

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

**SIMULAÇÃO DE MESO E MICROESCALA DOS VENTOS NO EXTREMO SUL DO
BRASIL**

por

Camila e Silva Gomes

Tese para obtenção do Título de
Doutora em Modelagem Computacional

Rio Grande - RS
2022

Camila e Silva Gomes

Simulação de meso e microescala dos ventos no extremo sul do Brasil

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Modelagem Computacional - PPGMC da Universidade Federal do Rio Grande - FURG como requisito parcial à obtenção do grau de Doutor em Modelagem Computacional.

Orientador: Profa. Dra. Nisia Krusche

Rio Grande - RS
2022

“Simulação de Meso e Microescala dos Ventos no Extremo Sul do Brasil”

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

Aprovada em: 17 de janeiro de 2022

BANCA EXAMINADORA



Documento assinado digitalmente
Nisia Krusche
Data: 20/01/2022 15:56:49-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Profa. Dra. Nisia Krusche (Orientador – FURG)

Dra. Flávia Rodrigues Pinheiro (Marinha)

Profa. Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha (USP)



Documento assinado digitalmente
JEFERSON AVILA SOUZA
Data: 24/01/2022 18:43:02-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Prof. Dr. Jeferson Avila Souza (FURG)

JULIANA
COSTI:82354774087

Assinado de forma digital por
JULIANA COSTI:82354774087
Dados: 2022.01.24 09:06:06
-03'00'

Dra. Juliana Costi (FURG)

Ficha Catalográfica

G633s Gomes, Camila e Silva.

Simulação de meso e microescala dos ventos no Extremo Sul do Brasil / Camila e Silva Gomes. – 2022.

89 f.

Tese (doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande – FURG, Programa de Pós-Graduação em Modelagem Computacional, Rio Grande/RS, 2022.

Orientadora: Dra. Nisia Krusche.

1. WRF 2. LES 3. Simulação de vento I. Krusche, Nisia II. Título.

CDU 004

Catálogo na Fonte: Bibliotecário José Paulo dos Santos CRB 10/2344

Dedico este trabalho ao meu filho,
Matheus Gomes Gambeta Leite,
luz da minha vida.

AGRADECIMENTOS

A Deus, que sempre se fez presente em todos os momentos da minha caminhada e me possibilitou mais esta etapa importante da minha vida.

À minha orientadora pela possibilidade, pelas palavras que me proporcionaram ânimo e pelo conhecimento transmitido que possibilitaram a conclusão deste trabalho.

À Auster Soluções em Meteorologia LTDA, a CT-INFRA/FURG, pela manutenção e instalação da torre micrometeorológica.

Ao Centro de Supercomputadores CESUP/UFRGS, que possibilitou a instalação do modelo e realização das simulações.

Ao IFRS, pelo afastamento para qualificação concedido.

Ao Maikel Leite, por estar ao meu lado todos os dias e auxiliando no desenvolvimento e conclusão deste trabalho,

Aos meus pais, que sempre participaram de todos os momentos importantes da minha vida e me apoiaram incondicionalmente.

À minha irmã, pelo amor, dedicação e o apoio sempre demonstrados.

Aos professores da FURG, que contribuíram para a minha formação.

Aos amigos e colegas do Núcleo de Física Ambiental, pelo companheirismo em todas as horas e o apoio para a realização deste trabalho.

Aos amigos Bruce e Javier, pela amizade e apoio teórico no desenvolvimento deste trabalho.

RESUMO

O aumento na demanda por energia elétrica de fontes sustentáveis e o desenvolvimento da indústria eólica indicam que aerogeradores estão sendo instalados em diferentes locais. Em cada ambiente de instalação devem ser observadas certas peculiaridades, o que torna necessária uma modelagem adequada das características do vento. A fim de avaliar corretamente a produção de energia eólica em cada região, neste trabalho foi aplicado um modelo de mesoescala associado a um modelo de simulação grandes turbilhões para simular a circulação local na região da cidade do Rio Grande, na costa sul do estado do Rio Grande do Sul. Foram realizadas simulações para o período de fevereiro de 2015, com três e cinco domínios na horizontal e com 47 e 83 níveis na vertical em cada domínio horizontal. As componentes zonal, meridional e vertical do vento e a temperatura virtual foram comparadas a dados observacionais de alta frequência medidos na área de estudo. O modelo de mesoescala representa adequadamente as componentes zonal e meridional, mas a componente vertical do vento apresenta muitas diferenças em relação a observação, o que impacta na simulação dos fluxos verticais e dos diferentes parâmetros da turbulência atmosférica, como a velocidade de atrito, fluxo de calor sensível e parâmetro de estabilidade. Observa-se que a componente vertical do vento tem melhor representação na simulação de grandes turbilhões com 83 níveis verticais e quando há aumento de intensidade durante o período noturno. Quando são comparados os resultados da simulação utilizando a modelagem de grandes turbilhões com a simulação de mesoescala, encontra-se valores bem próximos e correlação acima de 90% para as componentes zonal e meridional do vento e temperatura virtual próxima de 80% para a vertical. Propõe-se que para fazer previsão de potência eólica nessa região é mais eficiente, em termos de custos computacionais, a utilização da modelagem de mesoescala com espaçamento de grade horizontal de 540 m e 83 níveis na vertical. Para a análise dos fluxos e variáveis dependentes da componente vertical do vento, é necessária a utilização da modelagem de grandes turbilhões. A perspectiva futura desta pesquisa é expandir a área de estudo para outras regiões vizinhas e comparar os dados de previsão com os dados de geração efetiva nos parques eólicos já existentes.

Palavras-chaves: WRF. LES. Simulação de vento.

ABSTRACT

An increase in the demand for electricity generate by sustainable sources and the development of the wind power industry indicates that wind turbines are being installed in different locations. In each installation environment, certain peculiarities must be noted, which points to the need for adequate modeling of wind characteristics so the wind energy production in each region will be correctly evaluated. A mesoscale model associated with a large eddy simulation model was applied to simulate the local circulation in the region of the city of Rio Grande, on the southern coast of the State of Rio Grande do Sul. Simulations were performed for February 2015, with three and five domains in the horizontal and with 47 and 83 levels in the vertical in each horizontal domain. The zonal, meridional and vertical wind components and the virtual temperature were compared to high-frequency observational data measured at the study area for this period. The mesoscale model is able to represent the zonal and meridional components, however, the vertical wind component presents many differences from the observation, which impacts the simulation of the vertical flows and the other atmospheric turbulence parameters, such as the friction velocity, sensible heat flux, stability parameter, and Richardson number. The vertical component of the wind has a better representation with the large eddies simulation and 83 vertical levels. When the large eddy simulation and the mesoscale model results are compared, there is a correlation above 90% for the zonal and meridional wind components, close to 80% for the vertical, and the virtual temperature has 100% correlation. Therefore, the wind power estimate in this region is more efficient in terms of computational costs with mesoscale simulation using a horizontal domain of 540 m and 83 levels in the vertical. For the analysis of vertical flows and variables dependent on the vertical wind component, the use of large eddy simulation is required. The future perspective of this research is to expand the study area to other regions and compare the forecast data with actual wind power generation data at existing wind farms.

Keywords: WRF. LES. Wind Simulation.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	19
2.1 Camada Limite Atmosférica	19
2.2 Teoria de similaridade de Monin-Obukhov	23
2.3 Modelagem atmosférica.....	24
3 METODOLOGIA	29
3.1 Região de estudo	29
3.2 Medidas observacionais	31
3.2.1 Coleta de dados observados	31
3.2.1.1 <i>Dados de vento e temperatura</i>	31
3.2.2 Controle de qualidade dos dados do anemômetro	33
3.2.3 Tratamento dos dados.....	34
3.2.3.1 <i>Correção na posição do sensor</i>	34
3.2.3.2 <i>Valores de mesoescala</i>	35
3.3 Simulação numérica.....	36
3.3.1 Equações governantes.....	37
3.3.2 Discretização espacial.....	39
3.3.3 Discretização temporal	40
3.3.4 Física do modelo	41
3.3.5 Condições iniciais e de fronteira para as simulações	46
3.3.5.1 <i>Configuração física do modelo</i>	46
3.3.5.2 <i>Aplicação do modelo</i>	47
3.4 Análise de erros.....	48
4 RESULTADOS.....	51
4.1 Controle de qualidade das observações.....	51
4.2 Representação do terreno nos domínios do Modelo	53
4.3 Simulação de mesoescala	57
4.4 Número de níveis na vertical	59
4.5 Simulação micrometeorológica	66
4 CONCLUSÃO	79
REFERÊNCIAS.....	81
ANEXO I – LISTA DE NOMES DE PARQUES EÓLICOS	87

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Visão Geral da Cidade do Rio Grande. Em vermelho, a localização da torre micrometeorológica dentro da Universidade Federal do Rio Grande. Em azul, o complexo eólico Quinta 69 kV.	29
Figura 2: Mapa da cidade subdividida em distritos.	30
Figura 3: Localização da torre meteorológica na cidade do Rio Grande. Observa-se que a mesma é circundada pela (a) Laguna dos Patos e Lagoa Mangueira e (b) Praia do Cassino.	31
Figura 4: Esquema da geometria da torre, onde o lado da torre mede 25 cm e o braço do anemômetro 120 cm e, aproximadamente, 6° ângulo de interferência para cada lado do anemômetro.	34
Figura 5: Orientação de fixação dos anemômetros pelo fabricante.	34
Figura 6: Coordenada vertical η utilizada pelo modelo e as pressões hidrostáticas p_{hs} (superfície) e p_{ht} (topo da camada).	39
Figura 7: Esquema da grade de Arakawa e Lamb utilizada para os cálculos de interação do modelo WRF: a) representa a grade horizontal, onde são considerados Δx e Δy . b) representa a grade vertical onde são consideradas a coordenada vertical η e Δx	40
Figura 8: Configuração de localização e tamanhos dos domínios 1, 2 e 3 aninhados.	47
Figura 9: Configuração de localização e tamanhos dos domínios 3, 4 e 5 aninhados.	48
Figura 10: Dados descartados durante os processos de controle de qualidade, por interferência da estrutura nos registros e erros gerados por falha no registro no datalogger.	52
Figura 11: Total de registros a 20 m da velocidade horizontal do vento pós controle de qualidade e retirada da sombra da torre.	53
Figura 12: Total de registros a 28 m da velocidade horizontal do vento pós controle de qualidade e retirada da sombra da torre.	53
Figura 13: (a) Domínio 1; (b) Região de Rio Grande. Em destaque, em preto, a localização da torre meteorológica situada na FURG. Os pontos representam a grade C de Arakawa na horizontal, sendo os pretos os de registro das velocidades verticais	

e variáveis termodinâmicas, vermelho meridionais e verde zonais do vento, em marrom, o centro da cidade.....	54
Figura 14: (a) Domínio 2; (b) Região de Rio Grande. Em destaque, a localização da torre meteorológica. Os pontos representam a grade C de Arakawa na horizontal, sendo os pretos as posições de registro das velocidades verticais, vermelho meridionais e verde zonal do vento.....	55
Figura 15: (a) Domínio 3; (b) Região de Rio Grande. Em destaque, a localização da torre meteorológica. Os pontos representam a grade C de Arakawa na horizontal, sendo os pretos as posições de registro das velocidades verticais, vermelho meridionais e verde zonais do vento.	55
Figura 16: (a) Domínio 4; (b) Detalhes da grade. Em destaque, a localização da torre meteorológica. Os pontos representam a grade C de Arakawa na horizontal, sendo os pretos as posições de registro das velocidades verticais, vermelho meridionais e verde zonal.....	56
Figura 17: (a) Domínio 5; (b) Detalhes da grade. Em destaque, a localização da torre meteorológica. Os pontos representam a grade C de Arakawa na horizontal, sendo os pretos as posições de registro das velocidades verticais, vermelho meridionais e verde zonal.....	56
Figura 18: Domínio 3 a 28 m - Vento zonal [U(m/s)], Vento meridional [V(m/s)], Vento vertical [W(m/s)] e Temperatura [T(°C)], observação (azul) e simulação (verde).....	57
Figura 19: A figura mostra a altura em metros de cada nível das duas simulações. Em azul, a simulação com 83 níveis na vertical. E em vermelho, a simulação com 47 níveis na vertical.....	59
Figura 20: Diagrama de dispersão para vento zonal da simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento zonal da simulação com 47 níveis na vertical (S47). Vento meridional da simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento meridional da simulação com 47 níveis na vertical (S47). As figuras em azul são a 20 metros e em verde a 28 metros.	60
Figura 21: Diagrama de dispersão para o vento vertical (m/s) gerado na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento vertical (m/s) gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). Temperatura virtual (°C) na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por temperatura virtual (°C) gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). As figuras em azul são a 20 metros e em verde a 28 metros.	61

Figura 22: Vento vertical gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47) e observada (O47) em azul a 20 metros e verde a 28 metros.	62
Figura 23: Vento vertical gerado na simulação com 83 níveis na vertical (S83) e observada (O83) em azul a 20 metros e verde a 28 metros.	62
Figura 24: Diagrama de dispersão para o vento zonal gerado na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento zonal gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). Vento meridional gerado na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento meridional gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). As figuras em azul são a 20 metros e em verde a 28 metros.	63
Figura 25: Diagrama de dispersão para vento vertical (m/s) gerado na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento vertical (m/s) gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). Temperatura virtual (°C) na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por temperatura virtual (°C) gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). As figuras em azul são a 20 metros e em verde a 28 metros.	64
Figura 26: Perfil vertical da temperatura (°C), intensidade do vento (m/s) e umidade específica (g/kg). Em azul domínio 3 com 47 níveis na vertical, em verde com 83 e em ciano no domínio com LES as 15 UTC.	65
Figura 27: Perfil vertical da temperatura (°C), intensidade do vento (m/s) e umidade específica (g/kg). Em azul domínio 3 com 47 níveis na vertical, em verde com 83 e em ciano no domínio com LES as 03 UTC.	65
Figura 28: Dia 01 de fevereiro de 2015, velocidade zonal do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	67
Figura 29: Dia 01 de fevereiro de 2015, velocidade meridional do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	67
Figura 30: Dia 01 de fevereiro de 2015, velocidade vertical do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	68
Figura 31: Dia 01 de fevereiro de 2015, temperatura do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	69
Figura 32: Dia 01 de fevereiro de 2015, velocidade de atrito (u^*) do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28	

m.	69
Figura 33: Dia 01 de fevereiro de 2015, fluxo de calor sensível do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	70
Figura 34: Parâmetro z/L ; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	71
Figura 35: Dia 07 de fevereiro de 2015, velocidade zonal do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	72
Figura 36: Dia 07 de fevereiro de 2015, velocidade meridional do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	73
Figura 37: Dia 07 de fevereiro de 2015, velocidade vertical do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	73
Figura 38: Dia 07 de fevereiro de 2015, temperatura virtual do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	74
Figura 39: Velocidade de atrito (u^*) com início dia 07 de fevereiro de 2015 no Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	76
Figura 40: Fluxo de calor sensível com início dia 07 de fevereiro de 2015 do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	77
Figura 41: Parâmetro de estabilidade z/L do Domínio 5, início dia 7 de fevereiro; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Análise estatística de CORR, MAE, RAE, RMSE e RRSE entre a observação das componentes do vento e da temperatura e aquelas simuladas nas diferentes grades do modelo em 20 e 28 metros.....	58
Tabela 2: Análise estatística de correlação (CORR), erro absoluto médio (MAE), erro absoluto relativo (RAE), erro quadrático médio (RMSE) e raiz do erro quadrático relativo (RRSE) entre a observação das componentes do vento e da temperatura e aquelas simuladas em 20 e 28 metros.....	66
Tabela 3: Análise estatística de correlação (CORR), erro absoluto médio (MAE), erro absoluto relativo (RAE), erro quadrático médio (RMSE) e raiz do erro quadrático relativo (RRSE) entre a observação das componentes do vento e da temperatura e aquelas simuladas nas diferentes grades do modelo em 20 e 28 metros.....	72
Tabela 4: Correlação entre a simulação com LES e a observação a 20 metros.....	74
Tabela 5: Média absoluta do erro entre a simulação com LES e a observação a 20 metros.....	75
Tabela 6: Correlação entre a simulação com LES e a observação a 20 metros.....	75
Tabela 7: Média absoluta do erro entre a simulação com LES e a observação a 28 metros.....	75

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Área [m ²]
b	perturbação da flutuabilidade
c	velocidade do som [m/s]
c_p	capacidade térmica [J/K]
d	distância [m]
e_s	pressão de vapor de saturação [pa]
F	fluxo do momento [kg.(m/s)/(m ² .s)]
I	intensidade da turbulência
k	constante de Von Karman
$\vec{k}$	versor do eixo vertical
M	média da velocidade do vento [m/s]
$\bar{M}$	velocidade média do vento na horizontal [m/s]
p	pressão [Pa]
p_{hs}	componente hidrostática da pressão na superfície [Pa]
p_{ht}	componente hidrostática da pressão no topo da camada. [Pa]
p_0	pressão de referência (tipicamente 1000 hPa)
p_h	componente hidrostática da pressão [Pa]
q	umidade específica do ar [g/kg]
q'	componente turbulenta da umidade específica do ar [g/kg]
$\bar{q}$	componente média da umidade específica do ar [g/kg]
Q_H	fluxo de calor [J/(m ² .s)]
R	constante de Boltzmann [W/m ² .K ⁴]
T	temperatura [K]
t_b	tempo de volta do sinal na direção oposta ao transdutor [s]
t_o	tempo de ida do sinal ao longo do transdutor [s]
T_s	temperatura do sônico [°C]
U^*	velocidade de atrito [m/s]
u	componente zonal do vento [m/s]
u'	componente turbulenta zonal do vento [m/s]
$\bar{u}$	componente média do vento zonal [m/s]

U_0	componente zonal do vento observado [m/s]
U_s	componente zonal do vento simulado [m/s]
V	componente meridional do vento [m/s]
v'	componente turbulenta meridional do vento [m/s]
$\bar{v}$	componente média do vento meridional [m/s]
V_0	componente meridional do vento observado [m/s]
V_s	componente meridional do vento simulado [m/s]
$\vec{V}$	vetor vento [m/s]
w	componente vertical do vento [m/s]
w'	componente turbulenta vertical do vento [m/s]
$\bar{w}$	componente média do vento vertical [m/s]
W	densidade de momento na coordenada eta (η)
W_0	componente vertical do vento observado [m/s]
W_s	componente vertical do vento simulado [m/s]
∇P	gradiente de pressão [Pa]
$\nabla \Phi$	gradiente do geopotencial [m]
α	volume específico [m ³ /kg]
γ_d	razão entre o calor específico do ar seco a pressão constante e o calor específico a volume constante
σ^2	variância populacional
σ_M	desvio padrão
ϕ	perturbação do geopotencial [m]
θ	temperatura potencial [K]
θ'	temperatura potencial turbulenta de referência [K]
$\bar{\theta}$	componente média da temperatura potencial [K]
ρ	densidade [kg/m ³]
ψ	função de corrente
ψ_R	função de corrente real
ψ_I	função de corrente imaginária
η	coordenada eta
μ	diferença entre a pressão hidrostática na superfície e a pressão hidrostática no topo da camada [Pa]
R_d	constante do gás para o ar seco [J/(kg·K)]

LISTA DE ABREVIATURAS

ARW	Advanced Research WRF
CL	Camada Limite
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLE	Camada limite Estável
CLI	Camada Limite Interna
CLP	Camada Limite Planetária
CM	Camada de mistura
COR	Correlação
CR	Camada Residual
CS	Camada Superficial
EC	Energia Cinética
ECT	Energia Cinética Turbulenta
ESG	Esquema de Subgrade
GFS	Global Forecast System
LES	Large Eddy Simulation
MAE	Mean Absolute Error
MO	Monin-Obukhov
MYJ	Mellor Yamada Janjic
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
RAE	Relative Absolute Error
RK 3	Runge Kutta 3
RMSE	Root Mean Squared Error
RRSE	Root Relative Squared Error
UTC	Coordinated Universal Time
WPS	WRF Preprocessing System
WRF	Weather Research and Forecast

1 INTRODUÇÃO

A exploração global de tecnologias de energia renovável está aumentando rapidamente devido à preocupação com o aquecimento global e à diminuição do fornecimento de combustíveis fósseis, já que os processos convencionais de geração de energia estão entre os principais responsáveis pelas emissões de gases de efeito estufa (PAZHERI *et al.*, 2014).

A eletricidade tem grande flexibilidade e facilidade de distribuição e a demanda mundial está crescendo, impulsionada pelo crescimento no consumo por equipamentos eletrônicos e a atividade industrial. O vento é uma fonte limpa e inesgotável de energia que tem sido usada há muitos séculos para moer grãos, bombear água, mover navios à vela e realizar outros trabalhos, hoje utilizado também na geração de energia elétrica com baixos custos operacionais, uma vez que a turbina é erguida. Entretanto, pode gerar impactos socioambientais, como a poluição sonora decorrente dos ruídos emitidos pelos aerogeradores e a transformação na paisagem natural, gerando diversos movimentos de oposição à instalação de parques eólicos ao redor do mundo, uma vez que a população local não quer ser atingida por essas mudanças (LEUZINGER; COUTINHO, 2019).

Um dos benefícios econômicos mais importantes da energia eólica é que ela reduz a exposição das nossas economias à volatilidade do preço do combustível e também tem uma grande vantagem, que é eliminar as perdas de transmissão por sua capacidade de gerar energia perto dos centros de carga (KASSEM *et al.*, 2017).

A camada limite interna (CLI) se forma na parte inferior da Camada Limite Atmosférica (CLA) em consequência de descontinuidades da superfície, tais como a topografia, a rugosidade e a temperatura e/ou umidade. Uma das formas de interação entre sítios eólicos e a costa é a relação direta com a formação da CLI, que varia sua altura à medida que entra no continente (MONZIKOVA *et al.*, 2017).

Dentre os critérios para a seleção dos locais para a instalação dos parques eólicos e/ou turbinas individuais, destacam-se as características do vento na região. Para isso, são necessários estudos que comprovem o real potencial da localidade para que o sítio eólico possa ser implementado na região de maior aproveitamento possível.

No ano de 2020, no Brasil, a oferta interna de energia elétrica ficou 0,8% inferior ao de 2019, porém, 84,8% dessa energia são de fontes renováveis. Dessa energia

consumida, 65,2% foi de fonte hidráulica, 22,1% térmica, 2,2% nuclear, 8,8% eólica e 1,66% solar (MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA, 2021). No mesmo ano, o Brasil apresentou um recuo de 5,5% sobre as emissões de 2019, sendo 21% abaixo do ano recorde de emissões que foi 2014, ano de elevada geração por termelétrica utilizando fontes fósseis (MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA, 2021). A intenção é diminuir pela metade as emissões dos gases de efeito estufa nas próximas décadas, procurando outras formas de geração de energia que não causem tantos impactos ambientais, mantendo a energia elétrica acessível a todos e, também, mantendo o crescimento industrial e econômico.

O Ministério de Minas e Energia (2021) destaca que o país chegou a mais de 17 GW de capacidade de energia eólica instalada, sendo essa a terceira maior fonte da matriz energética brasileira, perdendo apenas para as fontes hidráulica e térmica. Segundo a ABEEÓLICA (2021), o país está em sétima posição na escala mundial de capacidade instalada. Em fevereiro já contava com 8300 aerogeradores, distribuídos em 695 parques eólicos em 12 estados. No estado do Rio Grande do Sul são 1835,9 MW de potência instalada em 80 parques, e, da energia consumida no subsistema Sul, 16,9% vieram das usinas de energia eólica.

A cidade do Rio Grande juntamente com Chuí, Santa Vitória do Palmar e São José do Norte, formam a região do Litoral Lagunar no atlas eólico do RS (SECRETARIA DO DESENVOLVIMENTO E PROMOÇÃO DO INVESTIMENTO, 2014). Há quatro complexos eólicos já instalados na região, sendo dois em Santa Vitória do Palmar e dois na cidade do Rio Grande, a qual deve contar futuramente com o complexo do Povo Novo, que está em implantação e que juntos poderão gerar até 229,3 MW quando estiverem em pleno funcionamento. Os complexos estão divididos de acordo com as tabelas apresentadas no anexo I.

Na cidade do Rio Grande, a importância da simulação dos ventos é devida à atuação de uma grande variedade de fenômenos atmosféricos de escalas espaço-temporais diferentes, o que torna a energia eólica uma das fontes de energia de mais difícil previsibilidade, pois pequenas flutuações nas estimativas de ventos podem gerar grandes diferenças na energia efetivamente gerada.

A região é rodeada por água, o que dificulta a representação do terreno por modelos meteorológicos e análise pontual dessas simulações nessa região da cidade. A hipótese científica é estimar como os modelos numéricos de mesoescala devem ser utilizados para simular a velocidade do vento com confiabilidade para contribuir na

instalação de turbinas eólicas na região de Rio Grande – Rio Grande do Sul.

O objetivo geral deste estudo foi desenvolver uma metodologia para previsão do regime de vento através do modelo de mesoescala, considerando o regime de vento na cidade de Rio Grande e a turbulência na simulação da camada limite, de modo a reduzir incertezas e possibilitar o planejamento da operação de parques eólicos na região.

Os objetivos específicos da pesquisa foram: criar uma metodologia de avaliação do modelo de mesoescala *Weather Research and Forecast* (WRF), utilizando dados observacionais de alta frequência; avaliar a grade horizontal do modelo numérico, verificando a região do centro da cidade e bairros próximos onde a faixa de terra é menor que 5 km de largura; avaliar a grade vertical do modelo, simular a temperatura e as componentes zonal, meridional e vertical do vento e a turbulência atmosférica, utilizando modelagem de grandes turbilhões (LES) e comparando com os observados.

O capítulo seguinte apresenta a fundamentação teórica para a contextualização do assunto investigado nesta pesquisa e uma revisão bibliográfica detalhada sobre o uso de modelos atmosféricos para previsão do vento e configuração LES no WRF. Posteriormente, o capítulo 3 traz metodologias e os dados utilizados para desenvolvimento deste estudo, seguido do capítulo 4, onde são apresentados os resultados e discussões, e, por fim, são apresentadas as conclusões e sugestões de trabalhos futuros.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo tem como finalidade apresentar a fundamentação teórica para o desenvolvimento deste trabalho com foco na Camada Limite Atmosférica, geração de energia elétrica e simulação numérica de vento.

