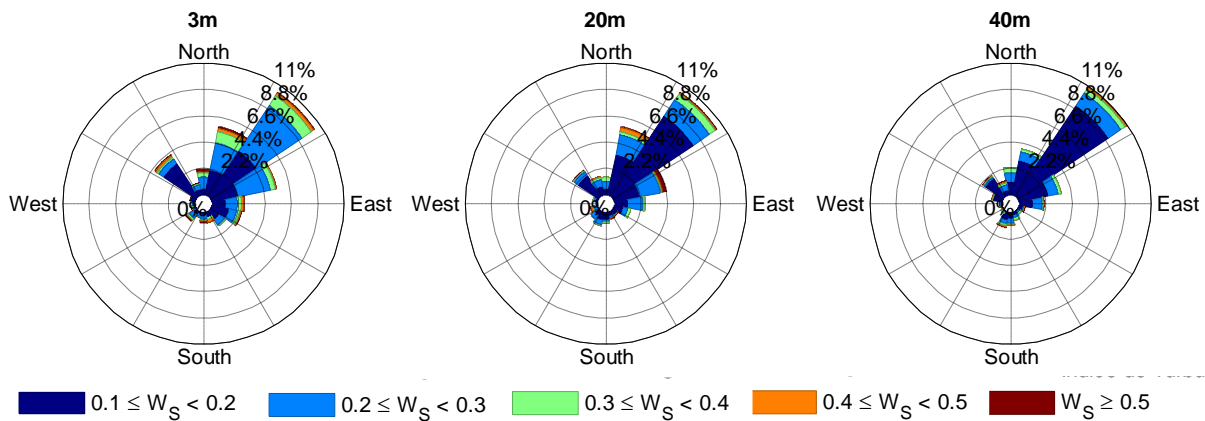
Direção	H. Média	A	B	C	D	E	F	G	H	I
<b>NNE</b>	-	60,7	10,2	18,6	21,0	22,5	49,0	10,9	22,7	29,0
<b>ENE</b>	20,0	95,0	12,3	29,0	34,0	35,3	77,0	17,0	15,2	
<b>ESSE</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>SSE</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>SSW</b>	20,0	17,8	4,6	5,5	6,0	6,7	15,0	3,6	2,7	13,0
<b>WSW</b>	20,0	17,1	4,5	5,3	5,7	6,4	15,0	3,4	2,8	13,0
<b>WNW</b>	20,0	14,9	4,3	4,6	4,9	5,6	13,0	3,0	2,3	11,0
<b>NNW</b>	20,0	17,2	5,5	8,5	9,3	10,3	23,0	5,5	5,2	16,0

O modelo A foi o que mais se aproximou dos resultados obtidos com os dados do perfil vertical e de certa forma explica a não observação da formação da CLI dentro do range de medição para as direções NNE e ENE uma vez que os resultados modelados da altura da CLI são maiores que 40m. Quando os ventos de SSW, WSW, WNW e NNW se aproximam da margem próximo a torre encontram uma rampa (Figura 29), com declividades 0,04 0,10 0,10 0,03 respectivamente. Associando a altura da CLI modelada com a declividade podemos verificar que quanto menor as declividades mais se aproximam o valor simulado e o medido, o contrário também é valido.



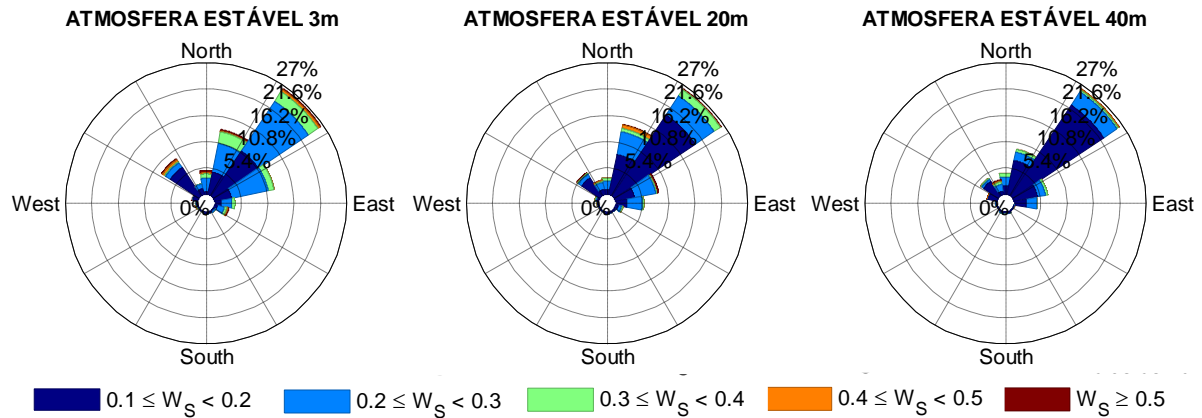
**Figura 29-** Perfil do relevo para as direções NNE, SSW, WSW, WNW e NNW nas proximidades da torre a uma distância de 50m.

A Figura 30 apresenta o IT para a atmosfera estável em todos os níveis de medição da torre. Para a atmosfera estável a turbulência é gerada principalmente por forçantes mecânicas. Os maiores valores de IT estão próximos a superfície e diminuem com a altura. É verificado ventos soprando com maior frequência da água para a terra. Nesse período é esperado que a atmosfera adjacente ao reservatório possua valores de temperaturas menores próximo a superfície e maiores nos níveis mais elevados. A componente noroeste do IT apresenta frequência relativamente pequena, porém, nesta direção está localizada uma ilha (distante a 1km da torre), é verificado que os maiores valores de IT estão mais próximos a superfície, a CLI gerada pela ilha pode ser verificada em T1. Para a atmosfera estável o escoamento tende a ser laminar, exceto na presença de elementos de rugosidade.



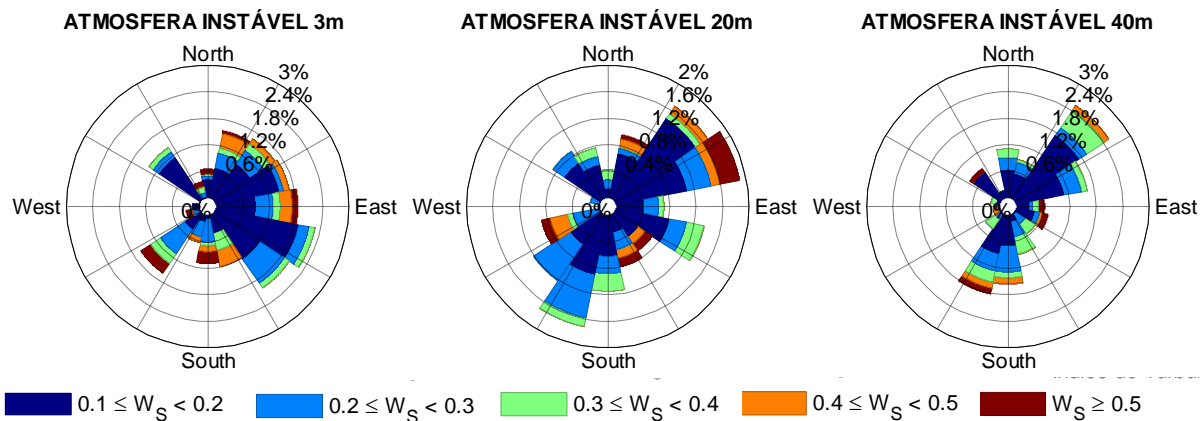
**Figura 30-** Índice de turbulência associado a direção dos ventos para as alturas de 3, 20 e 40 m da torre T1.

É verificado que na direção nordeste na rosa dos ventos (Figura 30), na direção em que se encontra a ilha (Figura 23), existe uma componente da turbulência relativamente maior em 3 m que diminui para os níveis de 20 e 40 m. Esta componente pode estar associada a presença da ilha, notando que no período estável os fluxos são laminares e a contribuição da flutuabilidade na turbulência é mínima.



**Figura 31-** Índice de turbulência para atmosfera estável nos níveis de 3, 10 e 40 m de T1.

Para a atmosfera instável são observados ventos soprando da terra para a água e da água para a terra. Nas condições de instabilidade a turbulência é gerada principalmente pelos fluxos de calor. O IT apresenta os maiores valores próximo a superfície, diminuindo com a altura.