2.1 Camada Limite Atmosférica

A camada limite é a parte da atmosfera afetada diretamente pela presença da superfície do planeta e apresenta turbulência ao longo de toda a sua estrutura, com mistura turbulenta rápida na vertical e horizontal, transporte vertical dominado pela turbulência e arrasto forte contra a superfície da terra com grande dissipação de energia. A parte inferior da camada limite é chamada de camada interna (KAIMAL; FINNIGAN, 1994).

A camada limite atmosférica (CLA) é dividida em duas regiões. Uma delas é a região da camada limite interna (CLI), que se forma na parte inferior da CLA em consequência de mudanças abruptas na superfície, tais como topografia, rugosidade, temperatura e/ou umidade (JEGEDE; FOKEN, 1999). Ela tem 50-100 m de profundidade, aproximadamente, com a tensão de cisalhamento vertical constante, onde o fluxo é insensível à rotação da terra e a estrutura do vento é determinada principalmente pela fricção da superfície e o gradiente vertical de temperatura. E a região acima dessa camada, que se estende a uma altura de 500-3000 m, onde a tensão de cisalhamento é variável e a estrutura do vento é influenciada pela fricção da superfície, pelo gradiente de temperatura e pela rotação da Terra.

A CLA é diferente durante o dia e a noite. A turbulência da parte inferior da camada de mistura é geralmente impulsionada por convecção. As fontes convencionais incluem a redução de calor da superfície do solo e o resfriamento radiativo do topo da camada de nuvens. A primeira situação cria correntes de ar quente subindo do solo, enquanto a segunda cria correntes de ar frio descendo do topo das nuvens (STULL, 1988). Mesmo quando a convecção é o mecanismo dominante, geralmente há cisalhamento do vento no topo da camada de mistura, o que contribui para a geração de turbulência. Essa situação de cisalhamento livre é conhecida como ondas de Kelvin-Helmholtz.

Em dias inicialmente sem nuvens, o crescimento da camada convectiva (CLC)

está vinculada ao aquecimento solar do solo. Começando cerca de meia hora após o nascer do sol, uma CLC turbulenta começa a crescer em profundidade. Ela é caracterizada por mistura intensa em uma situação estaticamente instável, atingindo sua profundidade máxima no final da tarde.

Uma camada estável no topo da CLC atua como uma tampa restringindo o domínio da turbulência, chamada de zona de entranhamento. Às vezes, a camada estável de cobertura é forte o suficiente causando uma temperatura de inversão, o que justifica ser frequentemente chamada de camada de inversão, independentemente da magnitude da estabilidade.

Cerca de meia hora antes do pôr do sol, com a ausência de ar quente, a advecção cessa, permitindo que a turbulência na camada convectiva decaia, resultando em uma camada de ar chamada de camada residual.

A umidade geralmente se comporta como um traçador passivo. Durante o dia, a umidade pode ser evaporada da CLC e a noite é retida na Camada Residual (CR). Durante os dias seguintes, a reentrada do ar úmido na CLC pode permitir a formação de nuvens.

Conforme a noite avança, a parte inferior da camada limite convectiva é transformada por seu contato com o solo em uma camada limite estável. Isso é caracterizado por ar com turbulência fraca e esporádica. Embora o vento no nível do solo, frequentemente, torne-se mais leve ou calmo à noite, os ventos elevados podem gerar um fenômeno que é chamado de jato de baixo nível ou jato noturno. Ao contrário da CLC, que tem um topo claramente definido, a CLE tem um limite mal definido na parte superior que se mistura suavemente com a CR acima.

Os ventos apresentam um comportamento muito complexo à noite. Tipicamente, em condições atmosféricas neutras, logo acima do nível do solo, o vento se torna leve ou calmo. Em altitudes da ordem de 200 m acima do solo, o vento pode atingir 10-30 m/s no jato noturno.

Outra variável importante para a identificação da camada limite é o perfil vertical da temperatura potencial virtual, a qual deixa a estrutura da camada limite evidente. Acima da CLA fica a atmosfera livre, onde o fluxo está em equilíbrio quase geostrófico e não é mais influenciada pela superfície.

Segundo Stull (1988), Reynolds sugeriu a separação do escoamento das grandezas físicas em partes turbulentas e não turbulentas. Assim as componentes de velocidade u , v e w , além de escalares como θ e q , podem ser separadas em uma

componente média e uma componente de turbulenta:

$$\begin{aligned}
 u &= \bar{u} + u' \\
 v &= \bar{v} + v' \\
 w &= \bar{w} + w' \\
 \theta &= \bar{\theta} + \theta' \\
 q &= \bar{q} + q'
 \end{aligned} \tag{1}$$

onde u , v e w são, respectivamente, as componentes zonal, meridional e vertical do vento, θ a temperatura potencial e q a umidade específica do ar. $\bar{u}$, $\bar{v}$, $\bar{w}$, $\bar{\theta}$ e $\bar{q}$ são as componentes médias e u' , v' , w' , θ' e q' as componentes turbulentas. Por definição, tem-se $\bar{u}' = \bar{v}' = \bar{w}' = \bar{\theta}' = \bar{q}' = 0$.

A temperatura potencial é a temperatura que uma parcela de ar (a uma pressão p e cuja temperatura real é T) teria se fosse trazida adiabaticamente até o nível do mar (a pressão de referência de 1000 mb), utilizando a equação de Poisson:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R/c_p} \tag{2}$$

sendo R/c_p uma constante que vale $\cong 0,286$.

Se o eixo x for definido na direção do fluxo médio, $\bar{v} = \bar{w} = 0$ e apenas $\bar{u} \neq 0$. Para cada nível, considerou-se uma superfície homogênea, com x e y na horizontal e z na vertical com sentido positivo para cima.

A principal fonte de energia para toda a atmosfera é a radiação solar, que em sua maior parte é absorvida no solo e transmitida para o resto da atmosfera. Cerca de 90% da radiação líquida absorvida pelos oceanos provoca a evaporação, totalizando a evaporação de cerca de 1 metro de água por ano em toda a área oceânica da Terra (PALMER *et al.*, 2011). O calor latente do vapor de água é responsável por 80% da energia que impulsiona os movimentos atmosféricos. Cerca de 50% da energia cinética da atmosfera é dissipada na camada limite.

Uma medida estatística da dispersão dos dados sobre a média é a variância populacional (σ^2), definida por Stull (1988):

$$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=0}^{N-1} (X_i - \bar{X})^2 \tag{3}$$

Quando N é grande, $N \cong N - 1$, e a média Reynolds diz que a parte turbulenta é dada por $x' = X_i - \bar{X}$. A variância pode ser reescrita como:

$$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x'^2_i = \overline{x'^2_i} \quad (4)$$

Logo, o desvio padrão é definido como a raiz quadrada da variância:

$$\sigma = \sqrt{\overline{x'^2_i}} \quad (5)$$

sendo que x representa u, v, w, r, q ou θ .

Perto do solo, pode-se esperar que a intensidade da turbulência aumente e a média da velocidade do vento (M) diminua. Por essa razão, a intensidade da turbulência, I , é definida como (Stull, 1988):

$$I = \frac{\sigma_M}{\bar{M}} \quad (6)$$

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

A covariância, que indica o grau de relacionamento comum entre as duas variáveis, é definida como:

$$covar(X, Y) = \frac{1}{N-1} \sum_{i=0}^{N-1} (X_i - \bar{X}) \cdot (Y_i - \bar{Y}) \quad (7)$$

Reescrevendo utilizando média Reynolds e considerando que $N - 1 \cong N$, tem-se:

$$covar(X, Y) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x'_i y'_i = \overline{x' y'} \quad (8)$$

Ou até mesmo a covariância normalizada:

$$r_{XY} = \frac{\overline{x' y'}}{\sigma_x \sigma_y} \quad (9)$$

Essa variável varia entre -1 e +1, ou seja, duas variáveis que são perfeitamente correlacionadas (ou seja, variam juntas) produzem $r = 1$, duas variáveis que variam de forma oposta produzem $r = -1$ e as variáveis sem variação líquida juntas produzem

$r = 0$.

A definição usual de energia cinética (EC) é $E_C = \frac{1}{2}mV^2$, onde m é a massa. Ao lidar com um fluido como o ar (STULL, 1988), o mais usual é a energia do fluxo em uma parte associada ao vento médio e outra parte associada à turbulência (ECT), medida que está diretamente ligada à intensidade da turbulência. A ECT é dada por:

$$ECT/m = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (10)$$

Os fluxos de momento, calor e umidade turbulentos (STULL, 1988) podem ser escritos, respectivamente, como:

$$\begin{aligned} F = \tau &= -\rho \overline{u'w'} \\ Q_H = H &= \rho c_p \overline{w'\theta'} \\ R = E &= \rho \overline{w'q'} \end{aligned} \quad (11)$$

onde ρ é a densidade do ar e c_p é o calor específico à pressão constante.

Os produtos das flutuações médias das velocidades são chamadas, em geral, de estresses de Reynolds e $-\rho \overline{u'w'}$ é chamado de tensão de cisalhamento Reynolds.

2.2 Teoria de similaridade de Monin-Obukhov

A teoria de Monin-Obukhov propõe parâmetros chaves que determinam a estrutura de turbulência da camada de superfície. Esses são as alturas z , o parâmetro de flutuabilidade $g/\bar{\theta}$, a tensão superficial cinemática τ_0/ρ e o fluxo de temperatura na superfície $H_0/\rho c_p$ (MONIN; OBUKHOV, 1959).

De acordo com a hipótese Monin-Obukhov (MO), vários parâmetros atmosféricos e estatísticos, como gradientes, variações e covariâncias, quando normalizadas por potências apropriadas da escala de velocidade (u_*) e da escala de temperatura (θ_*), tornam-se funções universais de z/L (parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov), sendo z a altura de medição e L a escala de comprimento (comprimento de Obukhov). A escala da velocidade, ou velocidade de atrito (u_*), e a escala de temperatura (θ_*), escritas a partir do método do tensor de Reynolds, são dadas por:

$$u_* = \sqrt[4]{\left[(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2\right]} \quad (12)$$

$$\theta_* = -\frac{\overline{\theta'w'}}{u_*} \quad (13)$$

$$L = \frac{-u_*^3}{\left[k \left(\frac{g}{\theta_0}\right) \cdot (\overline{w'\theta'})\right]} \quad (14)$$

A constante de Von Karman, k , é um número adimensional, variando de 0,35 a 0,42 (STULL, 1988). Neste trabalho, usou-se o valor de 0,4, sendo que g é a aceleração da gravidade e θ_0 é uma temperatura de referência.

O comprimento de Obukhov (L) é um importante parâmetro para determinar as condições de estabilidade atmosférica. Ele representa a altura em que os efeitos da turbulência mecânica são mais significativos em comparação aos efeitos da turbulência convectiva (STULL, 1988).

Embora definido estritamente em termos de fluxos na superfície, u_* e θ_* são avaliados, na prática, a partir de medições dos fluxos em alguma altura conveniente dentro da camada de superfície onde suas variações verticais podem ser consideradas insignificantes com altura, uma suposição razoável para $z < |L|$ (KAIMAL; FINNIGAN, 1994).

2.3 Modelagem atmosférica

Formas alternativas de geração de energia sustentável tornam-se cada vez mais atrativas e esse é um dos caminhos para que possamos conviver em um mundo menos poluído e menos dependente das fontes de energia não renováveis. Ao longo do tempo, diversos trabalhos utilizando modelos numéricos para previsão e estimativa do vento vem sendo realizados por diversos pesquisadores, com o intuito de aprimorá-los como ferramentas úteis nos projetos de geração de energia elétrica utilizando recursos eólicos.

O LES permite a modelagem explícita de estruturas turbulentas na atmosfera. Utilizando a resolução horizontal de 30 m e a resolução vertical de 10 m, Hald *et al.* (2017) observaram que os perfis de vento modelados são altamente dependentes da

resolução vertical e estão de acordo com as medições apenas em velocidades de vento mais altas.

Buscando uma comparação com dados observados, Górska e Arellano (2008) analisaram os efeitos das variações horizontais nas superfícies do terreno nos fluxos turbulentos da temperatura potencial virtual, umidade e dióxido de carbono. As comparações utilizaram observações de aeronaves e modelagem com WRF-LES. Os valores simulados pelo modelo superestimaram os dados observados.

Utilizando o modelo WRF, reduzindo o espaçamento entre os pontos de grade de 30 km até 123 m com seis grades aninhadas, indo da escala sinótica até a microescala, Liu *et al.* (2010) ressaltaram a importância da utilização do LES para a simulação de eventos turbulentos. Os autores observaram os mesmos padrões de vento em todas as grades, no entanto, os dados de turbulência, quando comparados com os dados observados, começam a aparecer a partir da quarta grade (1,1 km) e se aproximam dos valores reais à medida que ocorre o refinamento da grade.

Talbot *et al.* (2012) avaliaram o desempenho do WRF como ferramenta para simulações atmosféricas de casos reais e idealizados com múltiplas configurações e com resoluções de 10 km, simulando eventos de mesoescala, e 50 m para as escalas de casos reais e locais, além dos casos idealizados. Todas as simulações idealizadas e as melhores simulações de casos reais usaram o modo de LES do WRF. Os autores observaram que o aumento na resolução do modelo horizontal é mais benéfico do que um aumento na resolução vertical. As simulações de mesoescala indicaram que os dados necessários para forçar o maior domínio e para inicializar os parâmetros de superfície têm influência mais forte nos resultados do LES. Eles concluíram que o aninhamento de modelos LES, até uma resolução de 50 m, não melhora todos os aspectos das previsões hidrometeorológicas. E, ainda, observaram vantagens do uso do LES com resolução horizontal fina à noite sob condições estáveis, e sobre superfícies heterogêneas quando as propriedades locais são necessárias ou quando é desejável resolver características de superfície em pequena escala.

Mirocha *et al.* (2012) compararam simulações realizadas pelo WRF com e sem LES a fim de analisar a acurácia de alguns parâmetros e as suas sensibilidades aos subfiltros de turbulência e resolução da grade. As simulações com LES demonstraram uma melhor acurácia para a representação do vento e da energia cinética turbulenta, no entanto, essas variáveis, quando próximas ao solo e nas regiões de fronteira, apresentaram melhores resultados nas simulações sem o LES.

Gibbs e Fedorovich (2014), utilizando o WRF-LES, observaram os efeitos do cisalhamento do vento na camada limite convectiva através da análise dos campos de velocidade para caracterizar as estruturas turbulentas em diferentes níveis (20, 40 e 80 m). Concluíram que em altos níveis o modelo superestima as velocidades horizontal e vertical. Nas proximidades do solo, os efeitos de turbulência são subestimados.

Wang *et al.* (2013) utilizaram o WRF LES para gerar dados de fluxo em um lugar específico e, também, dados de turbulência em uma análise de caso disponibilizada pelo CASES-99. A data escolhida foi para um período de camada limite estável e teve como propósito analisar a importância sobre o LES das forçantes advectivas de mesoescala. Nesse caso particular, tem-se turbulência intermitente. Os autores utilizaram quatro grades, 27, 9, 3 e 1 km, que serviram de dados de entrada para as simulações com LES. Foram realizadas duas simulações LES com espaçamento de grade de 20 e 10 m. Em alturas próximas a 100 metros, o modelo reproduziu os dados observados para temperatura potencial, umidade específica e velocidade e direção do vento. Já próximo à superfície, os valores de velocidade e direção do vento são subestimados.

Através do WRF-LES, Chu *et al.* (2014) propuseram-se a modelar um evento de tempestade ocorrido em Wyoming. Confrontando os resultados obtidos na grade de 100 m com os dados coletados através de uma sonda radar, observaram que o campo de movimento vertical modelado revela uma camada limite turbulenta e ondas de gravidade acima dessa camada. O modelo também foi capaz de reproduzir a estrutura cinemática e microfísica da tempestade.

Xiao *et al.* (2015) realizaram correções na equação prognóstica da temperatura potencial a fim de resolver o problema da sensibilidade na escolha do *time-step* que está associado a movimentos aleatórios que geram alterações na concentração de umidade entre a camada limite e atmosfera livre. As simulações foram realizadas na versão 3.6.1 do WRF usando grades acopladas, com a grade com maior resolução horizontal tendo espaçamento de grade de 50 m e 96 níveis na vertical. As correções foram incorporadas ao modelo e estão presentes a partir da versão 3.7.

Heath *et al.* (2017) utilizaram o LES e observações combinadas para melhorar a simulação de convecção profunda em caso real. Utilizaram uma grade de 1,35 km com duas grades LES aninhadas, com espaçamento de 450 m e 150 m. Os resultados mostraram que o LES aninhado na grade com espaçamento de 450 m simula

razoavelmente as distribuições de refletividade observadas e as velocidades verticais. No entanto, ao examinar correntes ascendentes convectivas, reduzir o espaçamento da grade para 150 m piorou os resultados. Concluíram que as correntes de ar simuladas na rodada de 150 m se tornam muito diluídas pelo arrastamento, gerando correntes de ar que são mais fracas do que as observadas.

Bhimireddy e Bhaganagar (2018) realizaram simulações com o WRF LES com seis grades aninhadas, iniciando com espaçamento de grade de 24 km e terminando com 150 m. Comparando direções e as velocidades do vento, verificaram que o modelo subestimou as flutuações da direção do vento para velocidades do vento menores que 3 m/s. Para as variáveis de convecção e cisalhamento, LES foi capaz de simular as correntes de convecção horizontal e características do tipo de célula convectiva.

Nielson e Bhaganagar (2018) utilizaram o WRF LES com assimilação de dados obtidos em campo para melhorar a eficiência do modelo. Os erros médios das simulações foram de 4% para velocidade do vento e 6% para energia cinética turbulenta. Embora o modelo tenha superestimado os valores, a validação prova a eficácia da metodologia para velocidade do vento e energia cinética turbulenta para as variações do fluxo de calor diário na superfície. As simulações também apresentam tendências semelhantes às observadas para a energia cinética turbulenta, velocidade de atrito, velocidade do vento e cisalhamento do vento observados.

Nolan *et al.* (2018) utilizaram métodos de matemática avançada para analisar os fenômenos de transporte de componentes químicos. Compararam dados de anemômetros ultrassônicos, utilizados para coletar dados de velocidade do vento, direção do vento e temperatura entre 10 e 15 metros de altura, em um período de cinco dias com o modelo WRF-LES para simular o vento. Foi utilizada uma grade com espaçamento de 3 km para os dados de mesoescala e com 111 m para o LES, ambas com 45 níveis na vertical. As previsões da velocidade do vento seguiram a tendência geral medida pelos sensores, com ventos modelados e observados variando entre 0 e 4 m/s durante o início da tarde e aumentando no final do dia em resposta ao desenvolvimento de convecção úmida e fluxos ascendentes.

Cui *et al.* (2019) compararam a acurácia do modelo WRF e WRF-LES para um estudo de caso de nevoeiro. Foram utilizadas cinco grades com espaçamentos de 27 km, 9 km, 3 km, 1 km e 0,33 km. Para a análise dos resultados, utilizaram as duas grades menores. O LES apresentou resultados significativamente melhores do que o

WRF, detectando o início da formação do nevoeiro e o início da fase mais intensa. A camada de inversão de temperatura do LES foi menor do que a do modelo parametrizado, mas sua intensidade está mais próxima das observações. O LES também simulou melhor a evolução da altura da camada limite planetária durante o nevoeiro.

Senel *et al.* (2019) propuseram um novo esquema de CLP com base no LES para diferentes tipos de estabilidade atmosférica. Esse novo esquema foi baseado em alterações nas equações de fluxo turbulento de energia, dissipação de turbulência, equações de momento e de calor e nova parametrização do comprimento de mistura. Para avaliar a habilidade do esquema proposto em uma aplicação real, seu desempenho foi comparado com as medições do anemômetro sônico. Obtiveram melhores resultados para prever a energia cinética turbulenta e sua taxa de dissipação, exceto para a superestimação da mesma durante as condições convectivas. Para a velocidade do vento e a temperatura, os demais esquemas utilizados pelos autores apresentaram menores erros.

Bauer *et al.* (2020) realizaram uma simulação utilizando o WRF com quatro grades aninhadas. A grade de menor espaçamento de grade (100 m), quando comparada aos dados observados, simulou altura da camada limite e foi subestimada em 200 m. Isso refletiu no perfil de umidade específica até a altura de 900 m e uma diminuição brusca da mesma. O comportamento geral dos perfis de variância de temperatura potencial e umidade específica foram capturados pelo modelo. No entanto, tiveram menor variabilidade simulada ao longo da camada limite e as diferentes alturas dos picos de variância indicam que o modelo não reproduz totalmente os processos turbulentos no topo da camada limite.

Liu *et al.* (2020), utilizando seis domínios que interagem entre si, sendo o menor deles com espaçamento de 37 m, observaram que o modelo subestimou os dados observados para a altura da camada limite. Já o coeficiente de arrasto foi simulado de forma satisfatória na faixa entre os 20 m/s e 29 m/s.

3 Metodologia

3.1 Região de estudo

A área em estudo localiza-se na cidade de Rio Grande, situada no extremo sul do Brasil, onde possui um relevo caracterizado pela planície costeira.

A planície costeira é constituída basicamente por uma planície sedimentar caracterizada pela presença de cordões de dunas nas áreas de praia. Constitui uma ampla área de terras baixas que é, em sua maior parte, ocupada por um enorme sistema de lagos e lagunas costeiras que correspondem ao maior cordão lagunar do Brasil (VILLWOCK; TOMAZELLI, 1995).

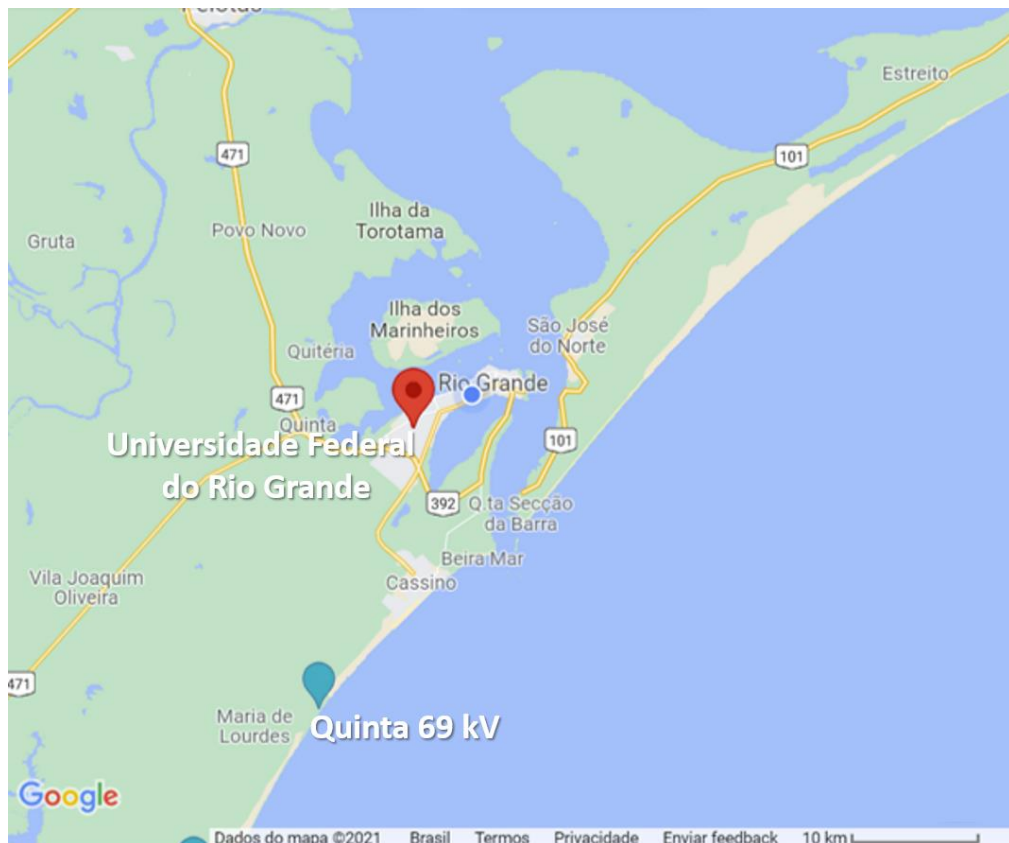


Figura 1: Visão Geral da Cidade do Rio Grande. Em vermelho, a localização da torre micrometeorológica dentro da Universidade Federal do Rio Grande. Em azul, o complexo eólico Quinta 69 kV.

A cidade do Rio Grande, mostrada na Figura 1, tem 3.338,356 km² distribuídos em 5 distritos (CÂMARA MUNICIPAL DO RIO GRANDE, 2008): Rio Grande com 336,969 km², Ilha dos Marinheiros com 150,001 km², Povo Novo com 562,873 km², Taim com 1.816,505 km² e Quinta com 472,008 km². No total, apenas 31,7 km² são de área urbana (Figura 2).



Figura 2: Mapa da cidade subdividida em distritos.
Fonte: Prefeitura Municipal do Rio Grande.

O terreno do 1º distrito, principalmente o centro e bairros próximos, o que contempla a região da Universidade Federal do Rio Grande, é estreito, com largura inferior a 5 km e rodeado por água, o que dificulta a representação do terreno por modelos meteorológicos e análise pontual dessas simulações nessa região da cidade. Dentre os corpos d'água da região, destacam-se a Lagoa dos Patos, classificada como uma laguna do tipo estrangulada, localizada entre -30° e -32° de latitude e -52° e -50° de longitude, possuindo uma área de aproximadamente 10.000 km², com 250 km de comprimento, 40 km de largura e uma profundidade média em torno de 5 m (KJERFVE, 1986). A sua região estuarina, compreendida entre a desembocadura e uma linha imaginária ligando Ponta da Feitoria à Ponta dos Lençóis, corresponde cerca de 10% da área total da laguna (CLOSS, 1962).

Como a maioria das lagoas costeiras restritas, a dinâmica da Lagoa dos Patos depende essencialmente do vento e da descarga fluvial, não sendo a maré uma componente importante na circulação estuarina (MÖLLER JR *et al.*, 1996).

No escoamento atmosférico sobre o Rio Grande do Sul prevalece os efeitos

ditados pela dinâmica entre o anticiclone subtropical Atlântico, os intermitentes deslocamentos de massas polares e a depressão barométrica do nordeste da Argentina. A cidade do Rio Grande é sujeita a um regime de ventos que varia sazonalmente em intensidade e direção e, devido aos sistemas atmosféricos atuantes na região, a direção predominante do vento é nordeste (BRAGA; KRUSCHE, 2004).