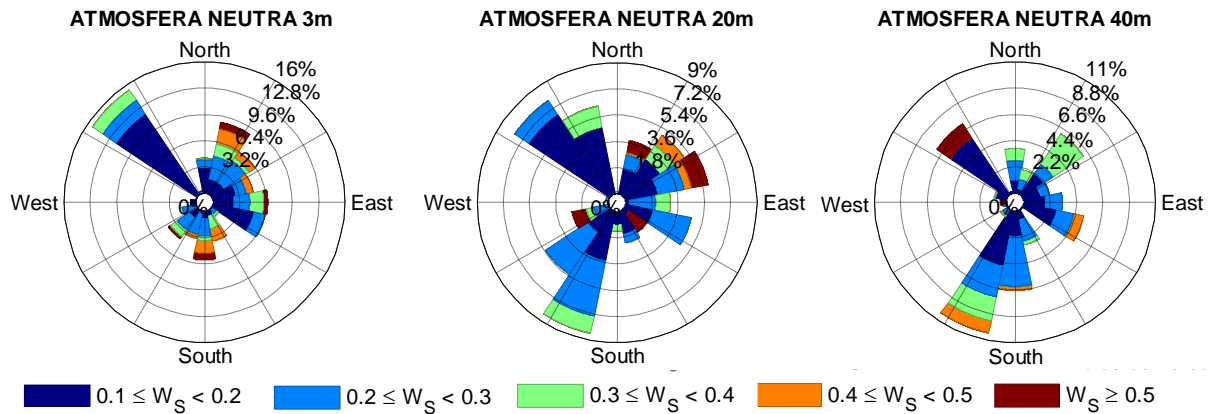


**Figura 32-** Índice de turbulência para atmosfera instável nos níveis de 3, 10 e 40 m de T1.

Para a atmosfera neutra, onde as forças mecânicas são dominantes, foram observados ventos soprando tanto da terra para a água quanto ventos soprando da água para a terra. Para a altura de 3 m verifica-se uma componente na direção noroeste com frequência aproximadamente 16 % com valores de IT entre de até 0,4. Esse sinal se estendeu até o nível de 40m. Uma hipótese seria a CLI gerada pela ilha. Na direção nordeste-leste (ENE) encontra-se a extensão de terra na qual a torre foi instalada (Figura 26). Nessa direção verifica-se maiores valores de IT no nível de 20 m. Observa-se que a torre está instalada cerca de 15 m da cota máxima do relevo de

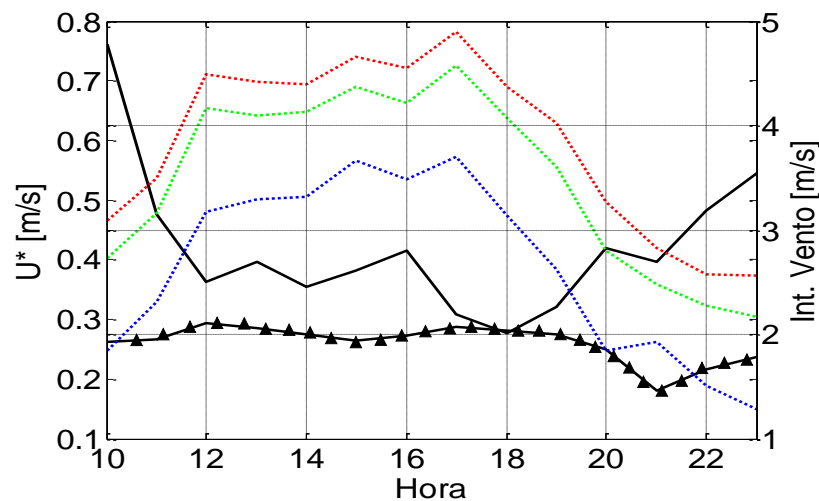


modo que as medidas para os níveis de medição na torre inferiores a 15 metros serão afetadas para os ventos que sopram nessa direção.



**Figura 33-** Índice de turbulência para atmosfera neutra nos níveis de 3, 10 e 40 m de T1.

No período onde foi verificada a predominância de atmosfera estável (Figura 21 b) foram observados valores médios horários de intensidade dos ventos relativamente maior, no período onde se observa maiores ocorrências de condições instáveis a intensidade é menor (Figura 34). No período onde foram observadas as maiores intensidades dos ventos, também foi verificado menores valores de rugosidade e valores relativamente maiores de velocidade de fricção (Figura 34).



**Figura 34-** Média horária da intensidade dos ventos para os níveis de 3 (linha azul) 20 (linha verde) e 40 metros (linha vermelha), e a média da rugosidade (triângulo) e da velocidade de fricção (linha preta).

## 6. CONCLUSÕES

Os resultados permitiram verificar que as diferentes configurações do relevo e a mudança da rugosidade do terreno possuem um alto potencial para alterar o perfil vertical dos ventos. Também foi verificado que o perfil varia de acordo com a condição atmosférica.

A análise da variação do perfil vertical para a Torre 2 localizada em uma região dos EUA com presença de relevo ondulado nos indicaram que a inclinação e a configuração do terreno a barlavento do ponto de medição determinam a variação das velocidades ao longo da altura, sendo que as condições atmosféricas também devem ser consideradas. Foi verificado também que o relevo tem o potencial de canalizar e intensificar os ventos.

Os resultados do perfil vertical para a Torre 1 instalada no entorno de extensos corpos de água permitiu verificar que quando o vento sopra da água para a terra quando este alcança a interface terra-água encontra uma mudança abrupta da rugosidade que tem o potencial de desenvolver uma CLI. Quando os modelos de previsão da altura da CLI foram aplicados nessas condições os resultados indicaram que a inclinação do relevo age de forma a interferir nesta altura, e que um termo referente a inclinação deve ser adicionado aos modelos afim de criar um modelo mais eficiente em estimar a altura desta camada. Pode se concluir também que a presença de grandes corpos de água influencia na variação vertical de temperatura de forma que as condições atmosféricas instáveis são observadas durante a noite e as condições estáveis durante o dia.

Uma observação mais acurada da altura da CLI poderá ser obtida através do uso do LIDAR, que apresenta medidas menos discretas quando comparadas as torres. A formação da CLI deve ser considerada em estudos e projetos nos quais a variação vertical dos ventos for importante. Assim concluímos que a formação e características da CLI são dependentes das variações de inclinação e morfologia do terreno, além das condições de estabilidade da atmosfera.

## 7. REFERÊNCIAS

- ARYA, S.P. Introduction to Micrometeorology. Academic Press, San Diego, 2001 p. 287.
- ASSIREU, A. T.; PIMENTA, F. M.; FREITAS, R. M. Observações e modelagem da camada limite interna no entorno de extensos sistemas aquáticos. *Ciência e Natura*, Santa Maria, v. 36 n. 2 jun. 2014.
- ASSIREU, A. T.; PIMENTA, F. ; SOUZA, V. . Assessment of the wind power potential of hydroelectric reservoir. In: Enner Alcântara. (Org.). *Energy Resources: Development, Distribution, and Exploitation*. 1ed.Nova York: Nova Science Publishers v. 01, p. 1-30, 2011.
- BATCHVAROVA, E., GRYNING, S. E. Wind climatology, Atmospheric turbulence and internal boundary-layer development in Athens during the Medcaphot-Trace Experiment. *Atmospheric Environment*, v.32, n. 12, p. 2055-2069, 1998.
- BRITTER, R. E.; HUNT, J. C. R.; RICHARDS, K. J. Air flow over a two-dimensional hill: studies of velocity speed-up, roughness effects and turbulence, **Quart. J. R. Met. Soc.**, v. 107, p. 91-110, 1981.
- CHAMORRO, L. P.; PORTÉ-AGEL, F. Velocity and Surface Shear Stress Distributions Behind a Rough-to-Smooth Surface Transition: A Simple New Model. **Boundary-Layer Meteorol**, 2008.
- CHENG H, CASTRO IP. Near-wall flow development after a step change in surface roughness. **Boundary- Layer Meteorol**, v. 105, p. 411–432, 2002.
- Cheng WC, Porté-Agel F. Adjustment of turbulent boundary-layer flow to idealized urban surfaces: a Large-Eddy simulation study. **Boundary-Layer Meteorol**. v. 155(2), p. 249–270, 2015.
- DRIEDONKS, A. G. M. ‘**Dynamics of the Well-Mixed Atmospheric Boundary Layer**’. KNMI, **Scientific Report W.R.** v. 81, n.2, p.189, De Bilt, 1981

ELLIOTT, W. P, The growth of the atmospheric internal boundary layer, Transactions, **American Geophysical Union**, v.39, n.6, p. 1048-1054, 1958.