A torre meteorológica situa-se nas dependências da Universidade Federal do Rio Grande (FURG), em $32^{\circ}04'10.7''\text{S}$ e $52^{\circ}10'08.2''\text{W}$. Em um raio de aproximadamente 150 metros, o terreno é homogêneo e plano, em seguida observa-se alguns pontos de vegetação alta e construção civil. De acordo com a Figura 3, a distância aproximada dos instrumentos à praia do Cassino é de 13 km, enquanto da Laguna dos Patos é de 1,7 km e em aproximadamente 2,3 km a Lagoa Mangueira.

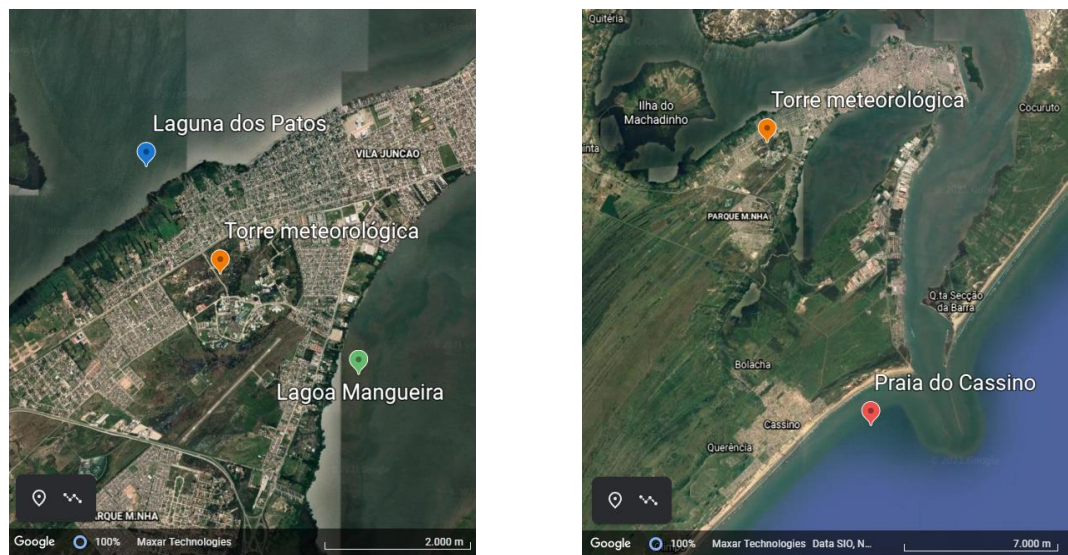


Figura 3: Localização da torre meteorológica na cidade do Rio Grande. Observa-se que a mesma é circundada pela (a) Laguna dos Patos e Lagoa Mangueira e (b) Praia do Cassino. Fonte: Google Earth.

3.2 Medidas observacionais

3.2.1 Coleta de dados observados

3.2.1.1 Dados de vento e temperatura

Os registros de vento e temperatura foram realizados por dois Anemômetros Sônicos (CSAT3/ Campbell Scientific) há 20 m e 28 m fixados em uma torre de 50 metros de altura voltados para o sul e armazenados a uma frequência de 20 Hz por um datalogger modelo CR5000 (Campbell Scientific).

Os anemômetros medem velocidade, direção e turbulência do vento horizontal e vertical através da velocidade do som. São formados por três pares de emissores/receptores de som, ortogonalmente orientados e realizando registros com frequência de 20 Hz. Os anemômetros não medem a velocidade em um ponto específico, mas sim a variação do tempo de viagem da onda sonora de uma extremidade para a outra do sensor (CAMPBELL SCIENTIFIC, 2009). Em cada eixo do CSAT3 pulsa dois sinais ultrassônicos em direções opostas. O tempo do primeiro sinal (saída) é dado por (CAMPBELL SCIENTIFIC, 2009):

$$t_0 = \frac{d}{c + u_a} \quad (15)$$

E o tempo do segundo sinal (de volta) é dado por:

$$t_b = \frac{d}{c - u_a} \quad (16)$$

onde t_0 é o tempo de ida do sinal ao longo do eixo do transdutor, t_b é o tempo de volta na direção oposta, u_a é a velocidade do vento ao longo do eixo do transdutor, d é a distância entre os transdutores e c é a velocidade de som.

O equipamento registra t_0 e t_b ao longo de cada eixo e a velocidade do vento (u_a) em cada direção é determinada.

$$u_a = \frac{d}{2} \left[\frac{1}{t_0} - \frac{1}{t_b} \right] \quad (17)$$

A velocidade do vento é determinada em todos os três eixos não ortogonais (CAMPBELL SCIENTIFIC, 2009) e fornece u_a , u_b e u_c , onde a, b e c se referem ao eixo sônico não ortogonal.

As componentes não ortogonais da velocidade do vento são, então, transformadas pelo sônico em componentes ortogonais da velocidade do vento, u_x , u_y e u_z . Entretanto, a medição da turbulência pode ser afetada por distúrbios aerodinâmicos, como o efeito de esteira e de bloqueio, normalmente ocasionados pelas estruturas de suporte e pelos próprios transdutores. Outra fonte de erro está relacionada com o processo de medição, que pode subestimar ou superestimar as componentes turbulentas do vento dependendo de sua frequência e até mesmo das vibrações da estrutura geométrica do sensor (CUERVA *et al.*, 2004).

A velocidade do som determinada pode ser encontrada (CAMPBELL SCIENTIFIC, 2009):

$$c = \frac{d}{2} \left[\frac{1}{t_0} + \frac{1}{t_b} \right] \quad (18)$$

O CSAT3 corrige o efeito do vento que sopra perpendicularmente ao caminho do sensor.

A velocidade do som no ar úmido é uma função da temperatura e a umidade e é dada por:

$$C^2 = \gamma_d R_d T_s = \gamma_d R_d T (1 + 0.51q) \quad (19)$$

onde γ_d é a razão entre o calor específico do ar seco à pressão constante e o calor específico à volume constante, R_d é a constante do gás para o ar seco, T_s é a temperatura do sônico, T é a temperatura do ar e q é a umidade específica definida como a razão entre a massa de vapor d'água e a massa total de ar (CAMPBELL SCIENTIFIC, 2009).

A temperatura do sônico, em graus Celsius, é dada por $T_s = \frac{c^2}{\gamma_d R_d} - 273.15$, onde $\gamma_d = 1,4$ e $R_d = 287,04 \text{ J/Kkg}$ (CAMPBELL SCIENTIFIC, 2009).

3.2.2 Controle de qualidade dos dados do anemômetro

O procedimento aplicado para analisar os dados foi adaptado do utilizado por Golzio *et al.* (2019).

1° procedimento: controle de intensidade das componentes do vento, aplicando o limite: 20 m/s para as componentes das velocidades do vento u e v .

2° procedimento: análise da posição de fixação do sensor e padronização das componentes do vento.

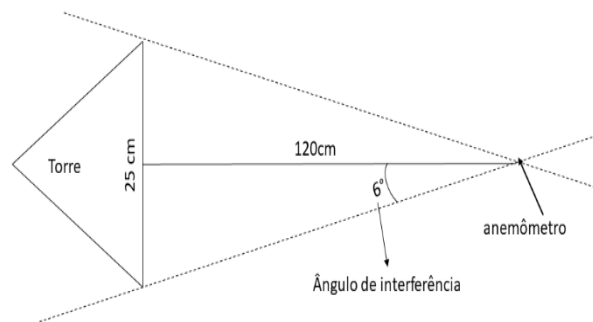


Figura 4: Esquema da geometria da torre, onde o lado da torre mede 25 cm e o braço do anemômetro 120 cm e, aproximadamente, 6° ângulo de interferência para cada lado do anemômetro.

A estrutura da torre interfere em alguns registros do anemômetro sônico. Analisando sua geometria (Figura 4), estimou-se que esses valores estariam em aproximadamente 12° em torno do braço do anemômetro.

3° procedimento: análise da velocidade vertical do vento. Considerou-se o limite de ± 5 m/s (ANGER; KRUSCHE, 2017).

3.2.3 Tratamento dos dados

3.2.3.1 Correção na posição do sensor

No anemômetro (CAMPBELL SCIENTIFIC, 2009), as três componentes do vento são definidas por um sistema de coordenadas ortogonal destro com o sensor fixado no sentido negativo do eixo x (Figura 5) e o sensor calcula a direção, de modo padrão do vento antes do registro.

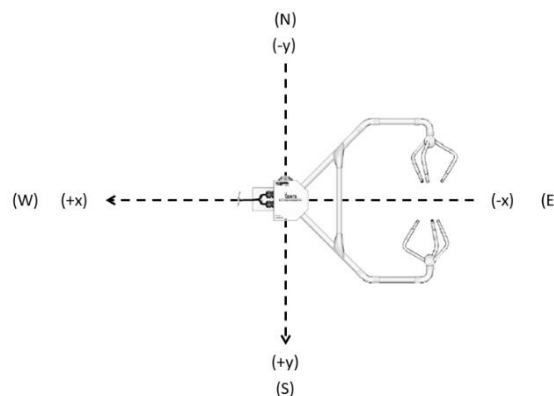


Figura 5: Orientação de fixação dos anemômetros pelo fabricante.

Fonte: Adaptada de Campbell Scientific (2009).

Os anemômetros foram instalados voltados para o sul (+y), fazendo-se necessário uma transformação de coordenadas que resultou na rotação dos eixos originais em $\phi = 90^\circ$ em sentido anti-horário. Assim:

$$\begin{aligned} u_R &= u_m \cos \phi - v_m \sin \phi \\ v_R &= v_m \cos \phi + u_m \sin \phi \end{aligned} \quad (20)$$

sendo u_R e v_R as componentes zonal e meridional do vento no novo eixo de coordenadas e u_m e v_m as variáveis originalmente registradas. Ou seja:

$$\begin{aligned} u_R &= -v_m \\ v_R &= u_m \\ w_R &= w_m \end{aligned} \quad (21)$$

3.2.3.2 Valores de mesoescala

O tratamento dos dados de velocidade zonal e meridional é iniciado com a retirada dos valores de mesoescala de cada período de uma hora dos dados observados e simulados, método utilizado por Oncley, Friehe e Larue (1996), restando apenas as variações de microescala. O método não é aplicado à componente vertical do vento nem na temperatura virtual.

Os registros estão em frequências distintas, no anemômetro em 20 Hz e na simulação em 1 RPM. A fim de solucionar esse problema, encontrou-se o registro do anemômetro para cada intervalo de 1 minuto mais próximo dos valores da simulação, utilizando apenas as componentes do vento.

As componentes zonal, meridional e vertical do vento, assim como a temperatura, foram separadas em partes turbulentas e não turbulentas, empregando o método de Reynolds, conforme as equações descritas anteriormente, utilizando médias com intervalo de 20 minutos (ANGER; KRUSCHE, 2017) e, então, aplicou-se a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov.

As análises foram realizadas após os dados de saída do modelo serem interpolados através da interpolação bilinear para a respectiva latitude e longitude da torre meteorológica e em seguida interpolado para a altura exata dos anemômetros, considerando o ponto de registro de cada variável. Foram removidas as componentes médias do período de uma hora dos ventos zonais e meridionais. Contudo, as saídas

do modelo a cada 10 minutos nos domínios 1, 2, 3 e a cada 1 minuto no domínio com LES e comparadas a 20 registros por segundo feitos pelos anemômetros sônicos.

Considerando a não precisão horária da simulação, comparou-se cada registro de U, V e W com o restante dos observados após o controle de qualidade e remoção da região com interferência da estrutura da torre. Para tal, determinou-se o tempo com maior aproximação (d) entre os valores simulados (U_s , V_s , W_s) e observados (U_o , V_o , W_o), utilizando a equação:

$$d = \sqrt{(U_o - U_s)^2 + (V_o - V_s)^2 + (W_o - W_s)^2} \quad (22)$$

3.3 Simulação numérica

Para desenvolver esta pesquisa, foi utilizada a versão 4.0 do modelo atmosférico de mesoescala *Weather Research and Forecasting* (WRF), com o núcleo dinâmico de processamento designado *Advanced Research WRF* (ARW), lançada em 2018 e instalada no cluster Gauss do Centro Nacional de Supercomputação, na Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

O modelo atmosférico de mesoescala WRF, utilizado em diversos trabalhos, tem o núcleo dinâmico de processamento, designado *Advanced Research WRF* (ARW). Trata-se de um modelo não hidrostático de previsão numérica de tempo e clima criado por uma série de universidades, institutos de pesquisa e agências governamentais tanto para fins de pesquisa quanto operacionais, com código livre e eficiente tanto em ambiente paralelo de supercomputadores quanto em computador pessoal. É um modelo muito flexível, podendo ser usado em aplicações de diferentes escalas espaciais, desde escalas globais até simulações de eventos locais.

O sistema de modelagem do WRF compreende diversos componentes, os principais são: o pré-processamento, o *WRF Preprocessing System* (WPS), a inicialização do WRF através do programa *real.exe*, a execução do WRF e o pós-processamento. Neste trabalho, foi feito pela pesquisadora utilizando o software *gnu octave*, onde as variáveis são discriminadas, porém, algumas, como temperatura, precisam ser calculadas conforme o manual (NCAR, 2019), mas pode ser realizado de forma automática através do *ARWpost*.

O WPS é um conjunto de três subsistemas que prepara os dados de entrada para a simulação: geogrid, ungrib e metgrid. O geogrid define o domínio do modelo e

interpola os dados terrestres para as grades. O ungrib extrai os campos meteorológicos do formato GRIB (V1 e V2) necessários para gerar as condições iniciais e de fronteira do modelo. O metgrid interpola horizontalmente os campos meteorológicos extraídos pelo ungrib para as grades do modelo definida pelo geogrid. O trabalho de interpolar verticalmente os campos do WRF é feito dentro do programa real (WANG *et al.*, 2009).

O WRF é responsável pela execução do modelo propriamente dito. Esse núcleo dinâmico resolve as equações de Euler não-hidrostáticas, numa atmosfera totalmente compressível, em coordenada vertical que segue o terreno e integração no tempo.

A seguir são apresentadas as equações governantes resolvidas pelo modelo, sua discretização espacial e o esquema de integração no tempo, bem como as parametrizações físicas utilizadas para a realização das simulações.

3.3.1 Equações governantes

Todos os cálculos executados pelo WRF para simular as condições atmosféricas são baseados em um conjunto de equações que controlam o comportamento da atmosfera. Em vista disso, são utilizadas as equações não-hidrostáticas de Euler para caracterizar as propriedades conservativas do fluido, usando as coordenadas verticais de pressão hidrostática (LAPRISE, 1992). Esse sistema de equações diferenciais parciais não pode ser resolvido analiticamente, a menos que várias aproximações sejam feitas e, mesmo assim, a capacidade de representar fenômenos reais seria praticamente nula, sendo as equações aplicáveis somente a situações idealizadas. Considerando que $\mu(x, y)$ representa a massa de ar por unidade de área nas coordenadas (x, y) do domínio do modelo e que $\mathbf{v} = (u, v, w)$ define a variável $\mathbf{V} = \mu\mathbf{v}(U, V, W)$, onde U , V e W são as densidades de momento em cada direção, dessa forma, as equações da conservação da quantidade de movimento são definidas na forma diferencial como:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} + \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial x} &= F_U \\ \frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} + \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial y} &= F_V \end{aligned} \tag{23}$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V}_W) - g \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu \right) = F_W$$

E a conservação da energia termodinâmica torna-se:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V} \theta) = F_\theta \quad (24)$$

Para a conservação da massa, tem-se:

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (25)$$

Tendência do geopotencial:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{\mu} [(V \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (26)$$

onde θ é a temperatura potencial; $\Phi=gz$ é o geopotencial; p é a pressão; $\alpha=1/\rho$ é o volume específico; $\gamma=c_p/c_v \cong 1,4$ é a razão entre os calores específicos para o ar seco; R_d é a constante do gás para o ar seco; e p_0 é a pressão de referência (tipicamente 1000 hPa). Os termos da direita da equação 23, F_U , F_V , F_W e F_θ , representam as forçantes resultantes da física do modelo, mistura turbulenta, projeções esféricas e rotação da terra.

O sistema utilizado no WRF possui termos que levam em conta o efeito da força de Coriolis, a umidade do ar e a projeção cartográfica que está sendo utilizada (WANG *et al.*, 2009). Além disso, as equações diferenciais parciais são reescritas usando variáveis de perturbação, com o objetivo de reduzir erros de truncamento e arredondamento nos cálculos dos gradientes de pressão horizontal e vertical, respectivamente. Essas novas variáveis (denotadas por α') representam desvios em relação ao equilíbrio hidrostático que é utilizado como referência (denotados por $\bar{\alpha}$). Basicamente, a representação para uma variável qualquer é $\alpha = \bar{\alpha} + \alpha'$. Dessa forma, $p = \bar{p}(z) + p'$; $\phi = \bar{\phi}(z) + \phi'$; $\alpha = \bar{\alpha}(z) + \alpha'$; e $\mu_d = \bar{\mu}_d(x, y) + \mu'_d$. Visto que as superfícies da coordenada η são geralmente não horizontais, os termos $\bar{p}$, $\bar{\phi}$ e $\bar{\alpha}$ são funções de (x, y, η) .

3.3.2 Discretização espacial

O sistema de coordenadas verticais utilizado pelo modelo WRF é denominado *eta* (η) e é expresso por:

$$\eta = \frac{(p_h - p_{ht})}{\mu} \quad (27)$$

onde μ representa a diferença entre a pressão hidrostática na superfície e a pressão hidrostática no topo da camada.

$$\mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (28)$$

e onde p_h é a componente hidrostática da pressão, p_{hs} é a componente hidrostática da pressão na superfície e p_{ht} é a componente hidrostática da pressão no topo da camada.

Cada nível vertical é definido por um valor discreto da coordenada η , determinada em relação à componente hidrostática de pressão, proporcional à massa da coluna de ar que se estende desde o nível dado até a fronteira superior do modelo, dividida pela massa em toda a coluna (LAPRISE, 1992). Próximo ao solo, as superfícies η seguem a topografia do terreno, enquanto, na atmosfera superior, tendem a aproximar-se das superfícies isobáricas. Dessa forma, diante de grandes variações topográficas, a coordenada se adapta ao contorno do terreno, o que não ocorre se o modelo utilizar a coordenada z . Conforme mostra a Figura 1, η assume o valor zero no topo da atmosfera e a unidade na superfície terrestre.

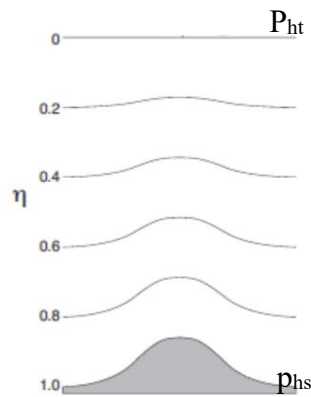


Figura 6: Coordenada vertical η utilizada pelo modelo e as pressões hidrostáticas p_{hs} (superfície) e P_{ht} (topo da camada).

O modelo WRF utiliza uma grade do tipo C de Arakawa (ARAKAWA; LAMB, 1977), em que as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas no centro dos pontos de grade, enquanto que as componentes u , v e w do vento ocupam pontos intermediários, conforme indicado na Figura 7. Os índices (i, j) para o plano horizontal e (i, k) para o plano vertical indicam as posições das variáveis, sendo $(x, y, \eta) = (i\Delta x, j\Delta y, k\Delta \eta)$. As distâncias entre os pontos de grade Δx e Δy são idênticas na formulação do modelo (as variações associadas a diferentes projeções na esfera são determinadas pelo fator de mapa m). O espaçamento vertical $\Delta \eta$ pode ser especificado pelo usuário para a região de integração, através da quantidade de níveis utilizados.

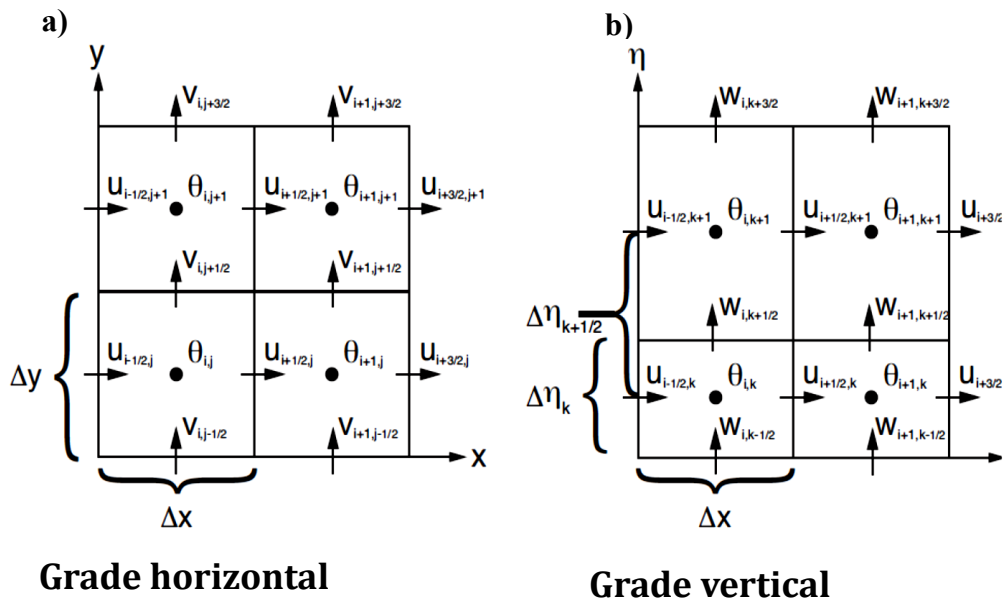


Figura 7: Esquema da grade de Arakawa e Lamb utilizada para os cálculos de interação do modelo WRF: a) representa a grade horizontal, onde são considerados Δx e Δy . b) representa a grade vertical onde são consideradas a coordenada vertical η e Δx .

3.3.3 Discretização temporal

Os modos lentos e de baixa frequência são integrados utilizando o método de Runge Kutta de terceira ordem. Já os modos acústicos de alta frequência são integrados com menor espaço de tempo para manter a estabilidade numérica. A propagação horizontal dos modos acústicos e as ondas de gravidade são integradas usando o método de integração “*forward-backward*” e a propagação vertical das ondas acústicas e oscilações flutuantes são integradas utilizando um esquema implícito (passo de tempo acústico) (WANG *et al.*, 2009). Definindo as variáveis prognósticas

como $\Phi = (U, V, W, \theta, \phi', \mu', Q_m)$ e o modelo de equações como $\Phi_t = R(\Phi)$, o método de Runge-kutta 3 (RK3) integra a solução de $\Phi(t)$ até $\Phi(t + \Delta t)$ em três passos:

$$\begin{aligned}\Phi^* &= \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \\ \Phi^{**} &= \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \\ \Phi^{t+\Delta t} &= \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**})\end{aligned}\tag{29}$$

onde Δt é o passo de tempo das ondas de baixa frequência. Os termos $\Phi(t)$ são as derivadas em relação ao tempo das variáveis e $R(\Phi)$ são os demais termos nessas equações.

Apesar de esse esquema ser denominado de terceira ordem, sua precisão é de terceira ordem apenas para termos lineares, sendo de segunda ordem para os termos não-lineares das equações. A técnica completa de integração consiste em dois laços principais aninhados. No laço interno, procede-se a integração dos modos acústicos e se avança as variáveis U , V , μ_d , Q , W e F . No laço externo, calcula-se o transporte de campos escalares (usando as médias temporais de U , V e W durante todo o passo acústico) e, também, p' e α' através de relações prognósticas, considerando os processos de precipitação em larga escala. Por fim, atualizam-se as variáveis, tudo isso ocorrendo a cada passo de tempo (WANG *et al.*, 2009).

3.3.4 Física do modelo

Os processos físicos com escalas espaciais menores que o espaçamento da grade do modelo (processos de sub grade) não podem ser representados pelas leis termo-hidrodinâmicas na sua forma fundamental. Esses processos são resolvidos pelo WRF através de esquemas de parametrizações, os quais são fórmulas alternativas simplificadas para incluir os termos associados aos fluxos turbulentos de momento, calor e umidade. As parametrizações são implementadas em módulos separados, organizadas em cinco blocos principais: (i) microfísica de nuvens; (ii) convecção; (iii) camada limite planetária; (iv) processos de radiação; e (v) interação solo-superfície (SKAMAROCK *et al.*, 2008).

Todo fluxo turbulento são tridimensionais e instáveis com uma grande variação na escala de movimento. Essas características geram um problema primário para os

modelos numéricos, que é o tamanho do domínio computacional, que deve ser, pelo menos, uma ordem de magnitude maior do que a escala atribuída à energia turbulenta, enquanto a malha computacional deve ser refinada o suficiente para resolver a menor escala dinâmica (*the kolmogorov micro-escale*) para garantir a acurácia da simulação (ZHIYIN, 2015).

A melhor aproximação para simulação de fluxos turbulentos seria a denominada “simulação numérica direta”, para a qual todas as equações de Navier Stokes são resolvidas numericamente utilizando uma malha muito fina, a fim de capturar todas as escalas de valores do fluxo turbulento (do menor ao maior). Isso gera um enorme custo computacional e até hoje só pode ser aplicado para fluxos com número de Reynolds baixos (ZHIYIN, 2015).

Zhiyin (2015) destaca, ainda, que para reduzir o custo computacional, muitos modelos interessados apenas no movimento estável dos fluidos desconsideram o fluxo instantâneo através de uma aproximação denominada variação de Reynolds Navier-Stokes. Assim, somente as quantidades médias são resolvidas, enquanto todos os movimentos de fluxo turbulento instantâneo são simulados pela turbulência do modelo. Esse método descarta o comportamento transitório dos fluxos, falhando, muitas vezes, em prever seu comportamento e transição. A fim de solucionar esse problema, Smagorinsky, em 1963, desenvolveu o LES, uma alternativa de aproximação que não utiliza o método convencional de tempo ou média de conjunto. No LES, os movimentos de larga escala do fluxo turbulento são calculados diretamente.