BRAYAN, J. M. Wind Flow Structures and Wind Forces in Forests. Abstract of thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, Trinity Term, Jesus College, University of Oxford, 1998.

FERNANDES, L. C. Técnicas de reconhecimento de padrão aplicado a modelo digital de terreno e influências para o escoamento do vento [Trabalho de conclusão de curso]. Itajubá: Universidade Federal de Itajubá, Engenharia Ambiental, Instituto de Recursos Naturais, 2015.

FLOORS, R.; GRYNING, S. E.; PEÑA, A.; BATCHVAROVA E. Analysis of diabatic flow modification in the internal boundary layer. DOI: 10.1127/0941-2948/2011/0290, 2011.

FOCKEN, U.; LANGE, M.; WALDL, H. P. A Wind power predications system with a inovative upscaling algorithm. Proceedings of the European Wind Energy Conference. p. 826-829. Copenhagen, Dinamarca, 2001.

GAMO, M., YAMAMOTO, S., YOKOYAMA, O., AND YOSHIKADO, H. 'Structure of the Free Convective Internal Boundary Layer Above the Coastal Area', **J. Meteorol. Soc. of Japan**, v. 61, p. 110-124 1983.

GARRATT, J. R. The **internal boundary layer – A Review. Boundary Layer Meteorology**, v. 50, p. 171-203, 1989.

GARRATT, J. R. **The Atmospheric Boundary Layer**. [S.I.], New York, 1992.

GEERNAERT G. Surface layer. Encyclopedia of Atmospheric Sciences. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, p. 305–311, 2003.

GRIMMOND, C.S.B. and OKE, T. R., Aerodynamic properties of urban áreas derived from analysis of surface form. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, p. 1262-1292. 1999.

GRYNING, S. E.; BATCHVAROVA, E.; BRÜMMER, B.; JORGENSEN, H.; LARSEN S. On the extension of the wind profile over homogeneous terrain beyond the surface boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, 2007.

GRYNING S-E AND BATCHVAROVA E. Analytical model for the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow, **Quart J Royal Meteorol Soc**, v. 116, p. 187-203, 1990.

HANSEN, K., BARTHELMIE, R., JENSEN, L., SOMMER, A. The impact of turbulence intensity and Atmospheric stability on power deficits due to Wind turbine Wake effects in a farm. **Wind Energy** v.15, p. 183–196.

HARA, T., OHYA, Y., UCHIDA, T. AND OHBA, R. Wind-tunnel and numerical simulations of the coastal thermal internal boundary layer, **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 130, p. 365-381, 2009.

HELMIS, C. G.; JACOVIDES, C.; ASIMAKOPOULOS, D. N.; FLOCAS, H. A. Experimental Study of the Vertical Structure of the Lower Troposphere over a Small Greek Island in the Aegean Sea. **Journal of atmospheric and oceanic technology**, v. 19, 2001

HINZE, J. O. **Turbulence** 2nd edition. By McGraw-Hill, 1975.

JEGEDE, O. O., FOKEN, T. A study of the internal boundary layer due to a roughness change in neutral conditions observed during the LINEX field campaigns. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 62, p. 31-41, 1998.

KÄLLSTRAND, B. AND SMEDMAN, A.S. A case study of the near-neutral coastal internal boundary-layer growth: aircraft measurements compared with different model estimates, **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 85, p. 1-33, 1997.

KAIMAL, J.C.; FINNIGAN, J.J. *Atmospheric Boundary Layer Flows. Their Structure and Measurement*. New York: Oxford: Oxford University Press. p. 289, 1994.

KOLMOGOROV, A. N. Local structure of turbulence in an incompressible fluid at very high Reynolds numbers. *Dokl. Akad. Nauk. URSS*, v. 30, p. 299-303, 1941.

- LARSEN, S. E.; MORTENSEN, N .G. SEMPREVIVA, A. M.; TROEN I. Response of neutral boundary layers to changes of roughness. p. 15-43
- LIU, H., CHAN, J. C.L., CHENG, A. Y. S. Internal boundary layer structure under sea-breeze conditions in Hong Kong. **Atmospheric Environment**, v. 35, p. 683-692, 2000.
- Liu, Z. Ishihara, T. Numerical study of turbulent flow over complex topography by LES model. Department of Civil Engineering, The University of Tokyo, Tokyo, Japan, 2014.
- LOBÃO, T. C.; ASSIREU, A. T.; VIJAYKUMAR, N. L.; FREITAS, R. M.; ROSA, R. R. Heterogeneity of roughness in complex terrains and implications for wind power. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 9, p. 546-554, 2016.
- MARTINS, F. R.; GUARNIERI, R. A; PEREIRA; E. B. O aproveitamento da energia eólica, **Rev. Bras. Ensino Fís.** v. 30 n. 1 São Paulo, 2008.
- MATTIUZZI, H. V. O Comportamento Dos Ventos Em Vitória (Es): A Gestão E Interpretação Dos Dados Climatológicos. **Revista Geonorte**, Edição Especial, v. 2, n. 4, p. 983 – 993, 2012.
- MEDEIROS, L.E.; MAGNAGO, R.O.; FISCH, G.; MARCIOTTO, E.R. Observational study of the surface layer at an ocean-land transition region. **Journal of Aerospace Technology and Management**. v. 5, p. 449-458. 2013.
- MANWELL, J. F.; MCGOWAN J. G. AND ROGERS, A. L. **Wind energy explained**, John Willey and Sons, West Sussex, England, p. 590, 2002.
- MELAS, D. 'Sodar Estimates of the Surface Heat Flux and Mixed Layer Depth Compared with Direct Measurements', **Atmospheric Environment** 24A, p. 2847-2853. 1990b.
- MELAS, D. AND KAMBEZIDIS, H. D. The depth of the internal boundary layer over an urban area under sea-breeze conditions. **Boundary Layer Meteorology** v. 61, 247-264. 1992.
- OKE, T.R.. **Boundary layer climates**. London, Routledge Press. 1987.

Oke, T. R. *et al.* The Micrometeorology of the Urban Forest [and Discussion] Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, **Biological Sciences**, v. 324, n. 1223, p. 335–349, 1989.

PASQUILL, F., 'Some Aspects of Boundary-Layer Description', **Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.** V. 98, p. 468-494, 1972.

PANOFSKY, H.A.; DUTTON, J. A. "Atmospheric turbulence", John Wiley e Sons, p. 415, 1984

PEÑA, A.;GRYNING,S-E.; HASAGER,C. .Measurements and modelling of the wind speed profile inthmarine Atmospheric boundary layer. **Bound.-Layer Meteorol.**v. 129, p. 479–495, 2008.

PENDERGRASS, W.; ARYA, S. P. Dispersion in neutral boundary layer over a step change in surface roughness – I. Mean flow and turbulence structure. **Atmospheric Enviroment**, v.18, p. 1267-1279, 1984.

Pielke, Roger A.; W. R. Cotton; R. L. Walko; C. J. Tremback; W. A. Lyons; L. D. Grasso; M. E. Nicholls; M. D. Moran; D. A. Wesley; T. J. Lee; J. H. Copeland. "A comprehensive meteorological modeling system-RAMS". **Meteorol. Atmos. Phys.** v. 49, p. 69–91, 1992.

PIRES, L. B. M.; FISCH, G.; GIELOW, R. Vento na transição entre as superfícies oceânica e litorânea no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA). In ESCOLA DE TRANSIÇÃO E TURBULÊNCIA. Proceedings... Rio de Janeiro, Brasil, 2006.

PIRES, L. B. M.; FISCH, G.; GIELOW, R.; SOUZA, L. F.; AVELAR, A. C.; PAULA, I. B.; GIRARDI, R. M. A Study of the Internal Boundary Layer Generated at the Alcantara Space Center. **American Journal of Environmental Engineering**, v. 5(1A), p. 52-64, 2015.