O LES é uma técnica intermediária entre a simulação direta de fluxos turbulentos e a solução das equações médias de Reynolds. No LES, os cálculos do transporte e da transferência de energia são realizados com precisão e somente os fenômenos de menor escala de turbulência são parametrizados. Esses tendem a ser mais homogêneos e universais e serem menos afetados pelas condições de fronteira quando comparados aos de maiores escalas.

Dessa forma, o LES baseia-se na definição de uma operação de filtragem, onde essa variável é definida por (PIOMELLI, 1996) :

$$\bar{f}(\vec{x}) = \int_D f(\vec{x}') G(\vec{x}, \vec{x}') d\vec{x}' \quad (30)$$

onde D é o domínio e G a função de filtragem que determina o tamanho e a estrutura das pequenas escalas.

Ao aplicarmos a função acima nas equações governantes para o fluxo de um fluido newtoniano incompressível, obtém-se a equação filtrada do movimento, ou seja:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}_l}{\partial x_l} &= 0 \\ \frac{\partial \bar{u}_l}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{u}_l \bar{u}_k)}{\partial x_k} &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_l} - \frac{\partial \tau_{lk}}{\partial x_k} + \nu \frac{\partial^2 \bar{u}_l}{\partial x_l \partial x_k} \end{aligned} \quad (31)$$

Aqui, $\bar{u}_i$ são as velocidades resolvidas; com $l, k = 1, 2, 3$ representando as componentes do vento; zonal u , meridional v e vertical w , respectivamente; $\bar{p}$ é a pressão resolvida; ρ é a densidade resolvida; e $\tau_{lk} = (\overline{u_l u_k} - \bar{u}_l \bar{u}_k)$ representa o efeito de pequenas escalas e denomina-se escala de subgrade (ESG) parametrizada.

Se a velocidade turbulenta $u'_l = u_l - \bar{u}_l$ é conhecida, a perturbação em ESG pode ser decomposta em três partes (LEONARD, 1975)

$$\tau_{lk} = (\overline{u_l u_k} - \bar{u}_l \bar{u}_k) = L_{lk} + C_{lk} + R_{lk} \quad (32)$$

onde $L_{lk} = \overline{u_l u_k} - u_l u_k$ é a perturbação de Leonard, $C_{lk} = \overline{\bar{u}_l u'_k} + \overline{u'_l \bar{u}_k}$ é o termo cruzado e R_{lk} é a perturbação de Reynolds.

A perturbação de Leonard representa a interação entre as escalas resolvidas e resultam em contribuições entre as ESG. Os termos cruzados representam interações entre escalas resolvidas e não resolvidas e a perturbação de Reynolds representa interações entre pequenas escalas não resolvidas.

A energia, provavelmente, é o fenômeno mais importante que interage entre as escalas, desde a micro até a macro, e por isso deve ser representada com máxima acurácia entre as escalas resolvidas e não resolvidas. Para entender melhor essa interação, Leonard (1975) considera a equação de transporte $\bar{q}^2 = \overline{u_l u_l}$, com o dobro da energia total resolvida (média e variável):

$$\frac{\partial \bar{q}^2}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{q}^2 \bar{u}_k)}{\partial x_k} = -2 \frac{\partial (\bar{p} \bar{u}_k)}{\partial x_k} + \frac{\partial}{\partial x_k} \left(\nu \frac{\partial \bar{q}^2}{\partial x_k} \right) - 2 \frac{\partial (\tau_{lk} \bar{u}_l)}{\partial x_k} - 2 \nu \frac{\partial \bar{u}_l}{\partial x_k} \frac{\partial \bar{u}_l}{\partial x_k} + 2 \tau_{lk} \bar{S}_{lk} \quad (33)$$

onde $\bar{S}_{lk}$ é a taxa de deformação do campo resolvido de velocidade.

As equações descritas acima são resolvidas para um volume definido, como,

por exemplo, uma célula de grade, ocorrendo uma troca de energia entre a escala não resolvida e seu entorno através de diversos mecanismos. Os termos de advecção e difusão não criam ou destroem a energia resolvida, eles são responsáveis pela redistribuição da mesma entre os volumes adjacentes.

Já os dois últimos termos da equação 39 representam, respectivamente, a energia resolvida perdida através da dissipação viscosa na escala resolvida e a troca efetiva de energia entre as escalas resolvidas e não resolvidas. O somatório dos termos de ESG de difusão e dissipação representam a energia total transferida entre as escalas de dimensões variadas.

Ao ativar a opção para simulações de grandes turbilhões, o modelo utiliza uma abordagem para resolver diretamente as equações de movimento dentro da camada limite atmosférica, utilizando as equações de Navier-Stokes para simular os grandes turbilhões. Utilizando o modelo WRF como um modelo LES, evita-se qualquer parametrização de CLA. Sem as parametrizações de CLA, a resolução espacial deve ser alta o suficiente para garantir que redemoinhos turbulentos sejam calculados em escalas pequenas o suficiente para transportar com precisão o calor e o momento e, assim, criar a camada limite atmosférica.

Para representar movimentos em ESG, usamos um esquema de fechamento bem conhecido, no qual uma equação prognóstica para a turbulência em ESG para energia cinética (ECT) é resolvida.

O modelo adiciona nas equações prognósticas para temperatura e momento, respectivamente, termos de turbilhão de calor e de fluxo de momento na equação ECT, o que é consistente com a formulação de fluxo de calor e momento na superfície. Por exemplo, para o caso de fluxo seco plano e horizontalmente homogêneo, a equação ECT (ou seja, todas as derivadas horizontais são negligenciadas).

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial U}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial V}{\partial z} + \frac{g}{\bar{\theta}} \overline{w'\theta'} - \frac{\partial \left[w' \left(e + p'/\rho \right) \right]}{\partial z} - \varepsilon \quad (34)$$

onde $e = \frac{(u'^2 + v'^2 + w'^2)}{2}$; (u', v', w') é a velocidade de saída no volume médio da grade (U, V, W) ; θ' e p' temperatura potencial e pressão, respectivamente, dos seus volumes médios da grade; e ε é a taxa de dissipação.

Em simulações aninhadas, se a resolução de qualquer um dos domínios internos for inferior a 100 m, esse domínio deve ser realmente resolvido no modo LES.

Nessa resolução, o modelo deve ser capaz de resolver os turbilhões mais energéticos responsáveis pela mistura dentro da camada limite, portanto, a parametrização da camada limite nesse caso não é necessária. Nesse modo, os níveis verticais são comuns para todos os domínios, a altura do primeiro nível do modelo selecionado para o domínio mais externo define também o nível da primeira camada do modelo para todos os domínios internos, mesmo se suas resoluções horizontais forem uma ordem de magnitude menor. O fato de que a resolução do modelo vertical é a mesma para todos os domínios limita significativamente a altura mínima acima do solo do primeiro nível do modelo.

O LES modela a camada limite utilizando simulação de grandes turbilhões e está disponível a partir da versão 3. Para essa, no *namelist.input* deve-se configurar o *bl_pbl_physics* = 0, *isfflx* = 1, e selecionar *sf_sfclay_physics* e *sf_surface_physics*. O LES usa difusão para mistura vertical e deve usar *diff_opt* = 2 e *km_opt* = 2 ou 3.

No modelo WRF, a camada superficial é considerada a primeira camada vertical e os fluxos superficiais de momento, calor e umidade são calculados como (NCAR, 2019):

$$\begin{aligned}\tau &= \rho u_*^2 = \rho C_d^2 \\ H &= -\rho C_p u_* \theta_* = -\rho C_p C_h U (\theta_a - \theta_g) \\ LH &= L_e \rho C_q u_* q_* = L_e m \rho C_q U (q_g - q_a)\end{aligned}\tag{35}$$

onde θ_a e θ_g são as temperaturas potenciais da superfície do ar e do solo, respectivamente; q_a e q_g são a umidade específica saturada do ar na camada de superfície e na superfície do solo, respectivamente; C_d , C_h e C_q são os coeficientes de transferência de massa adimensionais para momento, calor e umidade, respectivamente; L_e é a última etapa da vaporização; e m é a disponibilidade de umidade.

O cálculo do fluxo depende também do esquema de superfície, já que as variáveis de temperatura do solo e umidade são calculadas pelo esquema de superfície. O modelo de superfície terrestre do NOAH (NCAR, 2019) é usado para calcular essas variáveis. A velocidade de atrito é calculada a partir das funções de velocidade e estabilidade do vento. O esquema da camada superficial Eta (JANJIC, 1996, 2002 apud NCAR, 2019) inclui parametrizações de uma subcamada viscosa sobre a água, a subcamada viscosa é parametrizada explicitamente de acordo com

Janjic (1994). Sobre a terra, os efeitos das subcamadas viscosas são levados em consideração por meio de alturas de rugosidade e variáveis para temperatura e umidade. Esse esquema de camadas de superfície é compatível apenas com o esquema de CLP de Mellor-Yamada-Janjic e para a região deste estudo foi o melhor para os domínios com a parametrização de camada limite desligada.

3.3.5 Condições iniciais e de fronteira para as simulações

Os dados utilizados para inicializar o modelo foram os campos gerados pelos dados de análise do modelo global GFS, do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), com resolução espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ com resolução temporal de 6 horas, disponível em: <<https://rda.ucar.edu>>.

3.3.5.1 Configuração física do modelo

Os dados de terreno, vegetação e solo, com resolução de 30 segundos, são usados para definir as fronteiras da superfície estática no modelo.

A microfísica de nuvem usada para simulações foi a de Thompson *et al.* (2008), na qual a água da nuvem se condensa apenas quando o vapor d'água ultrapassa o limite de saturação, que é determinado usando a aproximação polinomial, adequado para simulações de alta resolução. O esquema de superfície terrestre utilizado considera quatro camadas de solo desenvolvido pelos Centros Nacionais de Previsão Ambiental, Universidade Estadual de Oregon, Força Aérea e Laboratório de Pesquisa Hidrológica (NOAH). O esquema de radiação de onda longa e de ondas curtas utilizado foi o RRTMG (NCAR, 2019).

O esquema da camada limite planetária utilizado nos domínios 1, 2 e 3 foi Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) (`bl_pbl_physics = 2`), que é um esquema de prognóstico de energia cinética turbulenta com mistura vertical local. É uma versão modificada do antigo esquema ETA do modelo MM5 (JANJIC, 1994). Na referida versão, a camada limite planetária é determinada a partir da ECT, onde seu topo é definido para valores menores que $0,2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. Nos domínios 4 e 5, essa parametrização é desligada (`bl_pbl_physics = 0`), fazendo com que o WRF utilize o *Large-eddy-simulation* (LES), onde praticamente todos os fluxos naturais existentes são turbulentos.

3.3.5.2 Aplicação do modelo

Para desenvolver este trabalho foi realizada uma simulação para todo o mês de fevereiro de 2015, com 6 horas de tempo de relaxamento, utilizando-se como condições iniciais e de fronteira as análises das 00, 06, 12 e 18 UTC dos dados do GFS-NCEP. O primeiro estudo foi realizado com três grades aninhadas (Figura 8) e saída a cada 10 minutos: a primeira grade com 100 x 100 pontos, centrada em $-32,07^\circ$ e $-52,16^\circ$ de latitude e longitude, respectivamente, a segunda com 106 x 106 pontos e a terceira com 97 x 97 pontos. O espaçamento da grade do domínio maior foi de 4,86 x 4,86 km, reduzindo na proporção de 3 até a grade de 0,54 x 0,54 km no domínio menor e 47 níveis na vertical em todos os domínios e topo do modelo em 150 hPa.

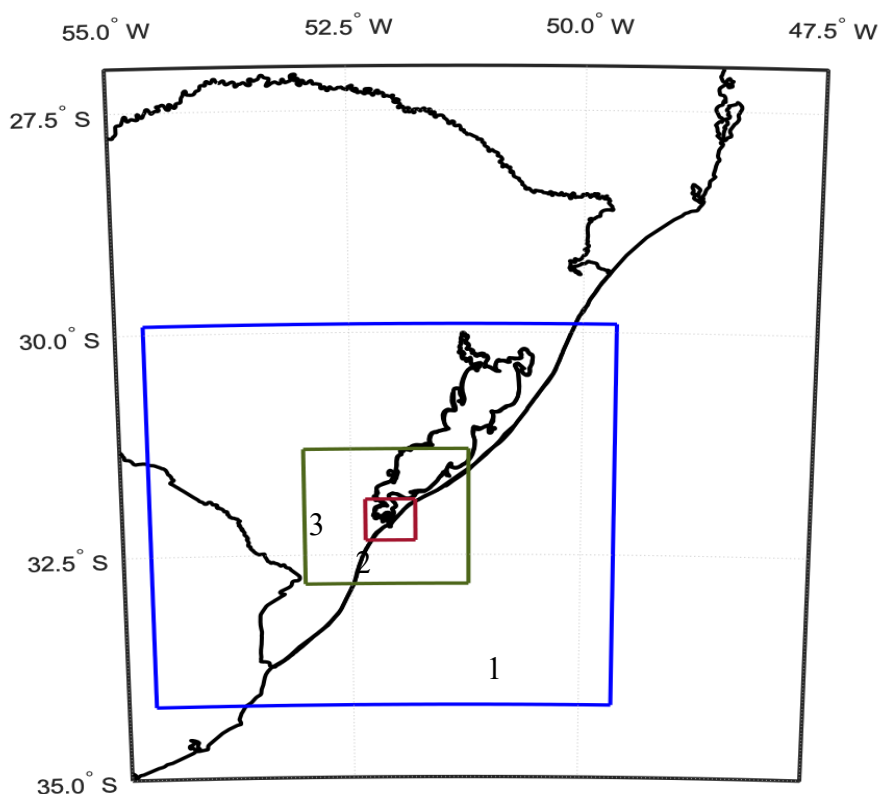


Figura 8: Configuração de localização e tamanhos dos domínios 1, 2 e 3 aninhados.

As variáveis analisadas foram interpoladas dos dados simulados para a localização da torre meteorológica onde foram feitas as observações.

Foram realizadas mais quatro simulações adicionando 2 grades no domínio anterior, para os dias 1 e 7 de fevereiro de 2015, para cada dia com 47 e com 83 níveis na vertical em cada domínio. O quarto e o quinto domínio, com 100 x 100 pontos

de grade cada e com 180 m e 60 m, respectivamente, de espaçamento entre os pontos com configuração LES para os dois domínios.

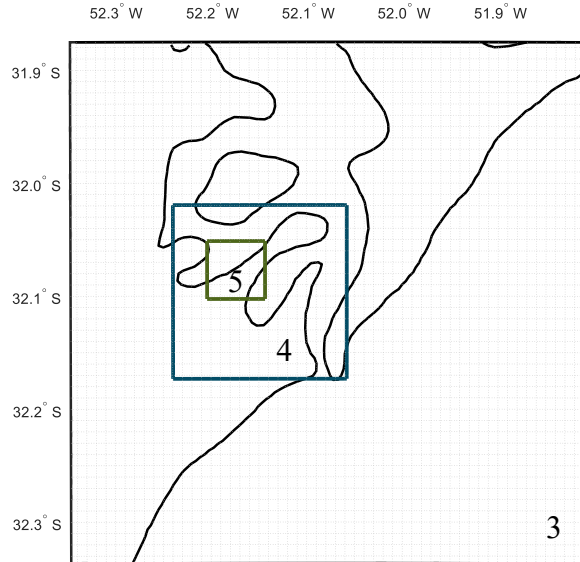


Figura 9: Configuração de localização e tamanhos dos domínios 3, 4 e 5 aninhados.

3.4 Análise de erros

A habilidade do modelo em representar as variáveis foi analisada através das séries temporais, do viés, do coeficiente de correlação (COR), do erro médio absoluto (*Mean Absolute Error* – MAE), da raiz quadrada do erro médio quadrático (*Root Mean Squared Error* – RMSE), do erro relativo absoluto (*Relative Absolute Error* – RAE) e da raiz quadrada do erro relativo (*Root Relative Squared Error* – RRSE) entre os dados simulados e observados para o ponto da torre meteorológica.

O coeficiente de correlação de Pearson (r), ou apenas coeficiente de correlação, mostra a relação linear entre duas variáveis. Com isso, esse valor varia estritamente entre -1 e 1 , sendo:

$$r = \frac{\sum (x_i - \bar{x}) (y_i - \bar{y})}{\sqrt{(\sum (x_i - \bar{x})^2)(\sum (y_i - \bar{y})^2)}} \quad (36)$$

onde x_i o valor observado, $\bar{x}$ o valor médio observado, y_i o valor simulado e $\bar{y}$ o valor médio simulado.

Quanto mais próximo de zero os valores de r estão, a relação é basicamente

inexistente. E quanto mais próximo aos extremos, a relação é muito forte, sendo, no caso negativo, uma relação muito forte inversa (WILKS, 1995).

A métrica MAE é a média dos erros cometidos pelo modelo de previsão durante uma série de execuções, mas não leva em conta se o erro foi superestimado ou subestimado. Calcula-se pelo somatório do módulo da diferença entre o valor da previsão e do valor da observação e divide-se pelo número de valores registrados:

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{l=1}^N |x_l - y_l| \quad (37)$$

sendo x_l o valor observado e y_l o valor simulado.

A métrica RMSE é uma medida da diferença entre os valores previstos pelo modelo e os valores observados a partir do ambiente que está sendo modelado. Como eleva-se ao quadrado a diferença entre os valores previstos e observados, mede a habilidade de prever extremos. Também, será sempre um valor positivo. O valor zero indica uma previsão perfeita e esse valor aumenta conforme aumenta a diferença entre valores da simulação e observação (WILKS, 1995).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{l=1}^N (x_l - y_l)^2} \quad (38)$$

sendo x_l o valor instantâneo observado e y_l o valor instantâneo simulado.

A métrica RAE, segundo Rezende (2003), é o erro absoluto total, é uma forma de medir o desempenho de um modelo. Como em todas as mensurações de erro, valores mais baixos significam maior precisão do modelo, com o valor próximo de zero temos o modelo estatisticamente perfeito. O cálculo é realizado de acordo com a equação:

$$RAE = \frac{\sum_{l=1}^N |x_l - y_l|}{\sum_{l=1}^N |x_l - \bar{x}_l|} \quad (39)$$

sendo x_l o valor instantâneo observado e y_l o valor instantâneo simulado.

A métrica RRSE pode ser interpretada como a raiz do erro quadrático das previsões em relação a um modelo simples que prevê a média (REZENDE, 2003).

$$RRSE = \sqrt{\frac{\sum_{l=1}^N |x_l - y_l|^2}{\sum_{l=1}^N |x_l - \bar{x}_l|^2}} \quad (40)$$

sendo x_l o valor instantâneo observado e y_l o valor instantâneo simulado.

O valor do coeficiente de correlação varia entre -1 e 1. Quando o coeficiente vale 1, significa que a correlação linear entre as variáveis é perfeita; e -1 significa que é perfeita negativa. Também é possível dizer que as variáveis são correlacionadas, mas nesse caso, quando o valor de uma variável aumenta, o da outra diminui. Se o coeficiente for zero, significa que as variáveis não dependem linearmente uma da outra.

RMSE e MAE expressam a magnitude do erro médio do modelo em relação aos dados observados, retornando resultados de zero a infinito, e quanto mais próximo de zero melhor o resultado da simulação. Uma particularidade do RMSE é que os erros são elevados ao quadrado antes de ter a média calculada, assim, pesos diferentes são atribuídos à soma e, conforme os valores de erros, o índice do RMSE aumenta consideravelmente. O ideal seria o RMSE menor que o MAE. Para simulações reais, o RMSE será sempre maior, para erros uniformes serão iguais, e, quando existem valores fora da curva, o RMSE será duas vezes maior que o MAE (CHAI; DRAXLER, 2014). Normalmente, os valores RAE ou RRSE enquadram-se na faixa entre zero e um, os melhores valores correspondem a valores próximo a zero.

4 RESULTADOS

Primeiro foi necessário definir os dados que seriam usados, sendo que os melhores registros dos anemômetros estão em 2014 até os primeiros meses de 2015. O primeiro mês completo com disponibilidade dos dados de entrada para o modelo com resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ é o mês de fevereiro de 2015, definido, assim, o mês a ser trabalhado. Então, foi feito um controle de qualidade dos dados medidos, retirando valores extremos, intervenção da estrutura e identificação de outros erros. Serão apresentadas cinco simulações, uma mensal com três domínios e dois estudos de caso dos dias 01 e 07, dias que tiveram os menores erros de registros detectados no controle de qualidade. Avaliou-se a representação da área da cidade pelo modelo, as componentes zonal, meridional e vertical do vento, além da temperatura virtual, concluindo com uma avaliação do LES para essas simulações. Avaliou-se, ainda, as demais variáveis: velocidade de atrito, fluxo de calor sensível e parâmetro de estabilidade.

4.1 Controle de qualidade das observações

São apresentados aqui os resultados do controle de qualidade dos dados registrados pelo anemômetro no mês de fevereiro de 2015. O controle de qualidade foi realizado para ambos os anemômetros posicionados nas alturas de 20 e 28 metros durante o mês de fevereiro de 2015. Para esse período, o total de dados para a frequência de 20Hz resulta no conjunto de 48384000 registros.

Devido à posição estratégica da torre, foi necessária a retirada de valores que sofreram a interferência da estrutura metálica através do bloqueio físico e pela sombra projetada sobre os equipamentos fixados na mesma. Foram utilizados os seguintes métodos estatísticos para ambas as alturas: limites absolutos, desvio padrão, curtose e assimetria.

Para a altura de 20 metros foram descartados 1539410, representando 3,18% do total de dados. Na maior parte do mês (19 dias), os valores diários descartados não ultrapassam os 2%, sendo que em sua maioria (14 dias) esses valores percentuais ficam bem próximos à zero. O destaque fica para os dias 11 e 20, quando aproximadamente 25% dos valores foram descartados. Esses erros na captação dos dados podem estar relacionados à sensibilidade do anemômetro. Nos dias 9 e 10,

provavelmente, fenômenos meteorológicos geraram interferência ou erros na captação de dados pelos sensores, já que ambos registraram erros anômalos.

Para a altura de 28 metros, 277199 dados, cerca de 0,57% do total, foram excluídos. A quantidade percentual de valores diários descartados não ultrapassa 6%, e durante 21 dias o valor é bem próximo a zero. Destaca-se uma diferença de sensibilidade entre os sensores, embora ambos os anemômetros sejam do mesmo fabricante e estejam posicionados na mesma direção e sentido, variando somente sua altura.

A Figura 10 apresenta os registros diários desses dados excluídos. O controle de qualidade para as componentes do vento zonal e meridional para ambas as alturas está demonstrado nas figuras abaixo. A Figura 11 mostra o total de registros a 20 m da velocidade horizontal e a Figura 12 o total de registro a 28 metros.

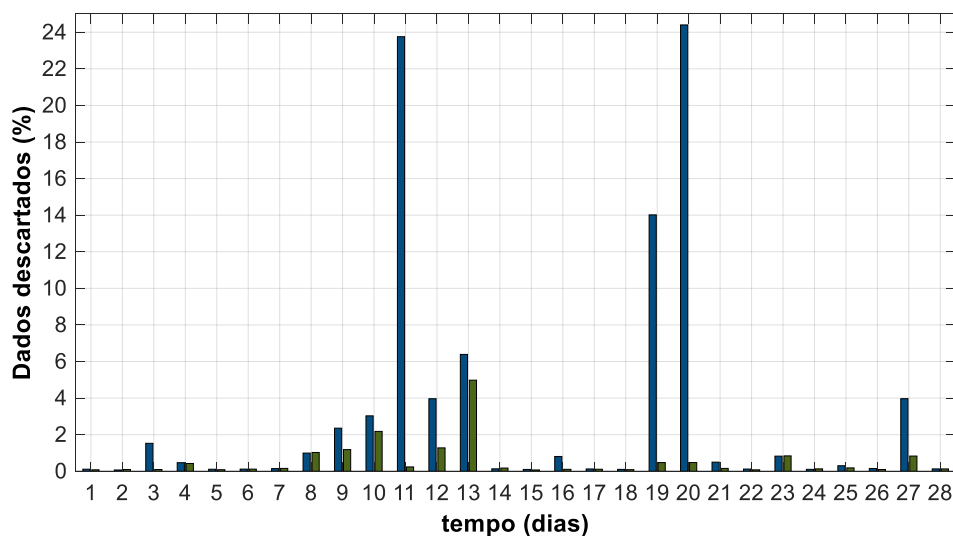


Figura 10: Dados descartados durante os processos de controle de qualidade, por interferência da estrutura nos registros e erros gerados por falha no registro no *datalogger*.

Os gráficos mostram a dispersão nas componentes com intensidade de até 15 m/s nas duas direções. Nota-se que a maior quantidade de pontos está à nordeste, corroborando com os dados encontrados por Braga e Krusche (2004).

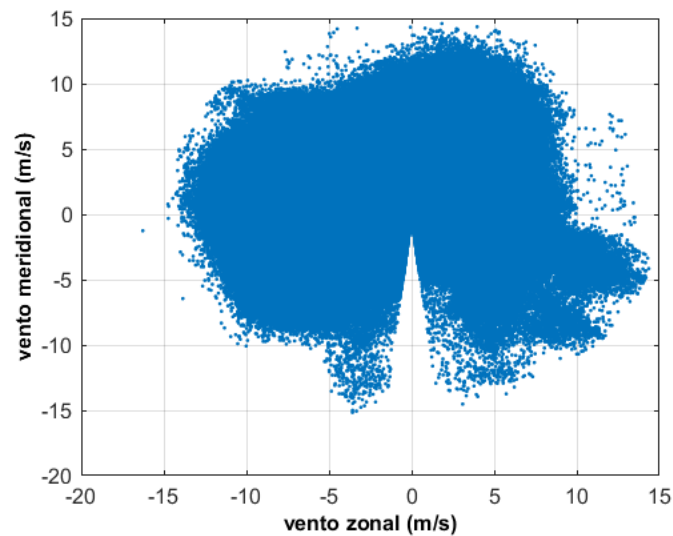


Figura 11: Total de registros a 20 m da velocidade horizontal do vento pós controle de qualidade e retirada da sombra da torre.

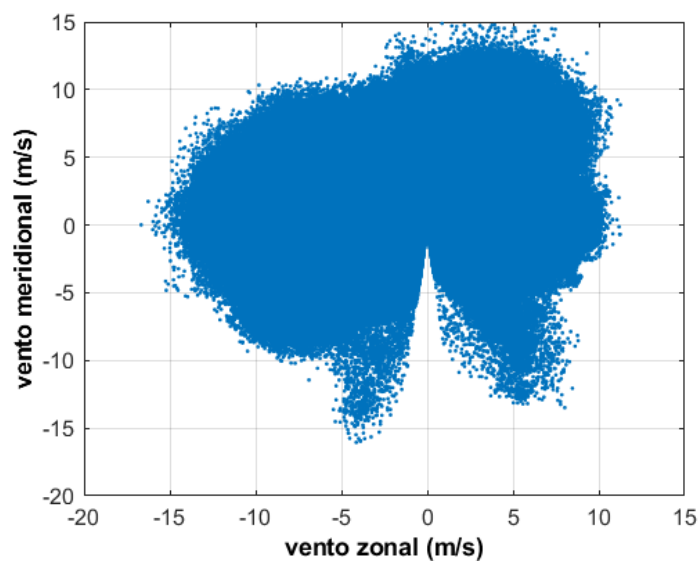


Figura 12: Total de registros a 28 m da velocidade horizontal do vento pós controle de qualidade e retirada da sombra da torre.

4.2 Representação do terreno nos domínios do modelo

Os primeiros resultados do modelo são a identificação da presença de terra (área em branco) ou água (área em azul) em cada ponto de grade. Essa saída está nos mesmos pontos das velocidades verticais do vento e é considerada para todas as variáveis da grade. Para isso, observou-se a saída dos cinco domínios, sendo eles com distância entre os pontos de 4860 m, 1620 m, 540 m, 180 m e 60 m,

respectivamente.

A Figura 13 apresenta o domínio 1, onde nota-se que a cidade, sendo banhada pela Laguna dos Patos, tem alguns pontos de grade fora da área terrestre. Mesmo com o centro da grade localizado dentro da cidade, a quantidade de pontos em terra é muito pequena, havendo apenas um local com registro das variáveis termodinâmica e velocidade vertical do vento, já os ventos zonais e meridionais são medidos fora da área marcada pelo mapa. Na região do canal do porto e na praia, observa-se mais locais de registro.

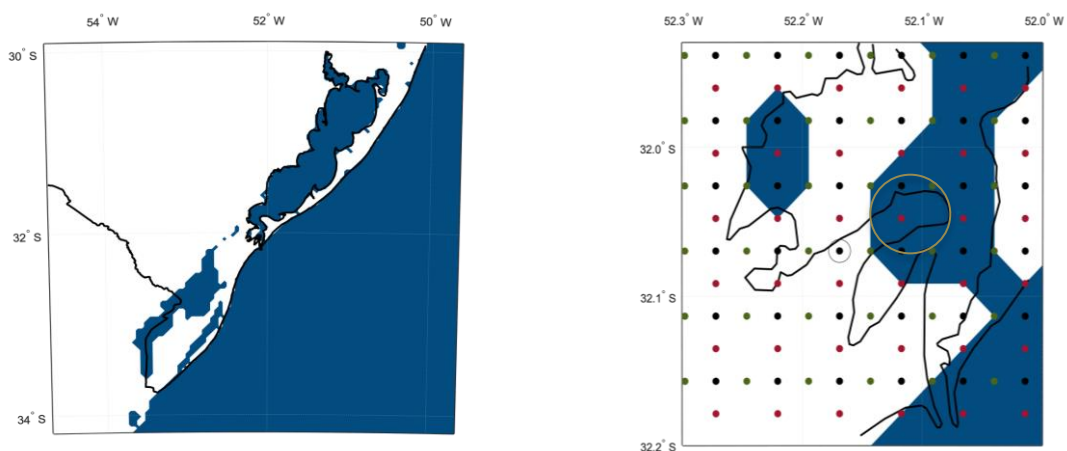


Figura 13: (a) Domínio 1; (b) Região de Rio Grande. Em destaque, em preto, a localização da torre meteorológica situada na FURG. Os pontos representam a grade C de Arakawa na horizontal, sendo os pretos os de registro das velocidades verticais e variáveis termodinâmicas, vermelho meridionais e verde zonais do vento, em marrom, o centro da cidade.

A Figura 14 apresenta o segundo domínio, com mais pontos dentro da cidade, ocasionado pelo aumento da resolução da grade. Nessa imagem, a Ilha dos Marinheiros já pode ser distinguida, o centro da cidade está presente, porém, ainda se observa parte da cidade sob água e terra no canal do porto.

A Figura 15 mostra o terceiro domínio com alta resolução, considerando a distância de 540 metros entre os pontos. O centro da cidade de Rio Grande e a Ilha dos Marinheiros estão bem definidas, porém, ainda se observa terra no canal do porto.

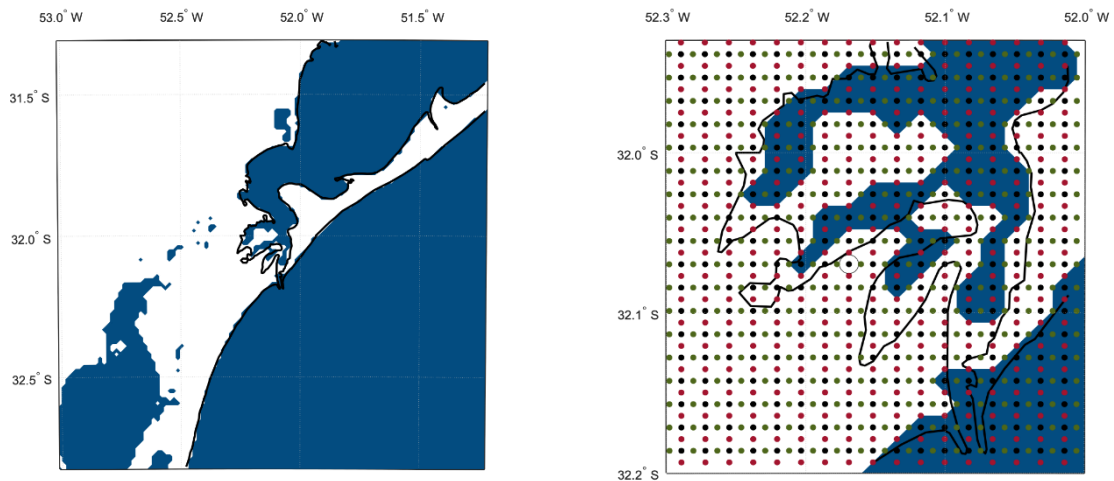


Figura 14: (a) Domínio 2; (b) Região de Rio Grande. Em destaque, a localização da torre meteorológica. Os pontos representam a grade C de Arakawa na horizontal, sendo os pretos as posições de registro das velocidades verticais, vermelho meridionais e verde zonal do vento.

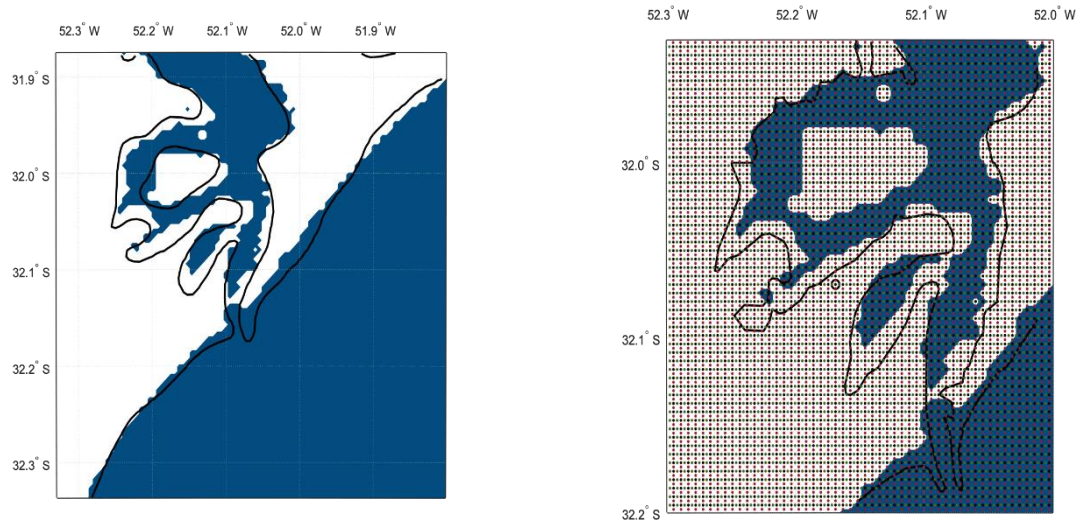


Figura 15: (a) Domínio 3; (b) Região de Rio Grande. Em destaque, a localização da torre meteorológica. Os pontos representam a grade C de Arakawa na horizontal, sendo os pretos as posições de registro das velocidades verticais, vermelho meridionais e verde zonais do vento.

A Figura 16 mostra o domínio 4, utilizado neste trabalho apenas como domínio pai, para as simulações que utilizam LES. Nesse domínio, a cidade aparece com boa resolução, mas o modelo ainda coloca terra em lugares que deveria mostrar água, inclusive no canal de entrada do porto.

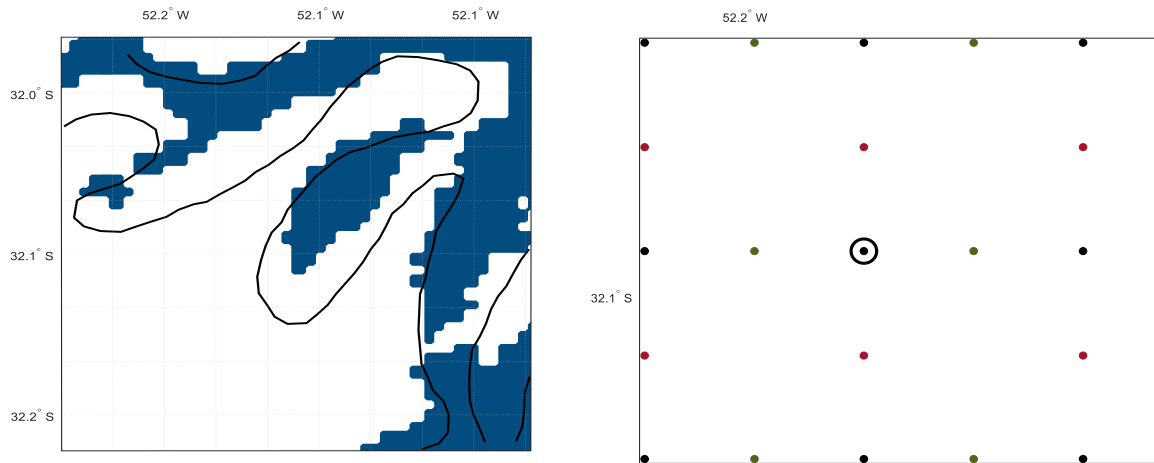


Figura 16: (a) Domínio 4; (b) Detalhes da grade. Em destaque, a localização da torre meteorológica. Os pontos representam a grade C de Arakawa na horizontal, sendo os pretos as posições de registro das velocidades verticais, vermelho meridionais e verde zonal.

O domínio 5, apresentado na Figura 17, é muito pequeno. Considerado de alta resolução, com distância de 60 metros entre os pontos, deixa o lado da grade com 6 km e mesmo assim mostra a complexidade da área ao ser representada, pois o modelo em vários pontos que deveria mostrar água, mostra terra.

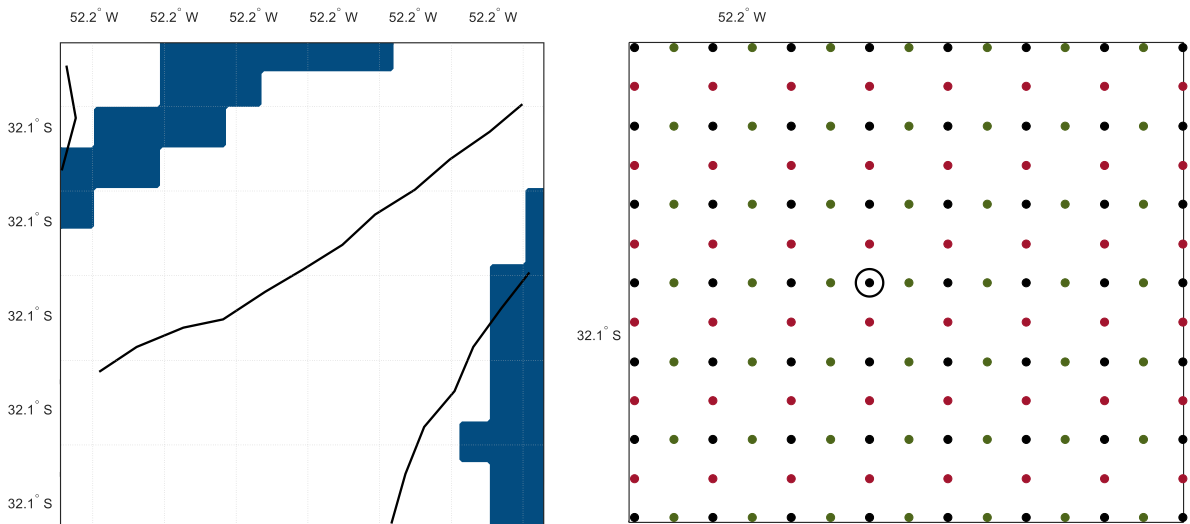


Figura 17: (a) Domínio 5; (b) Detalhes da grade. Em destaque, a localização da torre meteorológica. Os pontos representam a grade C de Arakawa na horizontal, sendo os pretos as posições de registro das velocidades verticais, vermelho meridionais e verde zonal.

4.3 Simulação de mesoescala

A seguir será apresentada uma simulação de mesoescala, que teve duração de 28 dias com 6 horas de tempo de relaxamento do mês de fevereiro de 2015, com os três primeiros domínios apresentados anteriormente, utilizando 47 níveis na vertical.

Abaixo estão os gráficos para as componentes zonal, meridional e vertical do vento, assim como a temperatura para o domínio 3 a 28 metros de altura. Os valores comparados são para os 28 dias de simulação. Ao comparar as componentes do vento e a temperatura registrada pelos anemômetros, percebe-se alta correlação e pequenos erros para todas as variáveis, sendo que para as componentes zonal e meridional a análise foi realizada sem a média horária. A Figura 18 apresenta o domínio 3 a 28 metros e percebe-se que, inclusive, alguns pontos fora da curva estão bem representados pelo modelo superestimando a temperatura máxima observada do período.

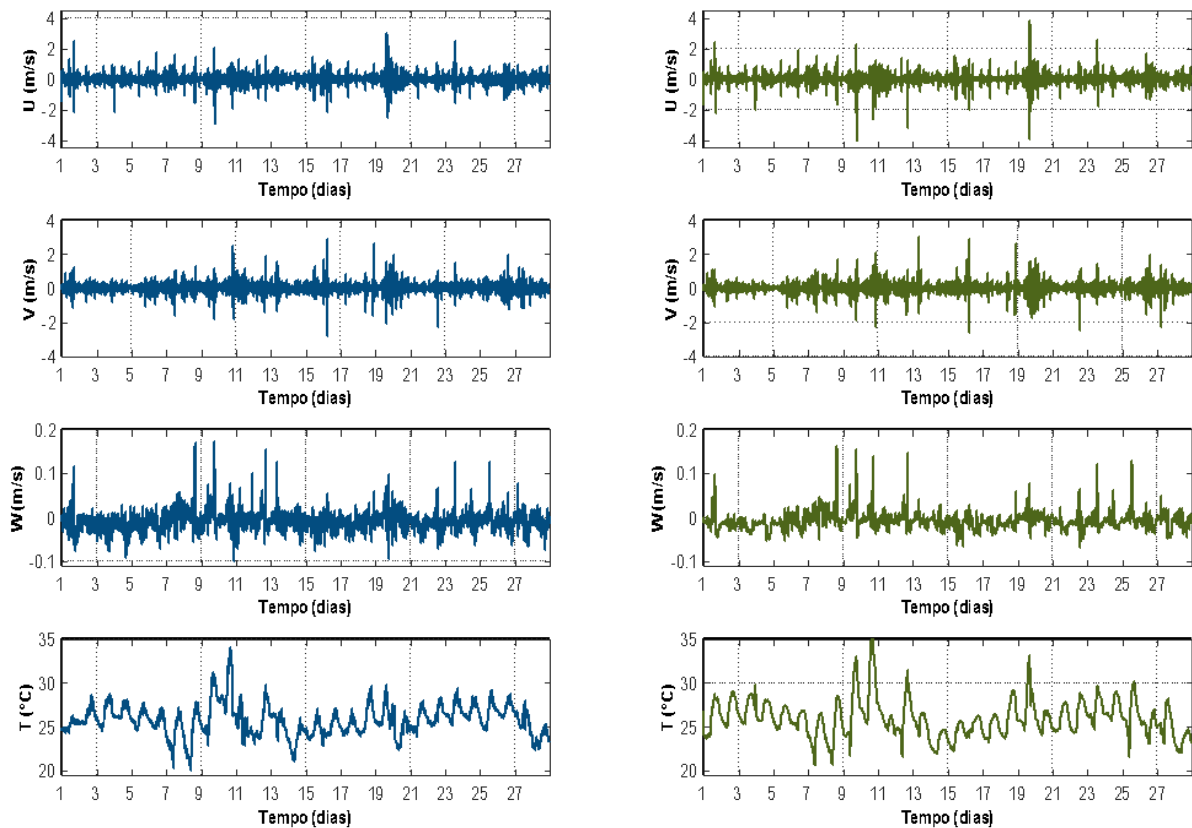


Figura 18: Domínio 3 a 28 m - Vento zonal [U(m/s)], Vento meridional [V(m/s)], Vento vertical [W(m/s)] e Temperatura [T(°C)], observação (azul) e simulação (verde).

Uma avaliação objetiva da simulação é apresentada na Tabela 1, através das medidas estatísticas de correlação (CORR), erro médio absoluto (MAE), erro absoluto relativo (RAE), raiz quadrada do erro médio quadrático (RMSE) e raiz do erro quadrático relativo (RRSE) entre a observação das componentes do vento e da temperatura e aquelas simuladas nas diferentes grades do modelo.

Tabela 1: Análise estatística de CORR, MAE, RAE, RMSE e RRSE entre a observação das componentes do vento e da temperatura e aquelas simuladas nas diferentes grades do modelo em 20 e 28 metros.

ALTURA	VARIÁVEL	GRADE	CORR	MAE	RAE	RMSE	RRSE
20 metros	U	G1	0,91	0,08	0,39	0,13	0,43
		G2	0,91	0,08	0,39	0,14	0,44
		G3	0,92	0,07	0,34	0,14	0,42
	V	G1	0,90	0,07	0,39	0,13	0,46
		G2	0,90	0,07	0,40	0,13	0,45
		G3	0,91	0,07	0,37	0,12	0,43
	W	G1	0,54	0,01	0,84	0,01	0,84
		G2	0,71	0,01	0,73	0,01	0,70
		G3	0,77	0,01	0,64	0,01	0,64
	T	G1	0,85	1,1	0,82	1,39	0,77
		G2	0,86	1,06	0,79	1,36	0,76
		G3	0,86	1,07	0,79	1,37	0,76
28 metros	U	G1	0,86	0,08	0,39	0,15	0,47
		G2	0,86	0,08	0,38	0,17	0,48
		G3	0,90	0,08	0,35	0,17	0,47
	V	G1	0,89	0,08	0,39	0,15	0,48
		G2	0,90	0,08	0,40	0,14	0,45
		G3	0,91	0,08	0,36	0,14	0,44
	W	G1	0,61	0,01	0,79	0,01	0,79
		G2	0,80	0,01	0,64	0,01	0,60
		G3	0,83	0,01	0,58	0,01	0,56
	T	G1	0,86	0,69	0,52	1	0,57
		G2	0,87	0,73	0,55	1,05	0,60
		G3	0,87	0,75	0,57	1,07	0,61

A Tabela 1 mostra que os erros do vento vertical são uniformes para as três grades nas duas alturas, porém, a correlação mostra que para 28 metros a simulação está mais próxima da observada em todas as grades. Para vento zonal a correlação é maior a 20 metros, porém, menor para o vento vertical.

Uma boa precisão no vento vertical é importante quando se trata de fluxos verticais turbulentos, os quais em condições ideais são os únicos responsáveis pela evolução da Camada Limite Atmosférica (STULL, 1988).

4.4 Número de níveis na vertical

Aqui são apresentados os resultados das diferenças nas simulações com aumento no número de níveis na vertical. Utilizou-se duas simulações, com as grades horizontais iguais à simulação de mesoescala e na vertical primeira com 47 níveis na vertical (S47) e a segunda com 83 níveis na vertical (S83) com as mesmas parametrizações, durante 24 horas de simulação utilizando 6 horas de tempo de relaxamento. A Figura 19 mostra que até 200 metros as duas simulações têm 10 níveis, após o décimo nível as alturas das simulações começam a se distanciar. Foram avaliadas a velocidade zonal, meridional e vertical do vento e a temperatura virtual para alturas de 20 e 28 metros no domínio 3, com resolução horizontal de 540 metros.

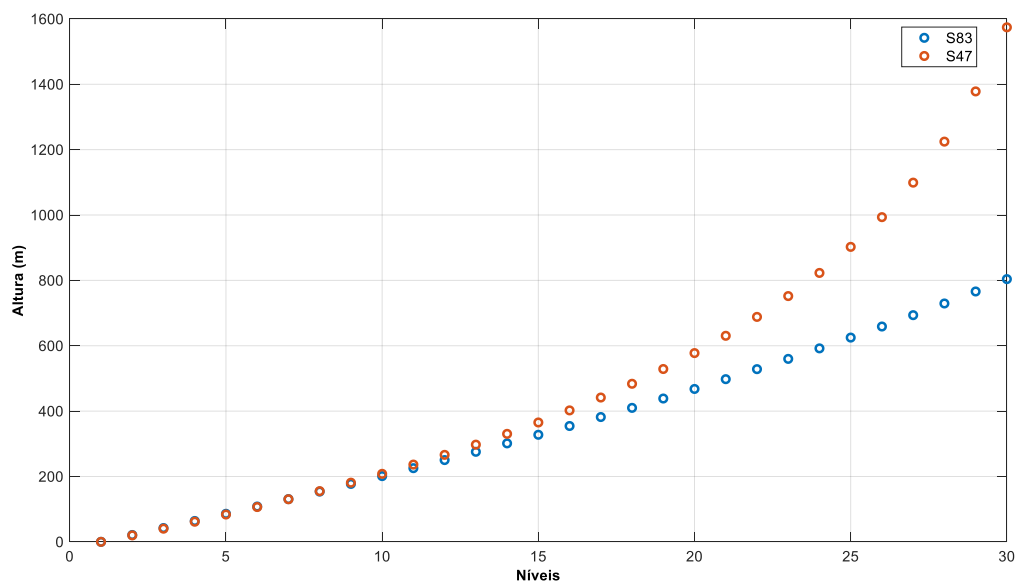


Figura 19: A figura mostra a altura em metros de cada nível das duas simulações. Em azul, a simulação com 83 níveis na vertical. E em vermelho, a simulação com 47 níveis na vertical.

A Figura 20 apresenta as velocidades horizontais do vento. Observa-se maiores correlações tanto para as velocidades zonais quanto meridionais, em 28 metros do que 20 metros. Para velocidades zonais, existem registros de -6 m/s até 4 m/s. Nos registros negativos, as intensidades registradas na simulação S83 são maiores que em S47. As velocidades meridionais estão, em sua maioria, em torno de 2 m/s, sendo os registros de maior intensidade simulados por S47.

A Figura 21 apresenta as velocidades verticais do vento. A variável analisada em que apresenta maior diferença entre as simulações, conforme mostra a figura, tem correlação de 6,9%. A mesma imagem ainda mostra as temperaturas virtuais, das variáveis estudadas a de maior correlação entre as simulações, todas acima de 95%. Ainda, observa-se que a temperatura registrada por S83 é maior que em S47.

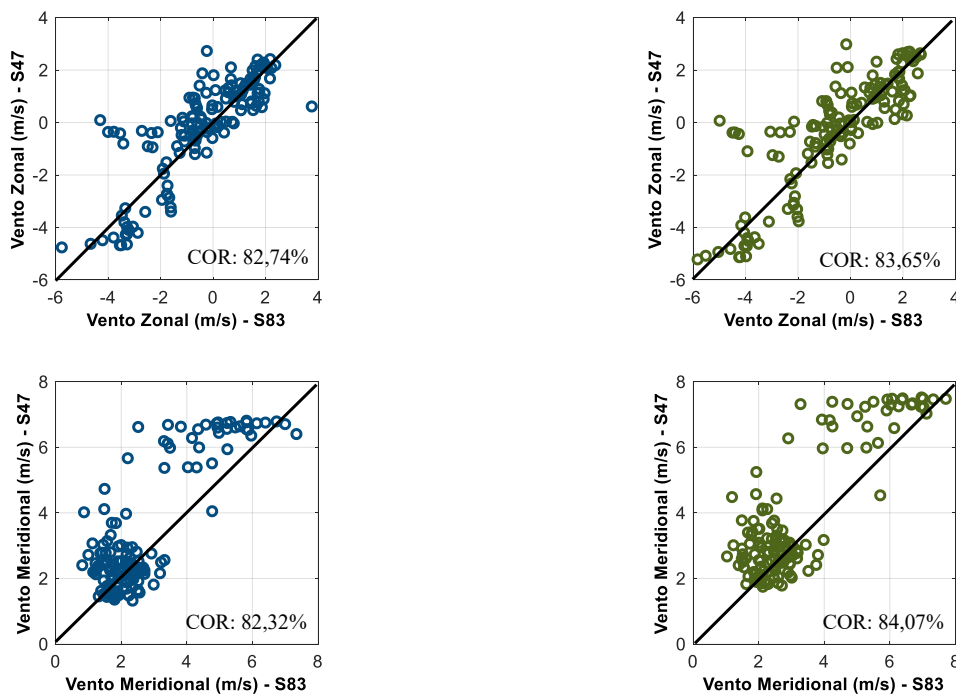


Figura 20: Diagrama de dispersão para vento zonal da simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento zonal da simulação com 47 níveis na vertical (S47). Vento meridional da simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento meridional da simulação com 47 níveis na vertical (S47). As figuras em azul são a 20 metros e em verde a 28 metros.