RAYNOR, G. S.; MICHAEL, P.; BROWN, R. M., Sethu R. S. 'Studies of Atmospheric Diffusion from a Nearshore Oceanic Site', **J. Appl. Meteorol.** v. 14, p. 1080-1094, 1975.

RAUPACH, M. R.; THOM, A. S.; EDWARDS, I. A wind tunnel study of turbulent flow close to regularly arrayed rough surfaces. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 18, p. 373-397. 1980.

RAO, K. S.; WYNGAARD, J. C.; COM, O. R. The Structure of the Two—Dimensional Internal Boundary Layer over a Sudden Change of Surface Roughness. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 31, 1973.

REIS, A. L.; CAMPOS, B.; CARVALHO, V. S. B.; ASSIREU, A. T. Variação diurna do vento sob influência de extensos sistemas aquáticos tropicais. In: IX Workshop Brasileiro de micrometeorologia, 2015, Santa Maria RS.

ROTACH, M. W. L.; VOG, T. R.; BERNHOFER, C. An urban boundary layer meteorology project. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 81(3-4), p. 231-261. 2005.

SAVELYEV, S. A.; TAYLOR, P. A. Internal boundary layers: I. height formulae for neutral and diabatic flows. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 115. p.1-25, 2005.

SEMPREVIVA, A. M., LARSEN, S. E., MORTENSEN, N. G., TROEN, I. Response of neutral boundary layers to change of roughness. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 50. p. 205-225, 1990

SHARMA, N.; CHAUDHRY, K. K.; RAO, C.V.C. Air pollution dispersion studies through environmental wind tunnel (EWT) investigations. **Journal of Scientist and Industrial Research**. v. 4, p. 549-59, Agosto, 2005.

SOUZA, J. F. A.; OLIVEIRA, L. R.; AZEVEDO, J. L. L; SOARES, I. D; MATA, M. M. **Rev. Bras. Geof.** v. 29, n. 1, São Paulo, 2011.

Sousa, A. M. L.; Schettini, E. B.; Paluch, M. J. Simulação da camada limite atmosférica em túnel de vento. Associação brasileira de engenharia e ciências mecânicas, porto alegre outubro, 2004.

SOUZA, M, B. Influência de lagos artificiais no clima local e no clima urbano do caso de presidente Epitácio (SP). Tese de doutorado, Faculdade de Filosofia, letras e Ciências Humanas, São Paulo, 2010.



SUGITA, M.; BRUTSAERT, M. Regional Surface Fluxes From Remotely Sensed Skin Temperature and Lower Boundary Layer Measurements . **Water resour. Res.** v.26, p. 2937-2944, 1990.

SULLIVAN, R.; GREELEY, R. Comparison of aerodynamic roughness measured in a field experiment and in a wind tunnel simulation. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 48 p. 25-50, Arizona, 1993.

STULL, R. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic, 1988, 684p

Smedman, A. S., and Hogstrom, U. 'A Practical Method for Determining Wind Frequency Distribution for the Lowest 200 m from Routine Meteorological Data', **J. Appl. Meteorol.** v. 7, p. 942-954, 1978.

SOUZA *et al.* Uma revisão sobre a turbulência e sua modelagem, **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, p. 21-41, 1978.

TAYLOR, P.A. The planetary boundary layer above a change in surface roughness. **J. Atmos. Sci.**, v 26, p. 432-440, 1969.

VENKATRAM, A. An Examination of Methods to Estimate the Height of the Coastal Internal Boundary Layer', **Boundary-Layer Meteorol.** v. 36, p. 149-156 1986.

WEISMAN, B. 'On the Criteria for the Occurrence of Fumigation Inland from a Large Lake - **A Reply**', **Atmos. Env.** v. 12, p. 172-173.

WYNGAARD, J.C. Structure of the Planetary Boundary Layer and Implications for its Modeling. **J. Climate Appl. Meteor.** v. 24, p. 1131–1142, 1985.

ZHOU, A.; KLEWICKI, J. Properties of the streamwise velocity fluctuations in the inertial layer of turbulent boundary layers and their connection to self-similar mean dynamics. **International Journal of Heat and Fluid Flow** v. 51, p. 372–382, 2015.

## Anexo I

```

PROGRAM NREL_calculation
IMPLICIT NONE
INTEGER::I,J
!Dt data NREL
REAL::Dt(3155066,31)
REAL::AT2,AT50_o,AT50_c,AT80,DTL,DTU,DPT,BP,RH,VPT2,VPT50,VPT80,ErrVal
REAL::WS(6),Ri(3),EV
REAL::Ustar,Zo,PCBAR,R
INTEGER::LIN_s,COL_s,M,LIN_D,COL_D,Y,L,N,SUM_WD_CONT,WD_CONTmax,ID
REAL::S_ws(6),WSmean_10(6),STD_somdif(6),STD_10(6),IT(6),DIR_INT(10),WD_CONT(10),WD(6)
!-----
open(1,file='NREL_20102015.txt',status='old')
open(2,file='Dt_NREL_Calculation20102015.txt',status='unknown')
open(3,file='Dt_NREL_IT_Calculation20102015.txt',status='unknown')
!-----
DO I=1,3155066
  READ(1,*)(Dt(I,J),J=1,31)
ENDDO
!-----
!AT2 Temperatura de bulbo seco a 2 m
!AT50_o Temperatura de bulbo seco a 50 m observada
!DTL Diferença de temperatura T50-T2
!DTU Diferença de temperatura T80-T50
!BP Pressão barométrica a 2 m
!DPT temperatura do ponto de orvalho a 2 m
!WS Velocidade do vento
!VPT2 Temperatura virtual 2 m
!VPT50 temperatura virtual 50 m
!VPT80 Temperatura virtual 80 m
!-----
DO I=1,3155066
  !INPUT SUBROUTINE THERMODYNAMICS
  ! AT2 Dry-bulb air temperature a t 2 m level, deg C
  ! AT50_o Observed dry-bulb air temperature at 50m level deg C
  ! DTL 50-2M temperature difference (Delta_T) deg C
  ! DTU 80-50m temperature difference deg C
  ! BP Barometric pressure at 2 m level hPa
  ! DPT Dewpoint temperature at 2 m level deg C
  ! ErrVal Error value -
    DTL=Dt(I,7)-Dt(I,6)
    DTU=Dt(I,8)-Dt(I,7)
    BP=Dt(I,12)
    DPT=Dt(I,9)
    AT2=Dt(I,6)
    AT50_o=Dt(I,7)
    ErrVal=-99.99

    CALL THERMODYNAMICS(AT2,AT50_o,AT50_c,AT80,DTL,DTU,DPT,BP,RH,VPT2,VPT50,VPT80,ErrVal)
    write(*,*)VPT2,VPT50,VPT80
    !INPUT SUBROUTINE RICH_NO
    DO J=15,20
      WS(J-14)=Dt(I,J)
    ENDDO
    EV=-99.99
    write(*,*)VPT2,VPT50,VPT80,WS(1),WS(2),WS(3),WS(4),WS(5),WS(6)

    CALL RICH_NO(Ri,WS,VPT2,VPT50,VPT80,EV)

    !INPUT SUBROUTINE BLPARMS
    CALL BLPARMS(WS,Ustar,Zo,PCBAR,R,Ri,EV)

    !-----
    !-----
!
write(2,*)Dt(I,1),Dt(I,2),Dt(I,3),Dt(I,4),Dt(I,5),AT50_c,RH,VPT50,Ri(1),Ri(2),Ri(3),Zo,R,Ustar

ENDDO
!-----
DO I=1,3155066,10

```

```

!IT TURBULENCE
!IT IS
!
!INPUT:
!WIND SPEAD FOR 2 5 10 20 50 80 M
!
!INTERNAL VARS:
! LINES THAT CONTAINS WIND SPEED DATA USED ON THE SUM
! COL_s COLUMN CONTAINING WIND SPEED DATA USED ON SUM
! M LEVEL IN WHICH THE INSTRUMENTS ARE FOUND
! J CHANGE VARIABLE
! S_ws (M) SUMMER INTENSITY SUCCESS FOR EACH LEVEL
! WSmean_10 (M) WIND SPEED AVERAGE IN 10 MINUTES
! LIN_d LINE CONTAINING WIND SPEED DATA USED IN STD
! COL_d COLUMN CONTAINING WIND SPEED DATA USED IN STD
! STD_somdif (M) = SOMETHING OF THE DIFFERENCE BETWEEN WIND SPEED AND AVERAGE IN
! & 10 MIN HIGH THE SECOND POWER AT EACH LEVEL
! STD_10 (M) STANDARD DEVIATION IN 10 MIN AT EACH LEVEL
! DIR_INT (J) RETURNS THE ENTIRE PART OF THE WIND DIRECTION
COUNTED
N COUNTER
! WD_CONT (L) VEZE NUMBER IN THE 10-MINUTE INTERVAL THAT THE ENTIRE DIRECTION IS
REPEATED
! SUM_WD_CONT WD_CONT SUMMIT IN 10 MINUTES
! WD_CONTmax GREATER NUMBER OF DIRECTION REPETITIONS
ID REPEAT POSITION
! OUTPUT:
! IT (M) TURBULENCE INDEX AT EACH LEVEL
!
DO M=1,6
LIN_s=0
COL_s=0
LIN_d=0
COL_d=0
S_ws(M)=0
STD_somdif(M)=0
DIR_INT(J)=0

DO J=1,10
LIN_s=J-1+1
COL_s=M+14
S_ws(M)=S_ws(M)+dT(LIN_s,COL_s)
DIR_INT(J)=INT(dT(LIN_s,COL_s+6)) !PARTE INTEIRA DA VELOCIDADE DOS

VENTOS

ENDDO
WSmean_10(M)=S_ws(M)/10

!MODA
!SOMA O NUMERO DE REPETIÇÃO PARA CADA MINUTO
DO L=1,10
DO N=1,10
IF(DIR_INT(L)==DIR_INT(N))WD_CONT(L)=WD_CONT(L)+1
ENDDO
ENDDO

!VERIFICA SE EXISTEM DIREÇÕES REPETIDAS
!SOMA O NUMERO TOTAL DE DIREÇÕES REPETIDAS EM CADA INTERVALO
DO L=1,10
SUM_WD_CONT=SUM_WD_CONT+WD_CONT(L)
ENDDO

!SE SUM_WD_CONT > 10 LOGO EXISTE REPETIÇÃO E A MODA É CALCULADA
IF(SUM_WD_CONT>10)THEN
!SELECIONA A POSIÇÃO DO DADO QUE MAIS REPETE
WD_CONTmax=WD_CONT(1)
DO N=1,10
IF(WD_CONTmax<=WD_CONT(N))THEN
WD_CONTmax=WD_CONT(N)
ID=N
ENDIF
ENDDO
!SE SUM_WD_CONT==10 É TOMADA A DIREÇÃO CENTRAL DA AMOSTRA
ELSE
ID=5

```

```

ENDIF

DO J=1,10
    LIN_d=J-1+I
    COL_d=M+14
    STD_somdif(M)=STD_somdif(M)+(dT(LIN_d,COL_d)-WSmean_10(M))**2
ENDDO
STD_10(M)=SQRT(STD_somdif(M)/9)
IT(M)=STD_10(M)/WSmean_10(M)
WD(M)=DIR_INT(ID)
ENDDO

!-----

write(3,*)Dt(I,1),Dt(I,2),Dt(I,3),Dt(I,4),Dt(I,5),IT(1),WD(1),IT(2),WD(2),IT(3),WD(3),IT(4),WD(4),IT(5),WD(5),IT(6),WD(6)
),I

ENDDO
END
!-----
!
! SUBROUTINE THERMODYNAMICS TO COMPUTE THE VIRTUAL POTENTIAL TEMPERATURES
! AT THE 2, 50, AND 80 METER ELEVATIONS ON THE M2 AND M3 METEOROLOGICAL
! TOWERS. THE ROUTINE USES MEASUREMENTS OF DRY-BULB AND DEWPOINT
! TEMPERATURES AND BAROMETRIC PRESSURE AT THE 2 METER LEVEL PLUS THE DRY-
! BULB TEMPERATURE AT 50 METERS AND 50-2 and 80-50 METER TEMPERATURE
! DIFFERENCES.
!
! THE ROUTINE USES THE MEASURED VALUE OF THE DEWPOINT TEMPERATURE AT THE
! 2 METER ELEVATION TO APPLY TO ESTIMATES OF VIRTUAL TEMPERATURES
! AT THE 50 AND 80 METER ELEVATIONS FROM WHICH THE BAROMETRIC PRESSURE AT
! THESE HEIGHTS IS ESTIMATED AND THE VIRTUAL POTENTIAL TEMPERATURES AT EACH
! DERIVED. IF THE DEWPOINT IS NOT PRESENT OR IN ERROR, DRY AIR
! THERMODYNAMICS ARE INVOKED.
!
! WRITTEN BY: N.D. Kelley, NREL/NWTC - 970814
!
! MODIFICATION HISTORY:
!
! 990526- Some recoding, variable name modifica
! -tions and documentation, no changes
! to basic program logic or equations,
! now F90 compliant. NDK
!
! INPUT VARIABLES:
!
! AT2 Dry-bulb air temperature at 2 m level, deg C
! AT50_o Observed dry-bulb air temperature at 50m level deg C
! DTL 50-2M temperature difference (Delta_T) deg C
! DTU 80-50m temperature difference deg C
! BP Barometric pressure at 2 m level hPa
! DPT Dewpoint temperature at 2 m level deg C
! ErrVal Error value -
!
! INTERNAL VARIABLES:
!
! AT80 Calculated 80m dry-bulb temperature, AT50+ DLH deg C
! BP50 Calculated barometric pressure at 50 m hPa
! BP80 Calculated barometric pressure at 80 m hPa
! VT2 Virtual temperature at 2 m deg K
! E Vapor pressure at 2 m hPa
! ES Saturation vapor pressure at 2 m hPa
! SPHUM Specific humidity at 2 m -
! A,B Tetens Equation constants -
! DELPCHG Calculated change in baro pressure w/height hPa/m
!
! OUTPUT VARIABLES:
!
! AT50_c Calculated 50m dry-bulb temperature, AT2 + DTL deg C
! RH Relative humidity at 2 m level percent qG-2
! VPT2 Virtual potential temperature at 2 m deg K
! VPT50 Calculated virtual potential temperature at 50m deg K
! VPT80 Calculated virtual potential temperature at 80m deg K

```

```

!
SUBROUTINE THERMODYNAMICS(AT2,AT50_o,AT50_c,AT80,DTL,DTU,DPT,BP,RH,VPT2,VPT50,VPT80,ErrVal)
IMPLICIT NONE
REAL::AT2,AT50_o,AT50_c,AT80,DPT,BP,RH,E,ES,VPT2,VPT50,VPT80,VT2,A,B,SPHUM,BP50,BP80,DELPCHG,DTL,DTU,ErrVal
! Check & obtain values of AT50 and AT80 from observed value
! of AT50 (AT50_o) and calculated from AT2 + DeltaT
IF(DTL>ErrVal .AND. AT2>ErrVal) THEN
AT50_c = AT2 + DTL
ELSE
AT50_c = ErrVal
ENDIF
IF(DTU>ErrVal .AND. AT50_o>ErrVal) THEN
AT80 = AT50_o + DTU
ELSEIF (DTU>ErrVal .AND. DTL>ErrVal .AND. AT2>ErrVal)THEN
AT80 = AT50_c + DTU
ELSE
AT80 = ErrVal
ENDIF
! Check to see if either DPT or AT2 is out-of-service (ErrVal)
IF(DPT<=ErrVal .OR. AT2<=ErrVal) THEN
SPHUM = ErrVal
RH = ErrVal
GOTO 100
ENDIF
! Check to see if DPT > AT2 and set to AT2 if it is
IF(DPT > AT2) DPT = AT2
!
! Calculate 2m saturation vapor pressure in hPa from
! 2m absolute air temp (C), AT2
!
IF(AT2>=0.) THEN
A = 7.5
B = 237.3
ELSE
A = 9.5
B = 265.5
ENDIF
ES = 6.11*10.**((A*AT2)/(AT2+B))
! Calculate actual vapor pressure in mb at 2m level from dewpoint
! temp (C), DPT
IF(DPT>=0.) THEN
A = 7.5
B = 237.3
ELSE
A = 9.5
B = 265.5
ENDIF
E = 6.11*10.**((A*DPT)/(DPT+B))
! Calculate relative humidity in percent at 2m level
RH = 100.*(E/ES)
IF (RH>100.) RH=100.
IF (RH<0.) RH=0.
! Calculate specific humidity at 2m level
SPHUM = 0.622*(E/BP)
100 CONTINUE
! Calculate the virtual temperature in K at 2m
IF (SPHUM<=ErrVal .AND. AT2>ErrVal) THEN
VT2 = AT2+273.16
ELSEIF (AT2<=ErrVal) THEN
VT2 = ErrVal
ELSE
VT2 = (AT2+273.16) + 0.61*SPHUM*(AT2+273.16)
ENDIF
! Calculate virtual potential temperature at 2 m
IF(SPHUM>ErrVal .AND. AT2>ErrVal .AND. BP>ErrVal) THEN
VPT2 = ((AT2+273.16)*(3155066./BP)**0.286)*(1.+0.61*SPHUM)
ELSEIF (SPHUM<=ErrVal .AND. AT2>ErrVal) THEN
VPT2 = (AT2+273.16)*(3155066./BP)**0.286
ELSE
VPT2 = ErrVal
ENDIF
! Estimate the barometric pressures at the 50 and 80 meter heights
IF(VT2>ErrVal) THEN
DELPCHG = (-0.0341416*BP)/VT2
ELSE