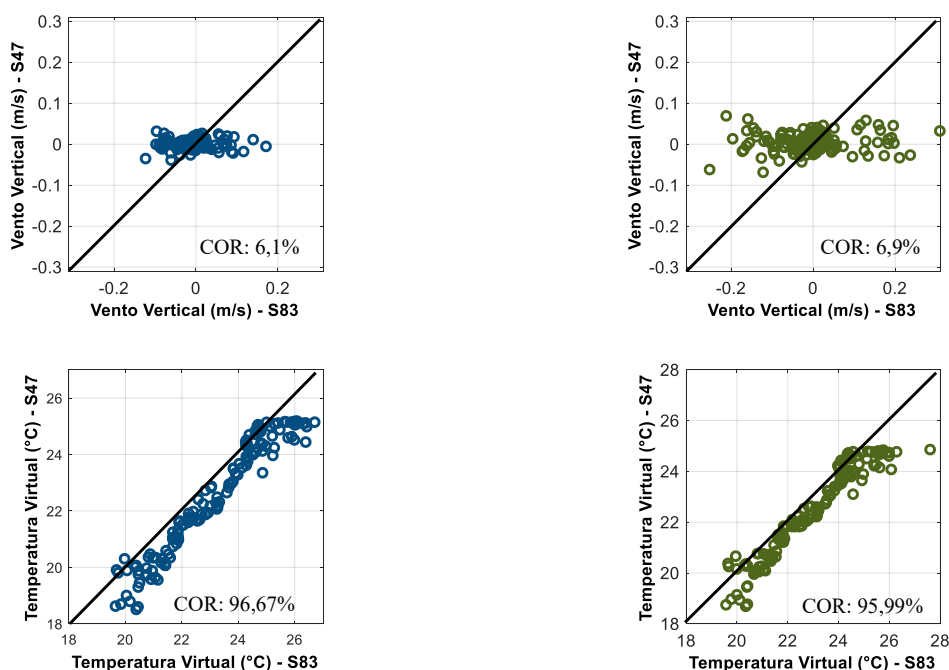


Figura 21: Diagrama de dispersão para o vento vertical (m/s) gerado na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento vertical (m/s) gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). Temperatura virtual (°C) na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por temperatura virtual (°C) gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). As figuras em azul são a 20 metros e em verde a 28 metros.

A Figura 23 apresenta as simulações com saída a cada dez minutos e os valores dentro de um minuto de observação mais próximo do valor simulado para cada dez minutos. Para a comparação, foram interpolados os níveis mais próximos das alturas de 20 e 28 metros, onde estão posicionados os anemômetros da estação meteorológica. Por depender das demais componentes de velocidade, os pontos selecionados na observação são bem distintos.

As amplitudes da velocidade vertical simulada não apresentam a variação registrada nos dados observados. Isso ocorre para as alturas de 20 e 28 metros. Nas simulações, os valores são bem próximos a zero, não apresentam muita variação ao longo de todo o período analisado, além de não ultrapassar 0,2 m/s. O WRF não foi capaz de reproduzir a influência da turbulência em pequenos períodos para a simulação com 47 níveis na vertical.

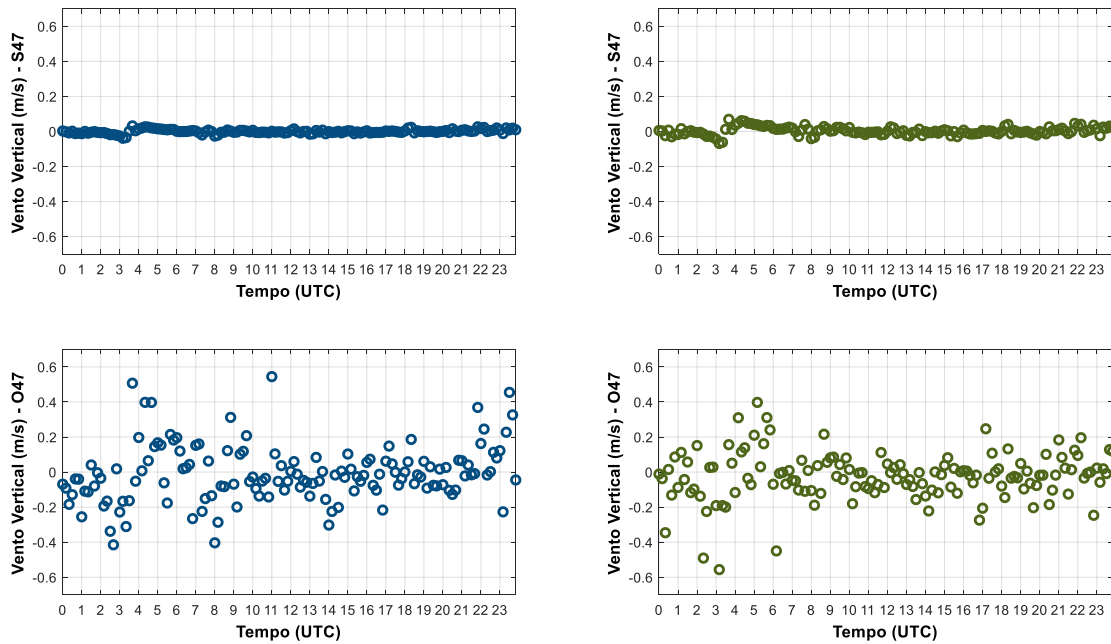


Figura 22: Vento vertical gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47) e observada (O47) em azul a 20 metros e verde a 28 metros.

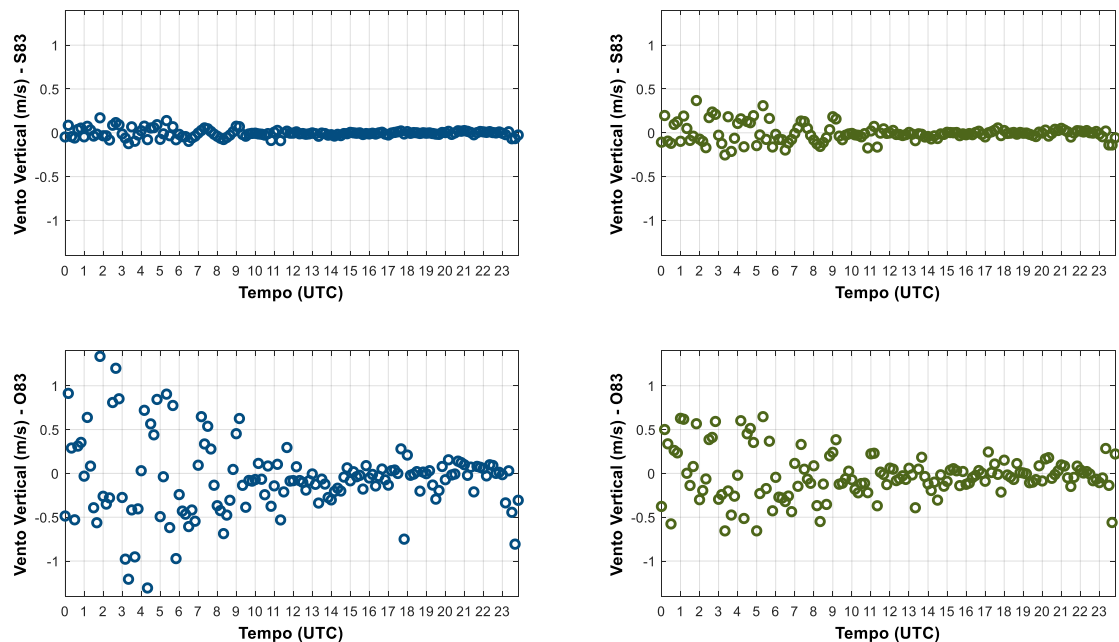


Figura 23: Vento vertical gerado na simulação com 83 níveis na vertical (S83) e observada (O83) em azul a 20 metros e verde a 28 metros.

Para a análise da velocidade do vento vertical, na Figura 23, foi selecionado um valor mais próximo da simulação, dentro do primeiro minuto de cada conjunto de dez minutos para os dados observados, já que esses possuem frequência de 20Hz. Dessa forma, pode-se realizar a comparação com os dados do modelo com saída a

cada dez minutos para as 24 horas analisadas. Nessa simulação, os níveis verticais foram subdivididos em 83 níveis. Observa-se que a inversão na direção do vento é simulada de forma adequada, já que os valores positivos e negativos encontrados nos gráficos da Figura 23 são correspondentes em sua maioria. No entanto, as velocidades ascendentes e descendentes são subestimadas durante todo o período analisado. O modelo não reproduz a intensidade do vento em baixos níveis, assim como encontrado por Gibbs e Fedorovich (2014) e Health *et al.* (2017).

A seguir são apresentados os resultados das diferenças nas simulações com aumento no número de níveis na vertical no domínio que utiliza o LES. Utilizou-se duas simulações com cinco domínios, sendo a grade horizontal analisada mostrada na Figura 24 e na vertical a primeira com 47 níveis na vertical (S47) e a segunda com 83 níveis na vertical (S83) com as mesmas parametrizações, durante 24 horas de simulação utilizando 6 horas de tempo de relaxamento. Idêntico ao domínio 3, até 200 metros as duas simulações têm 10 níveis, após o décimo nível as alturas dos níveis verticais começam a se distanciar. Foram avaliadas a velocidade zonal, meridional e vertical do vento e a temperatura virtual para alturas de 20 e 28 metros no domínio 5, no qual a resolução horizontal é de 60 metros em 1260 dos 1440 registros após o tempo de relaxamento, pois a S47 apresentou valores extremos nas últimas horas de simulação.

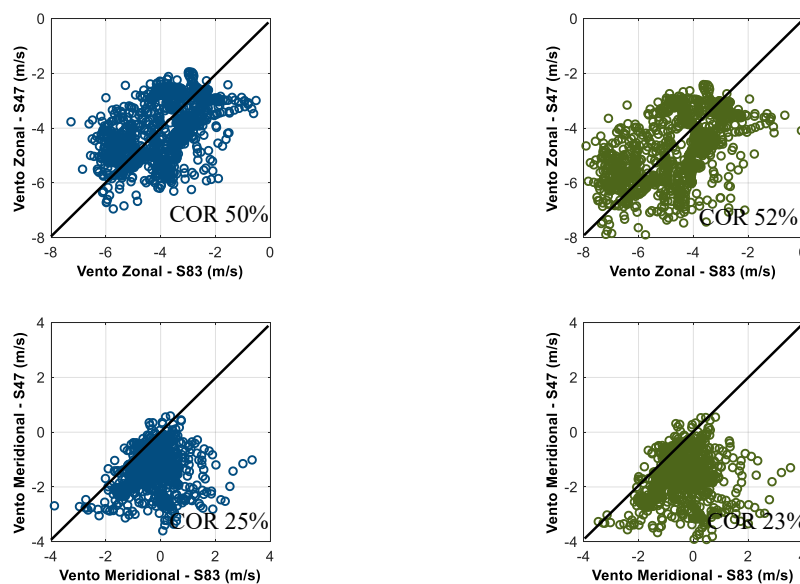


Figura 24: Diagrama de dispersão para o vento zonal gerado na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento zonal gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). Vento meridional gerado na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento meridional gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). As figuras em azul são a 20 metros e em verde a 28 metros.

A Figura 24 mostra as velocidades zonal e meridional do vento, sendo que a componente zonal apresenta maior correlação entre as simulações e melhor distribuição de intensidade. Entretanto, na velocidade meridional, percebe-se, além da correlação em torno de 25 %, menor intensidade em S83 durante toda a simulação.

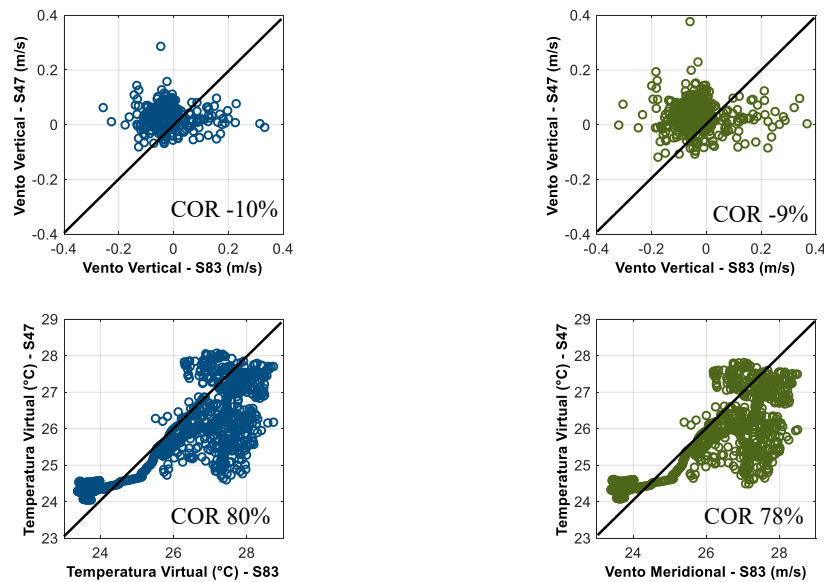


Figura 25: Diagrama de dispersão para vento vertical (m/s) gerado na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por vento vertical (m/s) gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). Temperatura virtual (°C) na simulação com 83 níveis na vertical (S83) por temperatura virtual (°C) gerado na simulação com 47 níveis na vertical (S47). As figuras em azul são a 20 metros e em verde a 28 metros.

A Figura 25 apresenta o vento vertical com correlação negativa próxima a 10% entre as simulações. Dentre as variáveis analisadas, a temperatura virtual é a que tem melhor correlação entre os resultados, cerca de 80%.

Confirmando os resultados obtidos por Talbot *et al.* (2012), quando o modelo não está no modo LES, o acréscimo nos níveis verticais não modifica significativamente os resultados, porém, ao desligar a parametrização de camada limite, a quantidade de níveis na vertical diferencia muito as simulações, principalmente, nas componentes zonal e meridional do vento. A velocidade vertical do vento no modo LES, comparando S47 com S83, é a única variável analisada com maior correlação que nos domínios maiores.

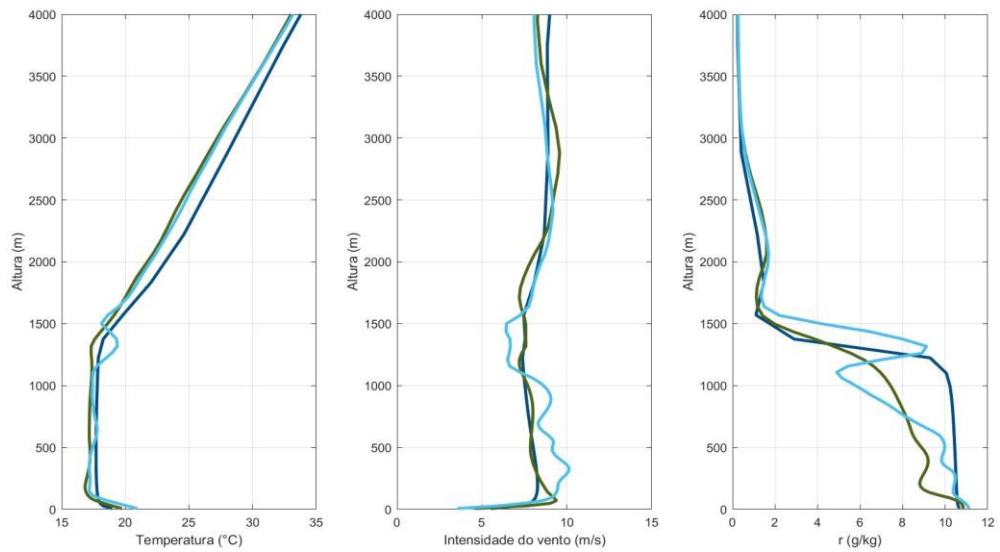


Figura 26: Perfil vertical da temperatura ($^{\circ}\text{C}$), intensidade do vento (m/s) e umidade específica (g/kg). Em azul domínio 3 com 47 níveis na vertical, em verde com 83 e em ciano no domínio com LES as 15 UTC.

A Figura 26 mostra o perfil vertical diurno (15 UTC) de temperatura, intensidade do vento e umidade específica, apresentando maiores diferenças na intensidade do vento e principalmente na umidade específica.

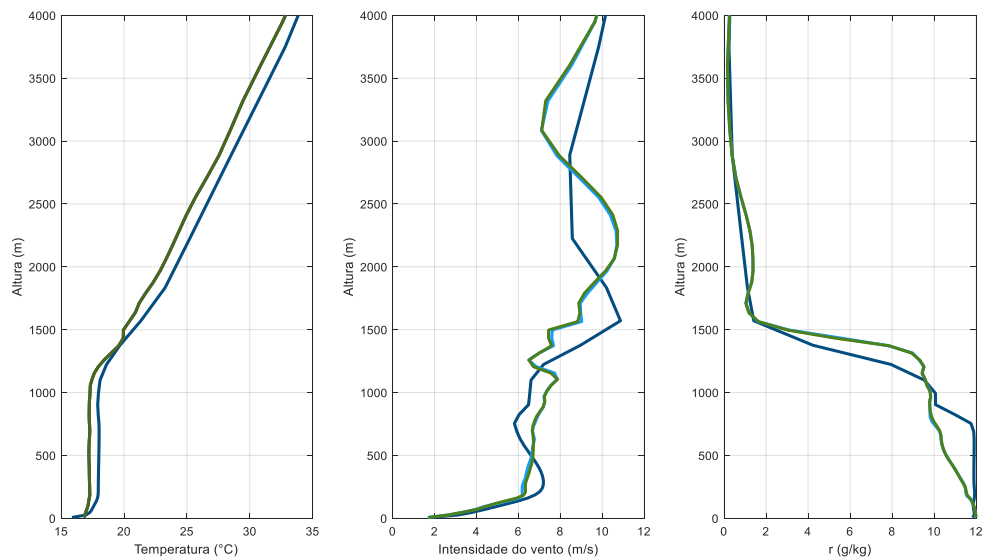


Figura 27: Perfil vertical da temperatura ($^{\circ}\text{C}$), intensidade do vento (m/s) e umidade específica (g/kg). Em azul domínio 3 com 47 níveis na vertical, em verde com 87 e em ciano no domínio com LES as 03 UTC.

A Figura 27 mostra o perfil vertical noturno (03 UTC) de temperatura, intensidade do vento e umidade específica, não apresentando diferenças do domínio 3 com 87 níveis vertical e o domínio com LES, e pequenas diferenças com o domínio 3 com 47 níveis na vertical.

4.5 Simulação micrometeorológica

São apresentados, nesta seção, os resultados do domínio LES de uma simulação do dia 01 de fevereiro de 2015, com duração de 24 horas com saída a cada minuto, 6 horas de tempo de relaxamento, com os cinco domínios apresentados anteriormente utilizando 83 níveis na vertical e valores registrados pelo anemômetro selecionados em comparação com os simulados.

A simulação para esse dia mostrou bons resultados para as três componentes do vento e resultados piores para a temperatura virtual nas duas alturas analisadas. A Tabela 2 mostra pequenos erros e correlação acima de 80% para o vento e correlação próxima a 65% para a temperatura nas duas alturas.

Tabela 2: Análise estatística de correlação (CORR), erro absoluto médio (MAE), erro absoluto relativo (RAE), erro quadrático médio (RMSE) e raiz do erro quadrático relativo (RRSE) entre a observação das componentes do vento e da temperatura e aquelas simuladas em 20 e 28 metros.

VARIÁVEL	ALTURA	CORR	MAE	RAE	RMSE	RRSE
U	20	0.84	0.22	0.56	0.32	0.56
	28	0.85	0.24	0.55	0.35	0.56
V	20	0.83	0.20	0.59	0.28	0.58
	28	0.86	0.20	0.55	0.29	0.53
W	20	0.81	0.03	0.73	0.04	0.59
	28	0.81	0.04	0.74	0.05	0.59
T	20	0.65	2	6.02	2.29	5.04
	28	0.66	1.44	4.33	1.70	3.81

A simulação representa bem o aumento da intensidade do vento vertical ao nascer do sol e sua diminuição ao entardecer, mas não suficiente para um bom resultado de fluxo e coerência nos parâmetros de estabilidade z/L .

O vento zonal é exibido na Figura 28 para o período de 24 horas e nas alturas de 20 e 28 metros. As variações da intensidade e direção do vento observadas são reproduzidas pelo modelo, no entanto, a intensidade do vento é subestimada para ambas as alturas. Subestimativa na velocidade foi também encontrada por Wang *et al.* (2013), assim como por Bhimireddy e Bhaganagar (2018). O modelo subestimou as flutuações das velocidades muito próximas a zero durante praticamente todo o período analisado.

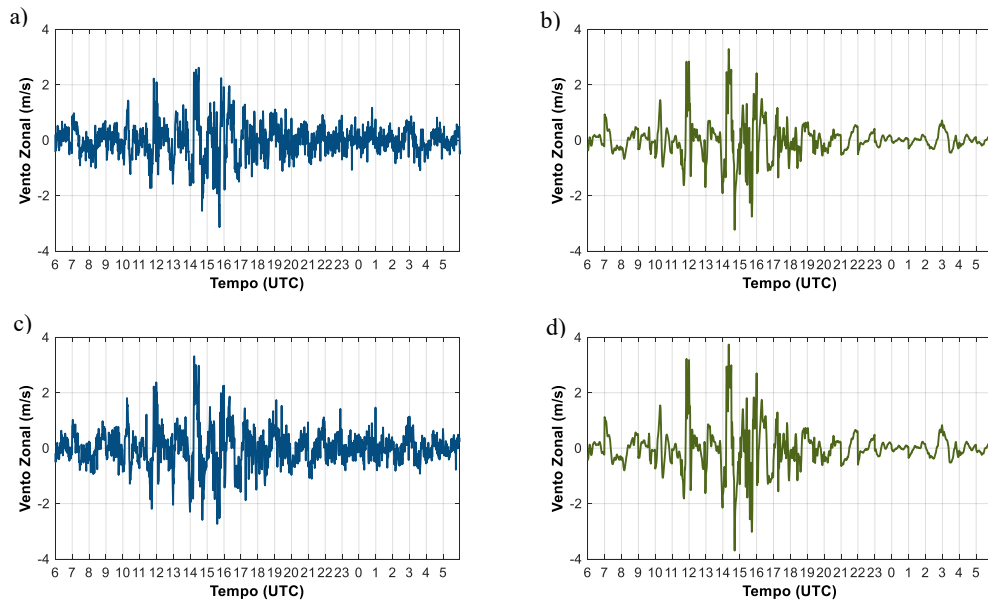


Figura 28: Dia 01 de fevereiro de 2015, velocidade zonal do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

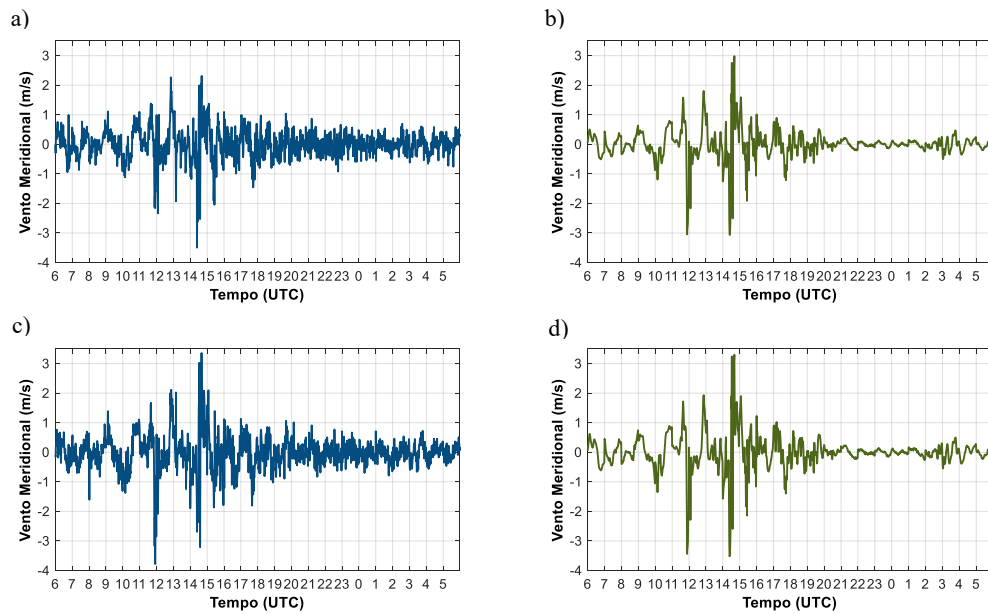


Figura 29: Dia 01 de fevereiro de 2015, velocidade meridional do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

O vento meridional gerado no modelo representa de forma satisfatória os dados observados, com as simulações reproduzindo as variações de direção e suas oscilações de velocidade. No entanto, a intensidade do vento em alguns momentos, principalmente no período noturno, é subestimada, assim como também encontrado por Wang *et al.* (2013) e Bhimireddy e Bhaganagar (2018).

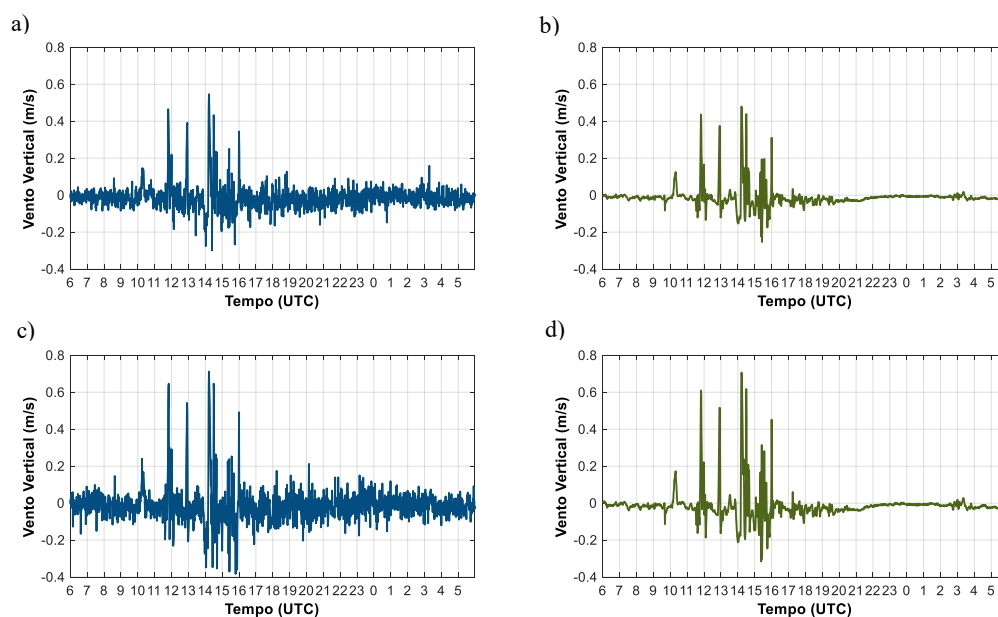


Figura 30: Dia 01 de fevereiro de 2015, velocidade vertical do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

A intensidade do vento vertical é mostrada na Figura 30. Nela tem-se a comparação da variação da velocidade do vento para as alturas de 20 e 28 metros entre os dados observados e simulados. Os valores simulados acompanham as variações bruscas e alterações do sentido do vento, mas não seguem a mesma intensidade dos dados observados, principalmente para o período noturno.

Na Figura 31, a temperatura é comparada entre observação e modelo. Esse dia simulado foi bem representado pelo modelo para ambas as alturas, assim como os valores máximos. No entanto, o modelo subestima os valores mínimos da temperatura no início e fim do ciclo diário.

A Figura 32 mostra a velocidade de atrito calculada com os valores simulados e os selecionados dentre os observados. Entre 9 e 20 UTC, os valores ficam próximos dos valores observados de velocidade. Já durante a noite, o modelo subestima a velocidade de atrito, não sendo capaz de detectar as variações da mesma em diversos períodos para ambas as alturas. Os mesmos resultados foram observados por Sun *et al.* (2017), mas mesmo assim, o WRF realiza algumas variações de picos.

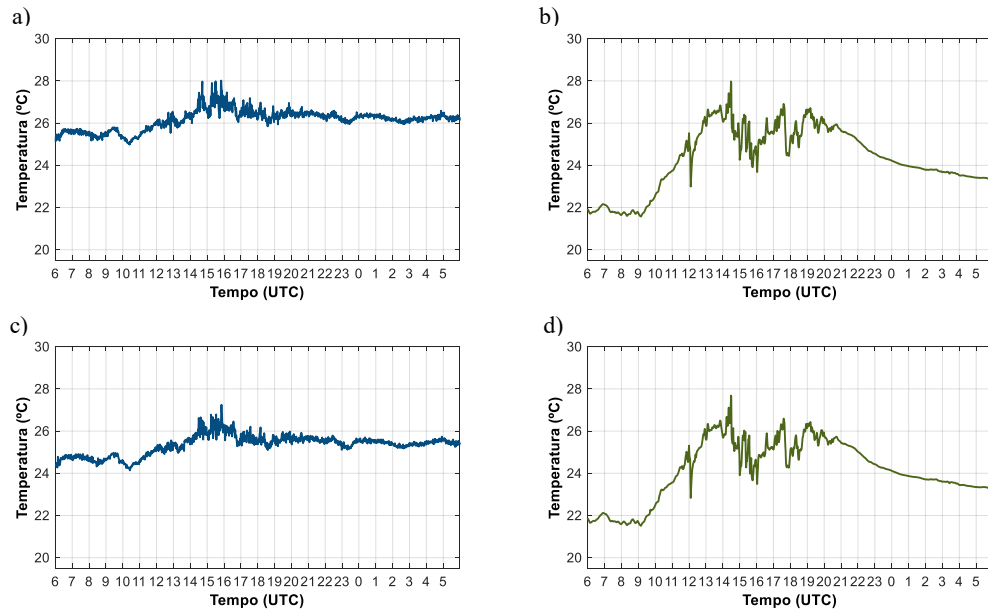


Figura 31: Dia 01 de fevereiro de 2015, temperatura do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

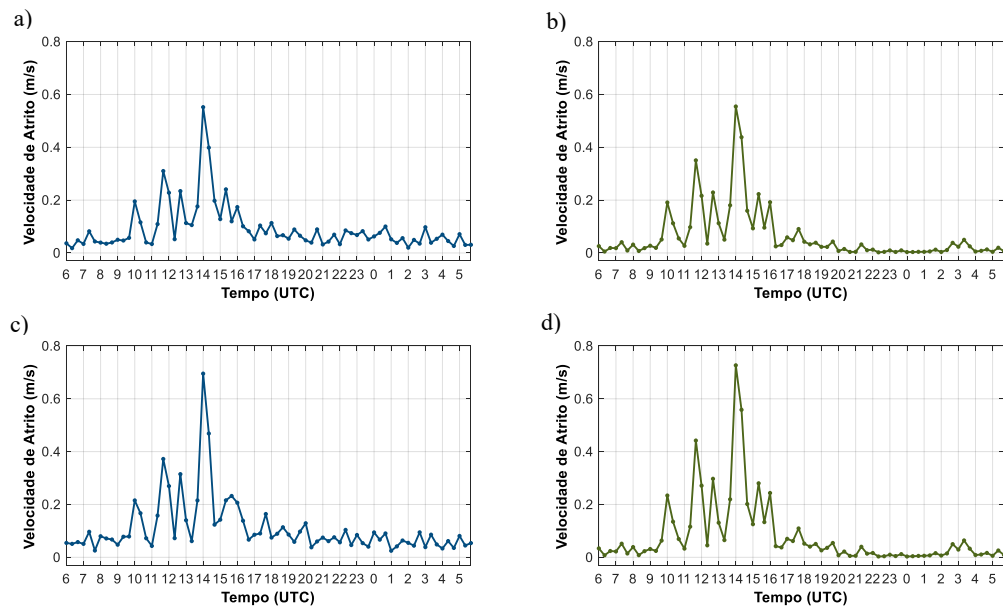


Figura 32: Dia 01 de fevereiro de 2015, velocidade de atrito (u^*) do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

Para o dia primeiro, nota-se que a velocidade de atrito u^* (Figura 32), quando comparada com a observação, mostra-se sempre superior, ou seja, o modelo superestima os valores de forma sutil. No entanto, o modelo acompanha o ciclo diurno observado, inclusive nos picos.

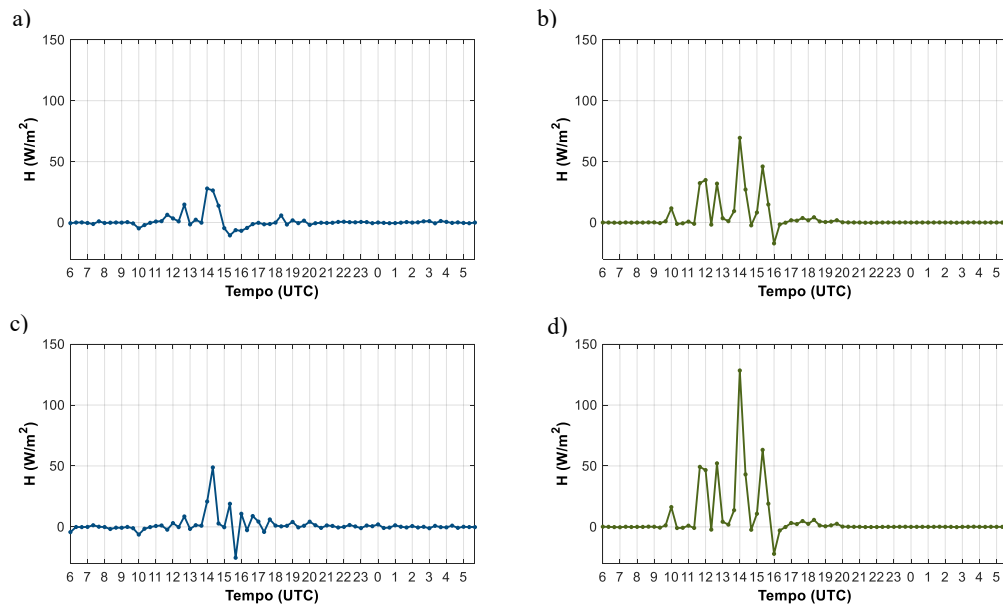


Figura 33: Dia 01 de fevereiro de 2015, fluxo de calor sensível do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

O fluxo de calor sensível representado na modelagem superestima os valores diurnos observados na torre. Na altura de 20 metros, o calor sensível simulado acompanha a observação, mas apresenta picos com até o dobro do valor em determinados períodos. Quanto maior a altura, maior a discrepância entre os valores máximos obtidos. Na altura de 28 metros, por exemplo, para o horário próximo às 14 horas (UTC), a diferença entre valor observado e simulado ultrapassa os 70 W/m^2 . Sun *et al.* (2017) encontraram resultados em que os valores dos fluxos de calor também passavam do dobro dos valores observados.

A Figura 34 mostra o parâmetro z/L , calculado utilizando médias de 20 minutos, onde para as 24 horas restaram 72 valores. Quando z/L é menor que zero, implica uma atmosfera estaticamente instável e maior que zero estável. Com esses dados que foram selecionados na observação, constatou-se que durante o período diurno 49% dos registros, tanto em 20 metros quanto em 28 metros, a atmosfera se apresentava instável e na simulação foram 71% desses registros. Para o período noturno, 65% dos registros da observação e 55% dos simulados foram estáveis, sendo que nos 72 registros a observação e a simulação concordam quanto a estabilidade da atmosfera em 35 registros, cerca de 48% dos resultados.

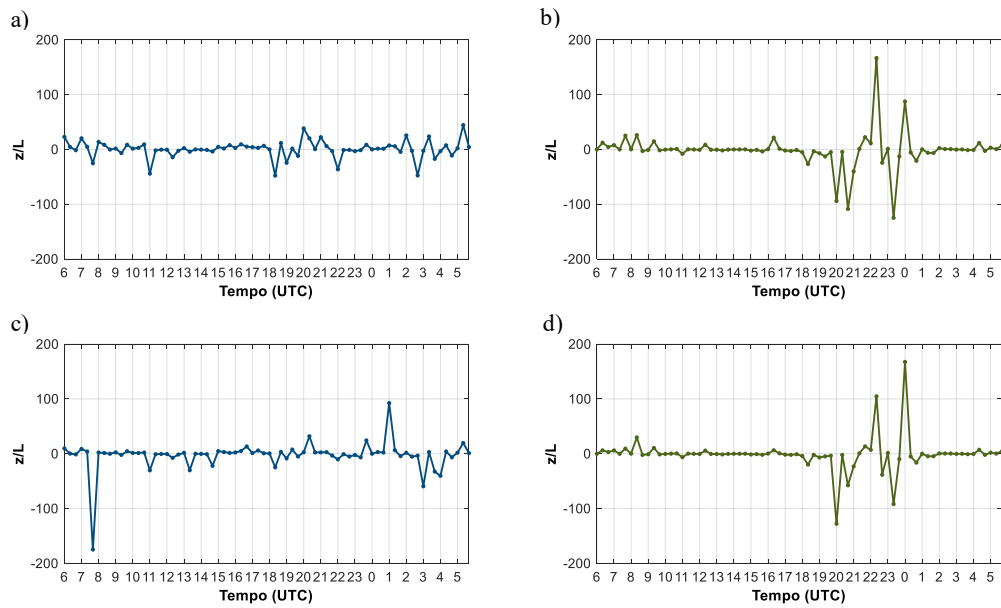


Figura 34: Parâmetro z/L ; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

A análise do parâmetro de estabilidade mostra que o modelo não simulou com muita acurácia os fluxos turbulentos em ambas as alturas. Para a altura de 20 metros, nota-se dificuldade em simular aspectos convectivos que podem perturbar a turbulência mecânica para valores pequenos. Em períodos de estratificação térmica, o modelo superestima esses valores, mascarando fenômenos de turbulência mecânica amortecida por essa estratificação. Na altura de 28 metros, o modelo novamente não reproduz fenômenos de turbulência mecânica dominante, assumindo que esses movimentos são puramente mecânicos, além de simular fenômenos de estratificação térmica que amortecem a turbulência mecânica, como, por exemplo, entre 08 e 09 horas da manhã. Outro ponto a se destacar é a inversão dos parâmetros de estabilidade entre as 19 horas e 01 da manhã registrados pelo modelo. Nele é registrado períodos de convecção que passam pela turbulência mecânica e logo após ocorre a estratificação térmica, repetindo-se logo em seguida. Na observação, tem-se variações sutis e nenhuma delas mostra a formação de convecção. Observa-se apenas a turbulência mecânica e a estratificação térmica durante o período citado.

O segundo estudo de caso, dia 07 de fevereiro de 2015, utiliza os mesmos domínios do dia 01.

Tabela 3: Análise estatística de correlação (CORR), erro absoluto médio (MAE), erro absoluto relativo (RAE), erro quadrático médio (RMSE) e raiz do erro quadrático relativo (RRSE) entre a observação das componentes do vento e da temperatura e aquelas simuladas nas diferentes grades do modelo em 20 e 28 metros.

VARIÁVEL	altura	CORR	MAE	RAE	RMSE	RRSE
U	20	0.85	0.26	0.55	0.48	0.64
	28	0.82	0.35	0.64	0.62	0.75
V	20	0.86	0.26	0.54	0.42	0.60
	28	0.80	0.30	0.55	0.51	0.65
W	20	0.91	0.03	0.41	0.04	0.41
	28	0.94	0.04	0.36	0.06	0.35
T	20	0.94	2	1.21	2.11	1.12
	28	0.94	1.41	0.92	1.54	0.88

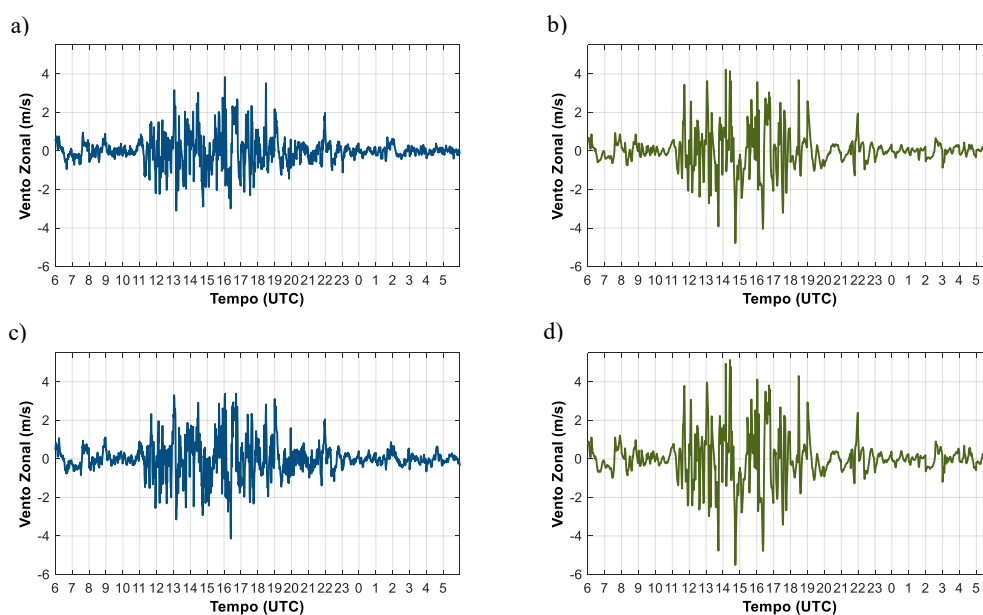


Figura 35: Dia 07 de fevereiro de 2015, velocidade zonal do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

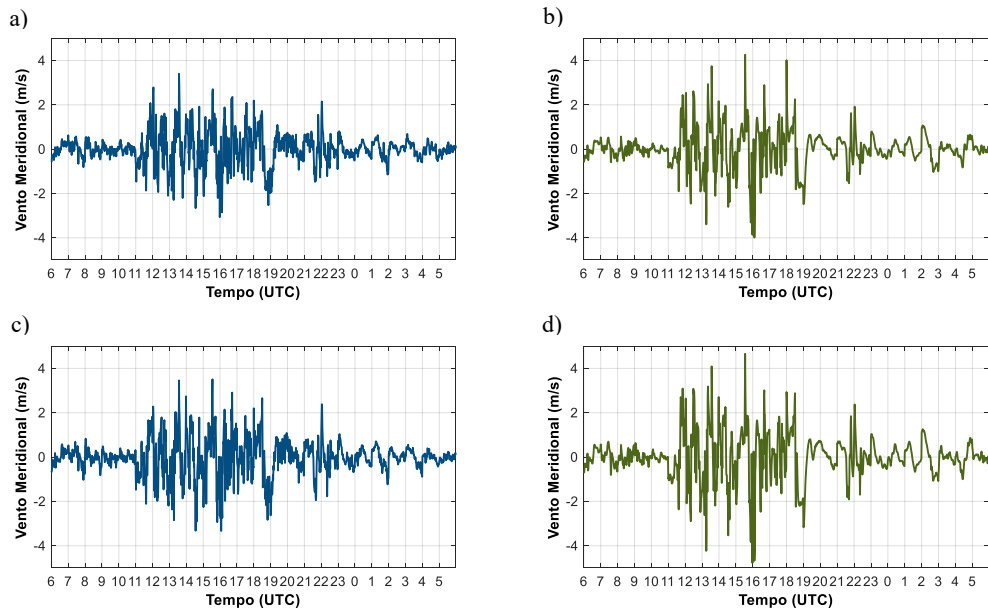


Figura 36: Dia 07 de fevereiro de 2015, velocidade meridional do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

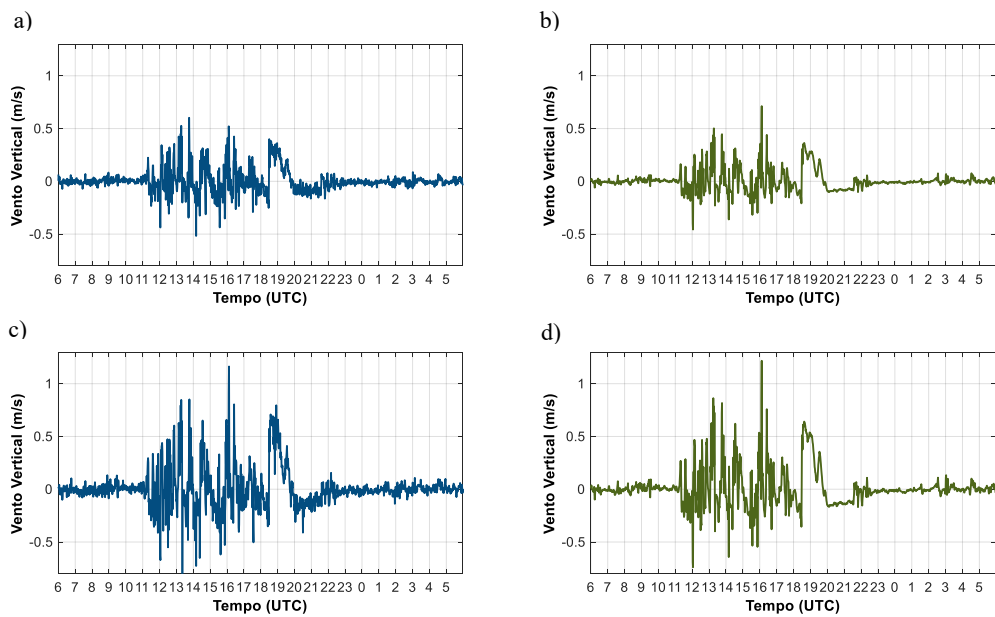


Figura 37: Dia 07 de fevereiro de 2015, velocidade vertical do vento do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

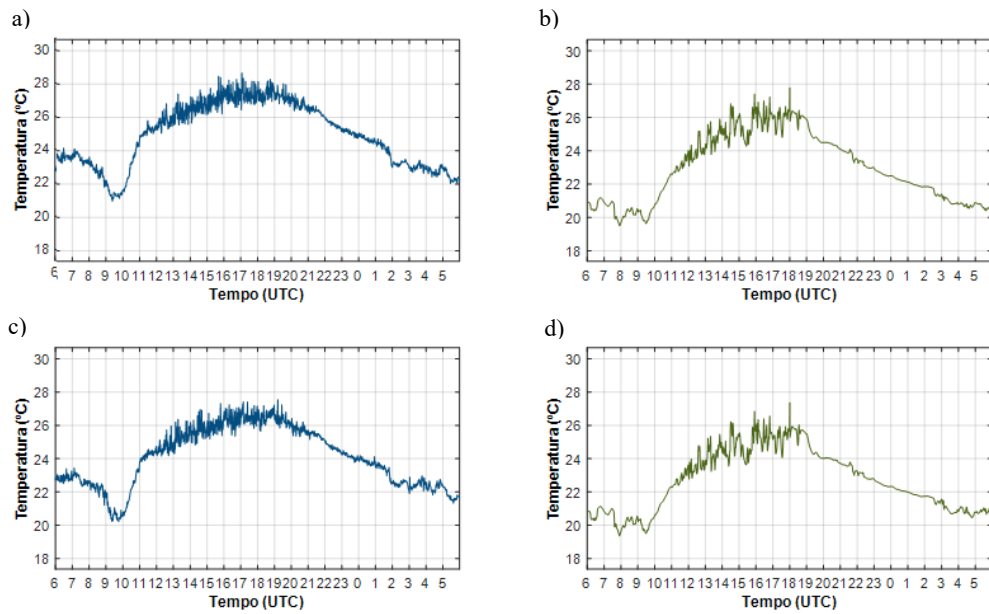


Figura 38: Dia 07 de fevereiro de 2015, temperatura virtual do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

As Tabelas 4 a 7 comparam as estatísticas das duas simulações para o período total, dia (desde o nascer até o pôr do sol) e noite.

Tabela 4: Correlação entre a simulação com LES e a observação a 20 metros.

altura	VAR	tempo	CORRELAÇÃO		
			total	Dia	Noite
20 m	U	Dia 1	0.84	0.87	0.65
		Dia 7	0.85	0.86	0.61
	V	Dia 1	0.83	0.85	0.69
		Dia 7	0.86	0.89	0.42
	W	Dia 1	0.81	0.85	0.23
		Dia 7	0.91	0.91	0.69
	T	Dia 1	0.65	0.52	0.92
		Dia 7	0.94	0.94	0.79

Tabela 5: Média absoluta do erro entre a simulação com LES e a observação a 20 metros.

altura	VAR	tempo	MAE		
			total	Dia	Noite
20 m	U	Dia 1	0.24	0.27	0.19
		Dia 7	0.26	0.33	0.16
	V	Dia 1	0.21	0.25	0.16
		Dia 7	0.26	0.28	0.22
	W	Dia 1	0.03	0.03	0.03
		Dia 7	0.03	0.03	0.01
	T	Dia 1	1.89	1.09	2.92
		Dia 7	2	1.82	2.21

Tabela 6: Correlação entre a simulação com LES e a observação a 20 metros.

	VAR	tempo	CORRELAÇÃO		
			total	Dia	Noite
28 m	U	Dia 1	0.85	0.88	0.68
		Dia 7	0.82	0.83	0.56
	V	Dia 1	0.86	0.88	0.73
		Dia 7	0.86	0.88	0.48
	W	Dia 1	0.81	0.87	0.24
		Dia 7	0.94	0.94	0.68
	T	Dia 1	0.66	0.72	0.92
		Dia 7	0.94	0.94	0.73

Tabela 7: Média absoluta do erro entre a simulação com LES e a observação a 28 metros.

altura	VAR	tempo	MAE		
			total	Dia	Noite
28 m	U	Dia 1	0.25	0.28	0.21
		Dia 7	0.35	0.45	0.21
	V	Dia 1	0.22	0.25	0.17
		Dia 7	0.30	0.35	0.23
	W	Dia 1	0.04	0.04	0.03
		Dia 7	0.04	0.05	0.02
	T	Dia 1	1.44	1.35	2.19
		Dia 7	1.41	1.31	1.54

A velocidade de atrito u^* , representada na Figura 39, mostra que o modelo superestima os valores observados, mas representa os ciclos diários com bastante coerência, concordando com os resultados encontrados por de Lyra *et al.* (2016). Para a altura de 20 metros, a simulação mostrou-se mais fidedigna à observação quando comparada com a altura de 28 metros. Embora o ciclo diário tenha uma boa representação nas maiores alturas, o modelo apresenta picos com diferenças de valores que chegam à 0,2 m/s em determinados momentos.

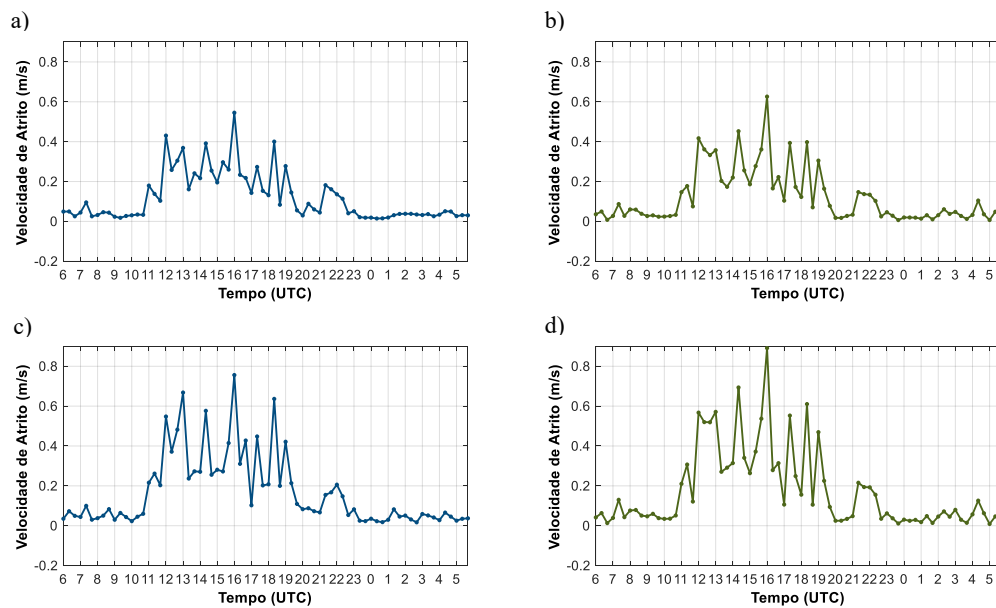


Figura 39: Velocidade de atrito (u^*) com início dia 07 de fevereiro de 2015 no Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

O fluxo de calor sensível foi superestimado pelo modelo em ambas as alturas durante o dia, com diferenças que ultrapassam as observações superiores a 100 W/m². Para o turno da noite, o modelo representou muito bem os valores observados, ficando sempre bem próximo à zero. Embora a superestimativa esteja presente, observou-se que o ciclo diário foi representado de forma satisfatória, já que se observa o aumento do fluxo ao iniciar o dia e a sua redução ao pôr do sol.