```

```

DELPCHG = -0.031
ENDIF
! Estimate the barometric pressures at 50 and 80 meters
IF(BP>ErrVal) THEN
BP50 = BP + DELPCHG*48.
BP80 = BP + DELPCHG*78.
ELSE
BP50 = ErrVal
BP80 = ErrVal
ENDIF
! Determine the temperatures at 80 m from AT50 + delta temp DTU
If(AT50_c>ErrVal .AND. DTU>ErrVal) THEN
AT80 = AT50_c + DTU
ELSE
AT80 = ErrVal
ENDIF
! Calculate estimated virtual potential temperature at 50 and 80 m
IF(AT50_c<=ErrVal .OR. BP<=ErrVal) THEN
VPT50 = ErrVal
ELSEIF (SPHUM<=ErrVal) THEN
VPT50 = (AT50_c+273.16)*(3155066./BP50)**0.286
ELSE
VPT50 = ((AT50_c+273.16)*(3155066./BP50)**0.286)*(1.+0.61*SPHUM)
ENDIF
IF(AT80<=ErrVal .OR. BP<=ErrVal) THEN
VPT80 = ErrVal
ELSEIF (SPHUM<=ErrVal) THEN
VPT80 = (AT80+273.16)*(3155066./BP80)**0.286
ELSE
VPT80 = ((AT80+273.16)*(3155066./BP80)**0.286)*(1.+0.61*SPHUM)
ENDIF
200 CONTINUE
RETURN
END
!
!-----
!-----
!-----
!
! SUBROUTINE RICH_NO TO COMPUTE THE GRADIENT RICHARDSON NUMBER
! STABILITY PARAMETER IN THE 2 TO 50 METER, 50 TO 80 METER,
! AND 2-80 METER LAYERS.
!
! WRITTEN BY: N.D. Kelley, NREL/NWTC - 980829
!
! MODIFICATION HISTORY:
! 990528- Cleaned up code, added additional
! documentation, now F90 compliant. NDK
!
!
!
! REQUIRED PREVIOUS PROGRAMS: THERMODYNAMICS SUBROUTINE
!
!
! INPUT VARIABLES:
!
! 2,5,10,20,50,80 m mean wind speeds, WS(l=1,6), m/s
! 2 m virtual potential temperature, VPT2, deg K
! 50m virtual potential temperature, VPT50, deg K
! 80m virtual potential temperature, VPT80, deg K
! Error flag value, EV
!
! INTERNAL VARIABLES:
!
! 2-50, 50-80, 2-80 m layer mean virtual potential temps, VPTBAR(l=1,3), deg K
! 2-50, 50-80, 2-80 m layer virtual potential gradients, VPTGRAD(l=1,3), deg K
! 2-50, 50-80, 2-80 m layer vertical velocity shears, USHEAR(l=1,3), 1/sec
! 2-50, 50-80, 2-80 m layer vertical velocity shears^2, USHEAR2(l=1,3), 1/sec^2
! Layer height differences, DZ(l=1,5), m
! Gravity acceleration for NWTC Site, g, m/sec**2
!
!
! OUTPUT VARIABLES:
!
! 2-50, 50-80, 2-80 m layer Richardson numbers, Ri(l=1,3)

```

```

!
!
SUBROUTINE RICH_NO(Ri,WS,VPT2,VPT50,VPT80,EV)
IMPLICIT NONE
REAL::Ri(3),WS(6),VPT2,VPT50,VPT80,VPTBAR(3),VPTGRAD(3),USHEAR(3),USHEAR2(3),g,EV,DZ(5)
INTEGER::I
PARAMETER (g=9.80169)
DATA DZ/3.,5.,10.,30.,30./
! Check for valid input data
DO 10 I=1,6
IF(WS(I)<=EV) GOTO 300
10 CONTINUE
IF(VPT2<=EV .OR. VPT50<=EV .OR. VPT80<=EV) GOTO 300
! Calculate mean 2-50m vertical shear,USHEAR(1), using 2, 5, 10, 20, & 50 m levels
USHEAR(1) = 0.
DO 15 I=1,4
USHEAR(1) = USHEAR(1) + (WS(I+1)-WS(I))/DZ(I)
15 CONTINUE
USHEAR(1) = USHEAR(1)/4.
USHEAR2(1) = USHEAR(1)*USHEAR(1)
IF(USHEAR2(1)==0.) USHEAR2(1)=1.**(-04)
! Calculate mean 50-80m vertical shear, USHEAR(2), using 50 and 80 m levels
USHEAR(2) = 0.
USHEAR(2) = (WS(6) - WS(5))/DZ(5)
USHEAR2(2) = USHEAR(2)*USHEAR(2)
IF(USHEAR2(2)==0.) USHEAR2(2)=1.**(-04)
! Calculate mean 2-80m vertical shear, USHEAR(3), using 6 levels of wind speed
USHEAR(3) = 0.
DO 20 I=1,5
USHEAR(3) = USHEAR(3) + (WS(I+1)-WS(I))/DZ(I)
20 CONTINUE
USHEAR(3) = USHEAR(3)/5.
USHEAR2(3) = USHEAR(3)*USHEAR(3)
IF(USHEAR2(3)==0.) USHEAR2(3)=1.**(-05)
! Calculate 2-50m, 50-80m, and 2-80m layer mean virtual potential temps
VPTBAR(1) = (VPT2 + VPT50)/2.
VPTBAR(2) = (VPT50 + VPT80)/2.
VPTBAR(3) = (VPTBAR(1) + VPTBAR(2))/2.
! Calculate 2-80m, 50-80m, and 2-80m layer mean vertical virt potential temp C gradients
VPTGRAD(1) = (VPT50 - VPT2)/48.
VPTGRAD(2) = (VPT80 - VPT50)/30.
VPTGRAD(3) = (VPTGRAD(1) + VPTGRAD(2))/2.
! Calculate Ri's: 2-50m Ri(1); 50-80m Ri(2); 2-80m Ri(3)
DO 30 I=1,3
Ri(I) = (g/VPTBAR(I))*(VPTGRAD(I)/USHEAR2(I))
! Limit Ri's to +/- 10
IF((Ri(I)) > 10.) Ri(I) = 10.
IF((Ri(I)) < -10.) Ri(I) = -10.
30 CONTINUE
RETURN
300 Ri(1) = EV
Ri(2) = EV
Ri(3) = EV
RETURN
END
!
!-----
!-----
!
! SUBROUTINE BLPARMS TO COMPUTE ESTIMATES OF FRICTION VELOCITY
! u* (Ustar) AND ROUGHNESS LENGTH, Zo, AND MEAN POWER LAW
! COEFFICIENT FOR 2-80 M LAYER
!
! WRITTEN BY: N.D. Kelley, NREL/NWTC - 970814
!
! MODIFICATION HISTORY:
! 980829- Added 2-50m Ri to argument list in order
! to set Zo to EV when > 1.0 m AND 2-50m
! Ri is +/- 10
!
! 990528- Cleaned up code, now F90 compatible
!
!
! INPUT VARIABLES:

```

```

! 2,5,10,20,50,80 m mean wind speeds, WS(I=1,6), (m/s)
! 2-50m Richardson number, Ri
! Error Value, EV
!
! INTERNAL VARIABLES:
! 2-5,5-10,10-20,20-50,50-80m Pwr Law Coefs, PC(I=1,5)
! Measurement elevations (2,5,10,20,50,80m), Z(I=1,6)
! Slope of wind speed vs ln(z) curve, SLOPE
!
! OUTPUT VARIABLES:
! Friction velocity, u*, estimate, Ustar, (m/s)
! Surface roughness length estimate, Zo, (m)
! 2-80m mean power law coefficient, PCBAR
! Lin-log regression correlation coef, USqc
!
!
SUBROUTINE BLPARMS(WS,Ustar,Zo,PCBAR,R,Ri,EV)
IMPLICIT NONE
REAL::WS(6),Z(6),Ustar,Zo,PC(5),Zmax,Umax,SLOPE,R,DEV,EV,PCBAR,Ri(3),Ric
INTEGER::NLVLS,NSHRL,Nmax,I
DATA Z/2.,5.,10.,20.,50.,80./
DATA NLVLS/6/
! Establish value of maximum profile wind speed
Umax = -999.
Ric=Ri(1)
DO 10 I=1,NLVLS
IF(WS(I) < Umax) GO TO 10
Umax = WS(I)
Zmax = Z(I)
Nmax = I
10 CONTINUE
IF (Zmax > Z(1)) GOTO 15
! Maximum wind speed at lowest measurement level, cannot
! determine Ustar and Zo
Ustar = EV
Zo = EV
GOTO 400
! Maximum of profile above lowest measurement level,
! estimate Ustar and Zo parameters
15 CALL LINLOG(Nmax,WS,Z,SLOPE,Zo,R,DEV,EV)
IF (SLOPE>EV) THEN
Ustar = 0.4/SLOPE
Zo = EXP(Zo)
! Check reality of results
IF(Ustar < 0.01) Ustar = EV
IF(Zo < 0.001) Zo = EV
IF(Zo > 1.00 .AND. ABS(Ric)== 10.) Zo = EV
ELSE
Ustar = EV
Zo=EV
GOTO 400
ENDIF
! Calculate power law exponents for the 2-5, 5-10, 10-20, 20-50,
! and 50-80 m levels and form the 2-80 m average
! Estimate the power law coef below lowest anemometer
400 PCBAR = 0.
NSHRL = 0
! Calculate power law coefs for 5 layers
DO 25 I=2,NLVLS
IF((WS(I)/WS(I-1)) > 0.) GOTO 20
PC(I) = EV
NSHRL = NSHRL + 1
GOTO 25
20 PC(I-1) = ALOG(WS(I)/WS(I-1)) / ALOG(Z(I)/Z(I-1))
PCBAR = PCBAR + PC(I-1)
25 CONTINUE
PCBAR = PCBAR / (NLVLS-NSHRL-1)
500 RETURN
END

!
!-----
!-----
!-----
!
! ROUTINE TO CALCULATE SLOPE (ka/u*) AND INTERCEPT (zo) FROM *
! LIN-LN OR U VS LN(Z) WIND PROFILE INCLUDING DIABATIC BIAS *

```



```

! TERM.
!-----
!
! SUBROUTINE LINLOG TO FIT A LOG (Ln) PROFILE TO A WIND
! PROFILE DEFINED BY N LEVELS OF MEAN WIND SPEED.
!
! WRITTEN BY: N.D. Kelley, NREL/NWTC - 980829
!
! MODIFICATION HISTORY:
! 990528- Cleaned up code and added
! additional documentation
! now F90 compliant. NDK
!
! INPUT VARIABLES:
!
! n = number of measurement heights (levels)
! x = linear axis (mean wind speed), u(l=1,n)
! z = linear height of wind speeds, z(l=1,n)
! zbias = diabatic bias term (if used)
! EV = Error Value value
!
! INTERNAL VARIABLES:
!
! y = ln(z), y(l=1,6)
! DENOM = expression DENOMinator
! XSUM = temporary summing variable
! YSUM = temporary summing variable
! X2SUM = temporary square summing variable
! Y2SUM = temporary square summing variable
! XYSUM = temporary summing variable
! YDEV2 = (observed - fitted deviation)^2
!
! OUTPUT VARIABLES:
!
! SLOPE = log-lin line (log wind profile) SLOPE
! b = line intercept on ln(z) axis (Zo)
! r = correlation coefficient
! DEV = sqrt(YDEV2)
!
SUBROUTINE LINLOG(Nmax,WS,Z,SLOPE,Zo,R,DEV,EV)
IMPLICIT NONE
REAL::WS(6),Y(6),Z(6),ZBIAS,SLOPE,Zo,R,DEV,YDEV2,EV,DENOM,XSUM,YSUM,X2SUM,Y2SUM,XYSUM
INTEGER::Nmax,I
!DIMENSION WS(Nmax),Y(6),Z(Nmax)
!
! Initialize sums
!
ZBIAS= 0.
XSUM = 0.
YSUM = 0.
X2SUM = 0.
Y2SUM = 0.
XYSUM = 0.
DEV = 0.
YDEV2 = 0.
DO 25 I=1,Nmax
y(I) = ALOG(Z(I)) - ZBIAS
XSUM = XSUM + WS(I)
YSUM = YSUM + Y(I)
X2SUM = X2SUM + WS(I)*WS(I)
Y2SUM = Y2SUM + Y(I)*Y(I)
XYSUM = XYSUM + WS(I)*Y(I)
25 CONTINUE
DENOM = Nmax*X2SUM - XSUM*XSUM
IF(DENOM/=0.) GO TO 50
SLOPE = EV
Zo=EV
R=EV
YDEV2 = EV
GO TO 600
50 SLOPE = (Nmax*XYSUM - XSUM*YSUM)/DENOM
Zo = (YSUM*X2SUM - XSUM*XYSUM)/DENOM
R = (Nmax*XYSUM-XSUM*YSUM)/SQRT((Nmax*X2SUM-XSUM*XSUM)*(Nmax*Y2SUM-YSUM*YSUM))
IF(ABS(R)>1.) R=1.
DO 75 i=1,Nmax

```

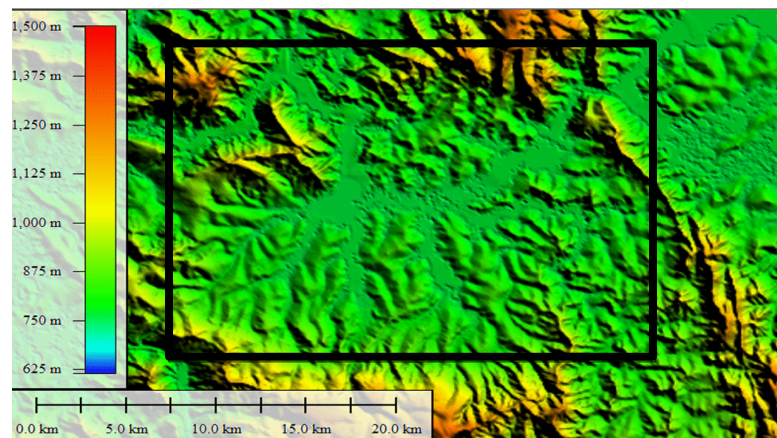
```
YDEV2 = YDEV2 + (Y(I) - SLOPE*WS(I)-Zo)**2
75 CONTINUE
DEV = EXP(SQRT(YDEV2))
600 RETURN
END
```

```
!-----
!-----
```

## Anexo II

A construção do modelo digital para a impressão 3D consistiu de três etapas. A primeira etapa foi aquisição dos dados. A importação dos dados foi de forma gratuita através da interface GDEx, resultado da colaboração entre a Land Processes (LP) Distributed Active Archive Center (DAAC) and George Mason University's Center for Spatial Information Science and Systems. Esta ferramenta foi projetada para a seleção de dados de superfícies, incluindo: ASTER global DEM V2, NGA SRTM 1 e 3 arco-segundos, NASA SRTM 1 e 3 arco-segundos, GTOPO30, MODIS Land Cover (MCD12Q1) IGBP, e NASA Blue Marble.

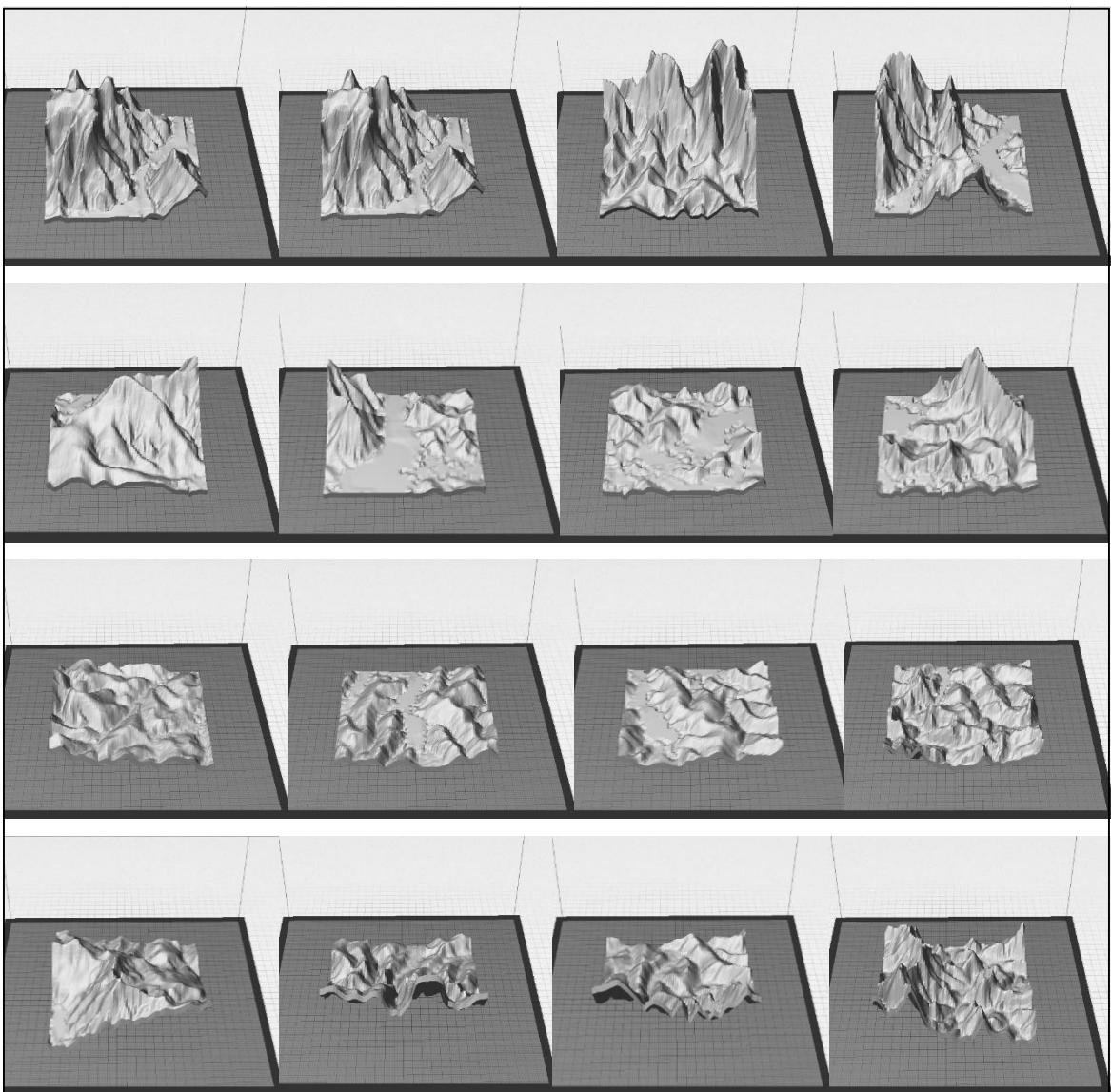
Por meio dessa plataforma o usuário através de um registo do utilizador NASA Earth Data EOSDIS (URS) pode transferir os dados de interesse. Para o estudo foi selecionado a área total que compreende o braço do reservatório de furnas onde se localiza a cidade de Guapé (Figura 1) e feito o download dos dados NASA SRTM com resolução espacial de 30 metros.



**Figura 1-** MDE área de estudo.

Na construção do MDE 3D foi realizado recortes nos dados na área de interesse (Figura 1 Anexo II) gerando um mosaico com 16 quadrantes de iguais dimensões. A divisão em quadrantes foi feita para garantir a escala do modelo proposto e a impressora a ser utilizada para a confecção dos modelos. Também foi gerado uma matriz onde as linhas e colunas são representados pela latitude e longitude e o valor de cada ponto da matriz representa a altitude do pixel. O Software utilizado nessa etapa foi o Global Mapper®, que permitiu salvar os dados no formato STL compatível com a impressora para a construção do modelo 3D e no formato de texto onde foi utilizado uma rotina computacional para redimensionar a matriz extraída.

A terceira etapa consistiu em escalonar os quadrantes de forma que suas dimensões fossem compatíveis com a câmara experimental do túnel de vento ambiental da universidade, cujas dimensões da câmara de experimento é 1x1x1, desse modo como a área de interesse de dimensões 24.000 m por 24.000 m onde foi realizada uma redução horizontal de 30000 vezes e uma redução vertical de 6000 vezes. Nessa etapa foi utilizado o Blender®, um software livre e aberto que permite criação em 3D, manipulação de objetos entre outras funcionalidades. O produto final (Figura 2 Anexo II) foi um arquivo em um formato compatível com a maioria dos modelos de impressora 3D.



**Figura 2-** Representação gráfica do modelo 3D

## Anexo III

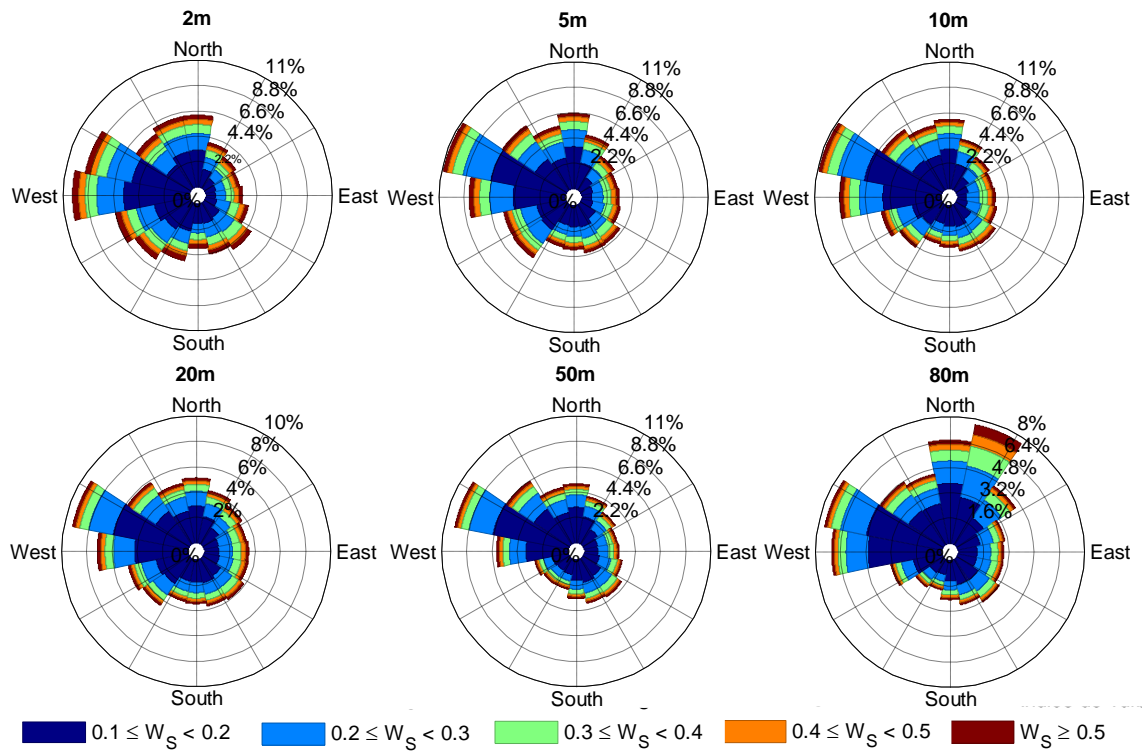


Figura 1- IT para as autuaras de 2, 5, 10 , 20, 50 e 80m.