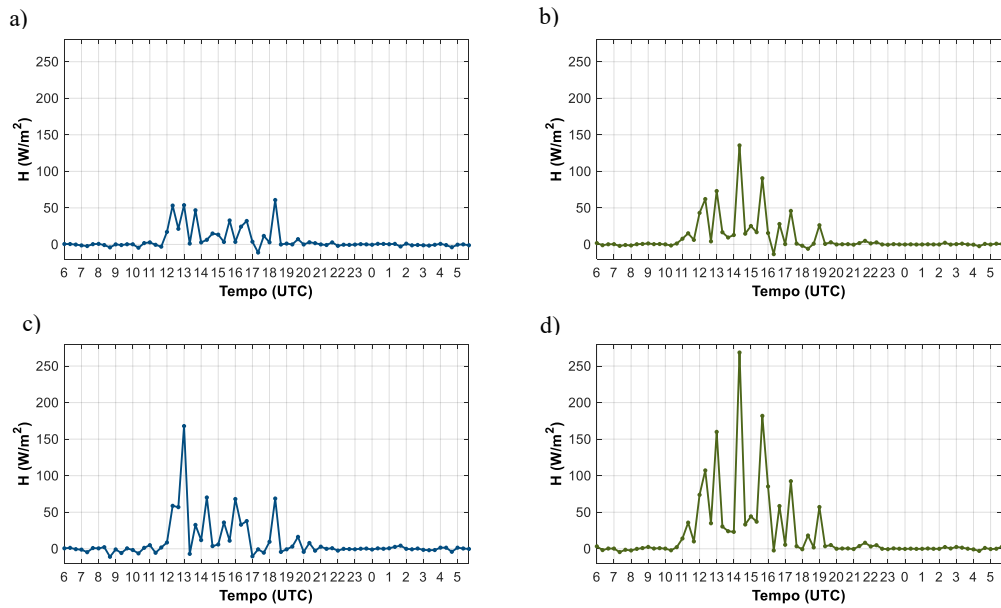


Figura 40: Fluxo de calor sensível com início dia 07 de fevereiro de 2015 do Domínio 5; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

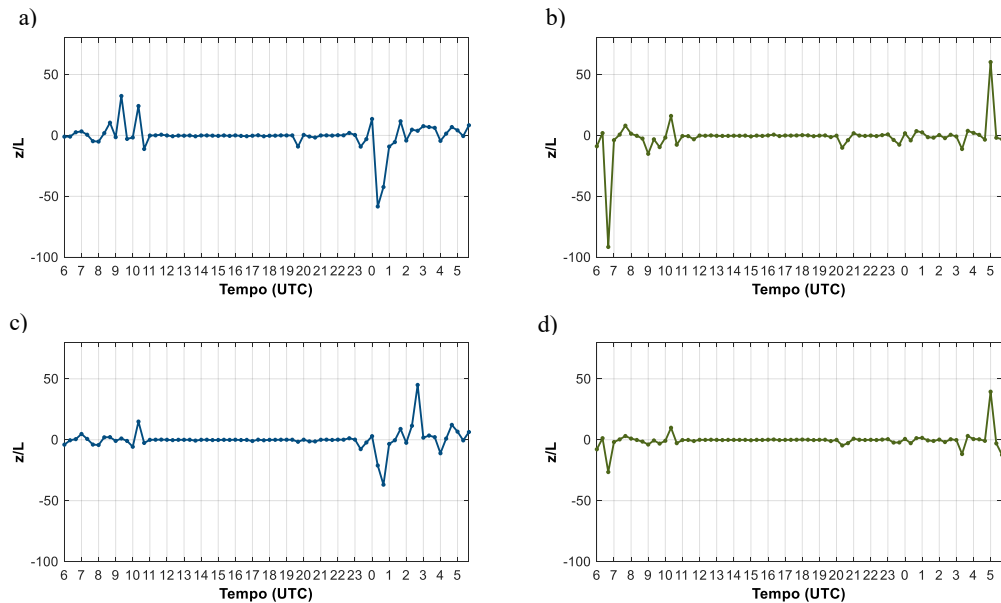


Figura 41: Parâmetro de estabilidade z/L do Domínio 5, início dia 7 de fevereiro; (a) observação a 20 m; (b) simulação a 20 m; (c) observação a 28 m; (d) simulação a 28 m.

A Figura 41 mostra o parâmetro z/L diferente do observado dia 01 de fevereiro. Na observação, durante o período diurno, mais que 73 % dos registros, tanto em 20 metros quanto em 28 metros, indicam atmosfera instável, e na simulação foram quase 83% desses registros. Para o período noturno, 54% dos registros da observação e 42% dos simulados foram estáveis, sendo que nos 72 registros a observação e a simulação concordam quanto a estabilidade da atmosfera em 42 registros, cerca de

59% dos resultados. De forma geral, o modelo consegue representar a estabilidade e a instabilidade da camada quando analisados os valores de Z/l . Assim, durante o dia, a simulação corrobora a teoria da instabilidade e com os valores observados. Durante o período da noite, após o pôr do sol, observa-se que a teoria novamente é bem representada pelo modelo, demonstrando a instabilidade da camada.

Os resultados obtidos nos dois estudos de caso vão ao encontro das conclusões de Talbot *et al.* (2012), que constataram que para períodos noturnos os menores domínios da simulação obtiveram melhor representatividade quando comparados aos dados observados.

4 CONCLUSÃO

Nesta pesquisa, foi configurado um modelo meteorológico para ser utilizado em várias escalas para a simulação de processos climáticos de escalas mesoescala (~5 km) a microescalas (até 60 m) com grades aninhadas simultâneas. Esse sistema de modelagem construído sobre o modelo WRF foi capaz de simular circulações em pequena e microescala para regiões locais, como parques de energia eólica, com grades de modelagem LES, impulsionadas continuamente por forças climáticas reais em grande escala. Os domínios maiores produzem condições iniciais realistas e condições de contorno laterais para a modelagem LES em escala fina através dos limites laterais.

Foi demonstrado que para a região da cidade do Rio Grande, o modelo de mesoescala WRF representa as componentes zonal e meridional do vento, porém, a simulação da componente vertical tem menor similaridade com a observação e, portanto, os fluxos verticais não são bem representados. O experimento com LES melhorou a simulação do vento, embora não representando com confiabilidade a variação vertical.

Analisou-se a qualidade da simulação de mesoescala para representar o centro da cidade do Rio Grande e bairros próximos, onde a faixa de terra tem largura inferior a 5 km rodeada pela Laguna dos Patos. Concluiu-se que a grade 3 representa melhor o terreno, pois o modelo precisa de pelo menos 540 metros de espaçamento de grade para não colocar grandes porções de água dentro da cidade, e mesmo nessa grade o canal do porto ainda apresenta uma pequena faixa de terra. A grade 4 (180 metros) tem maior gasto computacional e os locais que o modelo identifica como terra e água são muito próximos da grade 3. E, por fim, o domínio 5, com 60 metros entre os pontos, precisa mais pontos para cobrir toda a região.

Foi utilizado o modo LES para simular circulações de vento em casos reais no campus Carreiros da Universidade Federal do Rio Grande, das 6 UTC do dia 1 de fevereiro às 6 UTC do dia 2 de fevereiro de 2015 e das 6 UTC do dia 7 de fevereiro às 6 UTC do dia 8 de fevereiro de 2015, com cinco domínios de grades aninhadas simultaneamente. Os três domínios externos foram executados com configurações de modelo de mesoescala e assimilação contínua de dados, enquanto os dois menores foram executados com configurações de modelo LES. O quarto domínio reproduziu os resultados do terceiro para as variáveis analisadas, enquanto o quinto domínio

representou melhor as variáveis estudadas.

Os resultados obtidos nos dois estudos de caso utilizando o LES constataram que, para períodos noturnos, o modelo representa melhor a temperatura virtual e as velocidades zonal e meridional do vento. Contudo, reduz a intensidade da velocidade vertical, diminuindo a turbulência simulada.

A simulação de mesoescala e com 83 níveis usa menos tempo de computador, sendo adequada para o planejamento da produção de energia eólica na região, pois representa adequadamente as componentes do vento e da temperatura, no entanto, subestima a velocidade vertical do vento. A simulação com LES tem valores bem próximos do domínio 3 para as componentes zonal e meridional do vento e para a temperatura virtual. Com isso, concluiu-se que, para fazer previsão de potência eólica nesta região, é mais rápido e com bem menos gasto computacional a utilização de 3 domínios com 83 níveis na vertical. Todavia, para a análise dos fluxos e variáveis que dependam da componente vertical do vento, são necessários os 5 domínios, pois essa apresenta melhor acurácia com a utilização do LES.

Para a continuação deste trabalho, propõe-se a utilização de grades LES comparadas a registros em estações meteorológicas automáticas, preferencialmente um dia com dados completos na estação de Rio Grande e na torre meteorológica administrada pelo Núcleo de Física Ambiental da FURG. Trabalho não realizado nesta pesquisa porque havia muitas falhas no registro dos dados do mês de fevereiro.

Buscou-se, nesta pesquisa, desenvolver uma metodologia para determinar a altura da camada limite planetária nessas simulações com LES e comparar com a altura determinada pelo modelo quando a parametrização de Camada Limite Planetária é ativada. Utilizou-se a saída do modelo para prever a potência eólica disponível da região, fazendo uso do modelo LES e a parametrização de parque eólico, comparando com simulações com menor resolução e parametrização de camada limite ligada.

Fez-se uso, também, de um cluster com grande disponibilidade de armazenamento para aumentar significativamente a quantidade de pontos das grades 4 e 5 para analisar a região, além de introduzir uma grade com 20 metros de distância entre os pontos e dobrar o número de níveis na vertical. Esses resultados foram comparados com valores de simulação realizados nas mesmas grades, porém, rodando um domínio por vez e utilizando esse resultado como condição inicial e de contorno para o próximo domínio.

REFERÊNCIAS

ABEEÓLICA. Associação Brasileira de Energia Eólica. Energia Eólica: Os bons ventos do Brasil. **Infovento**, 2021.

ANGER, Mariely Rodrigues; KRUSCHE, Nísia. Características da camada limite superficial em Rio Grande, no dia 26 de maio de 2014 , segundo a teoria de similaridade de Monin e Obukhov. **RETEC - Revista de Tecnologias**, Ourinho, v. 10. n. 1, p. 50-61, 2017.

ARAKAWA, Akio; LAMB, Vivian. Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the U C L A General Circulation Model. **Computational Methods Physics**, v. 17, p. 173-265, 1977. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-460817-7.50009-4>> Acesso em: 25 jan. 2022.

BAUER, Hans Stefan; MUPPA, Shravan Kumar; WULFMEYER, Volker; BEHRENDT, Andreas; WARRACH-SAGI, Kirsten; SPÄTH, Florian. Multi-nested WRF simulations for studying planetary boundary layer processes on the turbulence-permitting scale in a realistic mesoscale environment. **Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 72, n. 1, p. 1-28, 2020. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/16000870.2020.1761740>> Acesso em: 25 jan. 2022.

BHIMIREDDY, Sudheer R.; BHAGANAGAR, Kiran. Performance assessment of dynamic downscaling of WRF to simulate convective conditions during Sagebrush Phase 1 Tracer Experiments. **Atmosphere**, v. 9, n. 12, p. 1-25, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.3390/ATMOS9120505>> Acesso em: 25 jan. 2022.

BRAGA, Maria Fernanda Siqueira; KRUSCHE, Nisia. Estudos Comparativos entre dois Métodos de Medição de Direção e Velocidade do Vento na Região de Rio Grande - RS. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais...** 2004. p. 2400-2408.

CÂMARA MUNICIPAL DO RIO GRANDE. **Lei nº 6586, de 20 de Agosto de 2008**. Disponível em: <<https://leismunicipais.com.br/pdf/Lei-ordinaria-6586-2008-Rio-grande-RS.pdf>> Acesso em: 25 jan. 2022.

CAMPBELL SCIENTIFIC. CSAT3 Three Dimensional Sonic Anemometer. **Word Journal Of The International Linguistic Association**, p. 34, 2009.

CHAI, T.; DRAXLER, R. R. Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? -Arguments against avoiding RMSE in the literature. **Geoscientific Model Development**, v. 7, n. 3, p. 1247–1250, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/gmd-7-1247-2014>> Acesso em: 25 jan. 2022.

CHU, Xia; XUE, Lulin; GEERTS, Bart; RASMUSSEN, Roy; BREED, Daniel. A case study of radar observations and WRF LES simulations of the impact of ground-based glaciogenic seeding on Orographic clouds and precipitation. Part I: Observations and model validations. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 53, n. 10, p. 2264-2286, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0017.1>>

Acesso em: 25 jan. 2022.

CLOSS, Darcy. Foraminíferos e tecamebas da Lagoa dos Patos (RS). **Boletim da Escola de Geologia de Porto Alegre**, v. 11, p. 1-51, 1962.

CUERVA, Alvaro; SANZ-ANDRÉS, Angel; LÓPEZ, Oscar. Singularities and undefinitions in the calibration functions of sonic anemometers. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 21, n. 12, p. 1868-1875, 2004. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JTECH-1651.1>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

CUI, Chixiao; BAO, Yunxuan; YUAN, Chengsong; LI, Zihua; ZONG, Chen. Comparison of the performances between the WRF and WRF-LES models in radiation fog – A case study. **Atmospheric Research**, v. 226, n. out. 2018, p. 76-86, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.04.003>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

GIBBS, Jeremy A.; FEDOROVICH, Evgeni. Comparison of convective boundary layer velocity spectra retrieved from large-eddy-simulation and Weather Research and Forecasting model data. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 53, n. 2, p. 377-394, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-033.1>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

GOLZIO, Alessio; BOLLATI, Irene Maria; FERRARESE, Silvia. An assessment of coordinate rotation methods in sonic anemometer measurements of turbulent fluxes over complex mountainous terrain. **Atmosphere**, v. 10, n. 6, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.3390/atmos10060324>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

GÓRSKA, Monica; ARELLANO, Jordi Vilà-Guerau de. Mean and Flux Horizontal Variability of Virtual Potential Temperature, Moisture, and Carbon Dioxide: Aircraft Observations and LES Study. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 4435-4451, 2008.

HALD, Cornelius; MAUDER, Matthias; LAUX, Patrick; KUNSTMANN, Harald. High-resolution WRF-LES simulations for real episodes: A case study for prealpine terrain. **EGU General Assembly Conference Abstracts**, v. 19, p. 12439, jan. 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.13140/RG.2.2.18936.44803>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

HEATH, Nicholas K.; FUELBERG, Henry E.; TANELLI, Simone; TURK, F. Joseph; LAWSON, R. Paul; WOODS, Sarah; FREEMAN, Sean. WRF nested large-eddy simulations of deep convection during SEAC4RS. **Journal of Geophysical Research**, v. 122, n. 7, p. 3953-3974, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/2016JD025465>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

JANJIC, Zaviša I. **The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes** *Monthly Weather Review*, 1994. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2)>. Acesso em: 28 jan. 2022.

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, n. 1, p. 31-41, 1999. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s007040050072>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric boundary layer flows**: Their Structure and Measurement. New York: Oxford University Press, 1994. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0169-8095\(95\)00045-3](https://doi.org/10.1016/0169-8095(95)00045-3)>. Acesso em: 28 jan. 2022.

KASSEM, Youssef; ÇAMUR, Hüseyin; ALGHAZALI, Abdelrahman. Evaluation of Wind Energy Potential and Economic Analysis of Wind Energy Turbine Using Present Value Cost Method at Famagusta, Rizokarpaso, Kyrenia, Morphou, Nicosia and Ercan in Cyprus: Case Study. *In*: CONFERENCE FULL-PAPER 3 RD INTERNATIONAL CONFERENCE ON APPLIED ECONOMICS AND FINANCE. **Anais...** dez. 2017. p. 63-80.

KJERFVE, Björn. Comparative oceanography of coastal lagoons. **WOLFE, D. A Estuarine Variability**, p. 63–81, 1986.

LAPRISE, René. The Euler Equations of Motion with Hydrostatic Pressure as an Independent Variable. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 197-207, 1992.

LEONARD, A. Energy Cascade in Large-Eddy Simulations of Turbulent Fluid Flows. **Advances in Geophysics**, v. 18, n. PA, p. 237-248, 1975. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60464-1](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60464-1)>. Acesso em: 28 jan. 2022.

LEUZINGER, Márcia Dieguez; COUTINHO, Gabriel Leuzinger. A implantação de parques eólicos e os impactos socioambientais em populações indígenas e tradicionais. **Direito Ambiental e Sociedade**, v. 9, n. 2, p. 91-114, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.18226/22370021.v9.n2.04>>. Acesso em: 28 jan. 2088.

LIU, Y.; WU, W.; GREGORY, G.; WARNER, T.; SWERDLIN, S. Simultaneous Nested Modeling from the Synoptic Scale to the LES Scale. *In*: 5TH INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COMPUTATIONAL WIND ENGINEERING 2010, Chapel Hill, NC, US. **Anais...** Chapel Hill, NC, US. p. 6760.

LIU, Yujue; LIU, Yubao; MUÑOZ-ESPARZA, Domingo; HU, Fei; YAN, Chao; MIAO, Shiguang. Simulation of flow fields in complex terrain with WRF-LES: Sensitivity assessment of different PBL treatments. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 59, n. 9, p. 1481-1501, 2020. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0304.1>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

LYRA, Roberto Fernando Da Fonseca; SILVA JUNIOR, Rosiberto Salustiano Da; MOURA, Marcos Antonio Lima; AMORIM, Marney Chaves de Aragão Lisboa. Prognóstico da velocidade do vento utilizando o modelo wrf na região central de Alagoas. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 447, jul. 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.5902/2179460x20273>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA. **Resolução nº 17, de 5 de outubro de 2021**. Define as metas compulsórias anuais de redução de emissões de gases causadores

do efeito estufa para a comercialização de combustíveis. 2021. Disponível em: <<https://www.in.gov.br/autenticidade.html>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

MIROCHA, J. D.; LUNDQUIST, J. K.; CHOW, F. K.; KOSOVIE, B. New Large Eddy Simulation Subfilter Turbulence Models Implemented Into the Advanced Research WRF Version 3.0. **DTCenter**, 2012. Disponível em: <https://dtcenter.org/sites/default/files/visitor-projects/Mirocha_report.pdf> Acesso em: 28 jan. 2022.

MÖLLER JR, O. O.; LORENZZETTI, J. A.; STECH, J. L.; MATTA, M. M. The Patos Lagoon summertime circulation and dynamics. *Continental Shelf Research*, v. 16, n. 3, p. 335-351, mar. 1996. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0278-4343\(95\)00014-R](https://doi.org/10.1016/0278-4343(95)00014-R)> Acesso em: 22 jan. 2022.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Tr. Akad. Nauk SSSR Geofiz**, v. 24, n. 151, p. 163-187, 1959.

NCAR. User's Guides for the Advanced Research WRF (ARW) Modeling System, Version 4. **WRF**, jan. 2019.

NIELSON, Jordan; BHAGANAGAR, Kiran. Capturing Day-to-day Diurnal Variations in Stability in the Convective Atmospheric Boundary Layer Using Large Eddy Simulation. **The Open Atmospheric Science Journal**, v. 12, n. 1, p. 107-131, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.2174/1874282301812010107>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

NOLAN, Peter J. *et al.* Coordinated unmanned aircraft system (UAS) and ground-based weather measurements to predict Lagrangian coherent structures (LCSs). **Sensors (Switzerland)**, v. 18, n. 12, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.3390/s18124448>>. Acesso em 28 jan. 2022.

ONCLEY, Steven P.; FRIEHE, Carl A.; LARUE, John C. Surface-Layer Fluxes, profiles, and Turbulence Measurements over Iniform Terrain under Near-Neutral Conditions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 7, p. 1029-1044, 1996.

PALMER, Robert T.; MARAMBA, Dina C.; DANCY, Elon. A qualitative investigation of factors promoting the retention and persistence of students of color in STEM. **Journal of Negro Education**, v. 80, p. 491-504, 2011.

PAZHERI, F. R.; OTHMAN, M. F.; MALIK, N. H. A review on global renewable electricity scenario. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v. 31, p. 835-845, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.rser.2013.12.020>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

PIOMELLI, U.; CHASNOV, J. R. Large-Eddy Simulations: Theory and Applications. In: HALLBÄCK, M.; HENNINGSON, D. S.; JOHANSSON, A. V.; ALFREDSSON, P. H. (eds.). **Turbulence and Transition Modelling**. Ercoftac Series. Alemanha: Springer, 1996.

REZENDE, Solange Oliveira. **Sistemas inteligentes**: fundamentos e aplicações.

Brasil: Manole, 2003.

SECRETARIA DO DESENVOLVIMENTO E PROMOÇÃO DO INVESTIMENTO.
Atlas eólico Rio Grande do Sul 2014. v. 91. Porto Alegre: SDPI, 2014.

SENEL, Cem Berk; TEMEL, Orkun; PORCHETTA, Sara; MUÑOZ-ESPARZA, Domingo; VAN BEECK, Jeroen. A New Planetary Boundary Layer Scheme Based on LES: Application to the XPIA Campaign. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 11, n. 8, p. 2655-2679, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2018MS001580>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

SKAMAROCK, William C.; KLEMP, Joseph B.; DUDHIA, Jimmy; GILL, David O.; BARKER, Dale M.; DUDA, Michael G.; HUANG, Xiang-Yu; WANG, Wei; POWERS, Jordan G. A Description of the Advanced Research WRF Version 3 (No. NCAR/TN-475+STR). **NCAR/UCAR OpenSky**, jan. 2008. Disponível em: <<https://doi.org/10.5065/D68S4MVH>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

STULL, R. B. **STULL (1988) - Boundary layer meteorology**. Dordrecht: KluwerAcademic., 1988.

SUN, X.; HOLMES, H. A.; OSIBANJO, O. O.; SUN, Y.; Ivey C. E. Evaluation of surface fluxes in the WRF model: case study for farmland. **Rolling Terrain Atmosphere**, p. 197, 2017.

TALBOT, Charles; BOU-ZEID, Elie; SMITH, Jim. Nested Mesoscale Large-Eddy Simulations with WRF: Performance in Real Test Cases. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 5, p. 1421-1441, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-048.1>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

THOMPSON, Gregory; FIELD, Paul R.; RASMUSSEN, Roy M.; HALL, William D. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 12, p. 5095-5115, 2008. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/2008MWR2387.1>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

VILLWOCK, Jorge Alberto; TOMAZELLI, Luiz José. **Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas**. Porto Alegre: Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica - UFRGS, 1995.

WANG, Hailong; SKAMAROCK, William C.; FEINGOLD, Graham. Evaluation of Scalar Advection Schemes in the Advanced Research WRF Model Using Large-Eddy Simulations of Aerosol-Cloud Interactions. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 8, p. 2547-2558, 2009. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/2009MWR2820.1>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

WANG, Y.; BASU, S.; MANUEL, L. Coupled Mesoscale-Large-Eddy Modeling of Realistic Stable Boundary Layer Turbulence. **arXiv preprint arXiv:1307.2484**, p. 1-57, jul. 2013. Disponível em: <<http://arxiv.org/abs/1307.2484>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

WILKS, Daniel S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. San Diego: Academic Press, 1995.

XIAO, Heng *et al.* Modifications to WRF's dynamical core to improve the treatment of moisture for large-eddy simulations. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 7, n. 4, p. 1627-1642, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/2015MS000532>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

ZHIYIN, Yang. Large-eddy simulation: Past, present and the future. **Chinese Journal of Aeronautics**, v. 28, n. 1, p. 11-24, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/J.CJA.2014.12.007>>. Acesso em: 28 jan. 2022.

ANEXO I – LISTA DE NOMES DE PARQUES EÓLICOS

Usinas eólicas instaladas na cidade do Rio Grande:

Conjunto Eólico	Usina	Capacidade Instalada (MW)	Entrada Comercial
Quinta 69 kV	REB ¹ Cassino I	22	
	REB Cassino II	20	14/01/2015
	REB Cassino III	22	
Quinta 138 kV	Corredor do Senandes II	21,6	04/02/2015
	Corredor do Senandes III	27	23/01/2015
	Corredor do Senandes IV	29,7	11/04/2015
	Vento Aragano I	29,7	30/04/2015
Povo Novo	Curupira		
	fazenda Vera Cruz	fase de construção	
	Povo Novo		

Santa Vitória do Palmar possui 2 conjuntos eólicos apresentados na tabela a seguir.

Usinas eólicas instalados na cidade de Santa Vitória do Palmar:

Conjunto Eólico	Usina	Capacidade Instalada (MW)	Entrada Comercial
Santa Vitória do Palmar	Chuí I	24	16/06/2015
	Chuí II	22	
	Chuí IV	22	09/06/2015
	Chuí V	30	23/05/2015
	Chuí IX	22	22/10/2015
	Minuano I	24	
	Minuano II	17,9	29/05/2015
	Verace I	20	
	Verace II	20	
	Verace III	26	
	Verace IV	30	
	Verace V	30	
	Verace VI	8	24/02/2015
	Verace VII	30	
	Verace VIII	26	
	Verace IX	30	
	Verace X	28	
	Verace 24	19,69	
	Verace 25	7,16	
	Verace 26	14,32	26/11/2015
	Verace 27	16,11	
	Verace 28	12,53	
	Verace 29	17,9	
	Verace 30	17,9	16/12/2015
	Verace 31	8,95	
	Verace 34	14,32	07/01/2016

¹ Empreendimentos e Administradora de Bens S/A

	Verace 35	12,53	11/12/2015
	Verace 36	21,48	25/12/2015
Marmeleiro 2	Aura Mangueira IV	22	02/09/2017
	Aura Mangueira VI	28	15/09/2017
	Aura Mangueira VII	22	27/12/2016
	Aura Mangueira XI	10	02/02/2017
	Aura Mangueira XII	16	02/06/2017
	Aura Mangueira XIII	14	13/05/2017
	Aura Mangueira XV	18	25/03/2017
	Aura Mangueira XVII	14	21/07/2017
	Aura Mirim II	30	27/12/2016
	Aura Mirim IV	15	02/02/2017
	Aura Mirim VI	9	08/07/2017
	Aura Mirim VIII	9	