

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ISABELA GODOY CABRAL

ESTUDO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA E PREDIÇÃO DE ENERGIA
CINÉTICA DA TURBULÊNCIA EM REGIÕES DE TOPOGRAFIA COMPLEXA

CURITIBA

2023

ISABELA GODOY CABRAL

ESTUDO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA E PREDIÇÃO DE ENERGIA
CINÉTICA DA TURBULÊNCIA EM REGIÕES DE TOPOGRAFIA COMPLEXA

Tese apresentada ao curso de Pós-Graduação
em Engenharia Ambiental, Setor de Tecnologia,
Universidade Federal do Paraná, como requisito
parcial à obtenção do título de Doutor em Enge-
nharia Ambiental..

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Carvalho de Al-
meida

CURITIBA

2023

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Cabral, Isabela Godoy

Estudo da camada limite atmosférica e predição de energia cinética da turbulência em regiões de topografia complexa / Isabela Godoy Cabral. – Curitiba, 2023.

1 recurso on-line : PDF.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental.

Orientador: Ricardo Carvalho de Almeida

1. Camada Limite Atmosférica. 2. Energia cinética. 3. Turbulência. 4. Aprendizado do computador. I. Universidade Federal do Paraná. II. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. III. Almeida, Ricardo Carvalho de. IV. Título.

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação ENGENHARIA AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **ISABELA GODOY CABRAL** intitulada: **Estudo da Camada Limite Atmosférica e Predição da Energia Cinética da Turbulência em Regiões de Topografia Complexa**, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutora está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 12 de Setembro de 2023.

Assinatura Eletrônica

13/09/2023 11:28:59.0

RICARDO CARVALHO DE ALMEIDA
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

13/09/2023 10:03:58.0

EMILIO GRACILIANO FERREIRA MERCURI
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

15/09/2023 11:39:37.0

LISIANE RAMIRES MENESES
Avaliador Externo (INSTITUTO FEDERAL DE EDUCAÇÃO, CIÊNCIA E
TECNOLOGIA SUL-RIO-GRANDENSE)

Assinatura Eletrônica

13/09/2023 10:02:35.0

LIVIA SOUZA FREIRE GRION
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO)

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Dr. Ricardo Carvalho de Almeida, por toda dedicação e apoio. Sua experiência e confiança garantiram que pudessemos chegar até aqui. Sua contribuição ao meu crescimento acadêmico e profissional são imensuráveis.

À minha família, presente em toda minha trajetória. Apenas com seu apoio foi possível que eu pudesse me dedicar à pesquisa e concluir todas as etapas necessárias para chegar até aqui.

Ao Bruno, pelo suporte incondicional, mesmo com todas as dificuldades que surgiram ao longo dessa jornada.

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de financiamento 001.

RESUMO

Estudamos os efeitos exercidos pela topografia complexa sobre o escoamento da Camada Limite Atmosférica (CLA). Foram realizadas simulações do escoamento com o emprego do modelo WRF-LES, sobre as regiões de Askervein (Taylor; Teunissen, 1985) e Riverton, ambas com topografia complexa, mas de morfologias e clima diversos. Os resultados das simulações para diversas variáveis micrometeorológicas/as foram considerados como dado de entrada para predição dos valores de energia cinética da turbulência (TKE) em diferentes alturas, com emprego de modelos de árvore de decisão. Os valores de TKE utilizados para o treinamento foram obtidos também pelas simulações do WRF-LES, com emprego do esquema de TKE de ordem 1,5 de parametrização dos efeitos subgrade. Os resultados das simulações de Smagorinsky e TKE não apresentaram diferenças significativas. Os resultados dos modelos de árvore de decisão mostraram um bom desempenho na predição de TKE até 700 m em Askervein, e 800 m em Riverton. Ainda, indicaram uma prevalência da forçante mecânica na região de Askervein, de característica predominantemente neutra; Em Riverton, com condições mais afastadas da neutralidade, a forçante termodinâmica teve importância predominante para todos os casos estudados. Os efeitos do relevo foram mais significativos nas condições próximas à neutralidade, ou para alturas de até 50 m da superfície.

Palavras-chaves: Camada Limite Atmosférica; energia cinética da turbulência; relevo complexo; aprendizado de máquina.

ABSTRACT

We studied the effects exerted by complex topography on the Atmospheric Boundary Layer (ABL) flow. Flow simulations were performed using the WRF-LES model over the regions of Askervein (Taylor; Teunissen, 1985) and Riverton, both characterized by complex topography but with different morphologies and climates. The results of the simulations for various micrometeorological variables were used as input data for predicting turbulence kinetic energy (TKE) values at different heights using decision tree models. The TKE values used for training were also obtained from WRF-LES simulations, employing the 1.5-order TKE scheme for subgrid effects parameterization. The results of Smagorinsky and TKE simulations showed no significant differences. The decision tree model results demonstrated good performance in predicting TKE up to 700 m in Askervein and 800 m in Riverton. Additionally, they indicated a prevalence of mechanical forcing in the Askervein region, which exhibited predominantly neutral characteristics. In Riverton, with conditions further from neutrality, thermodynamic forcing played a predominant role in all studied cases. The effects of terrain were more significant in conditions close to neutrality or at heights up to 50 m above the surface.

Key-words: Atmospheric Boundary Layer; turbulence kinetic energy; complex terrain; machine learning.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 – ESTABILIDADE LOCAL E NÃO LOCAL.	21
FIGURA 2 – REPRESENTAÇÃO DOS DIFERENTES CENÁRIOS PARA NÚMERO DE FROUDE: (A) ESCOAMENTO SUPERCRÍTICO, (B) ESCOAMENTO SUBCRÍTICO E (C) SALTO HIDRÁULICO.	23
FIGURA 3 – Representação simplificada do ciclo diário da CLA. Adaptado de Stull (1988).	24
FIGURA 4 – Representação idealizada dos núcleos de térmicas na CLC.	28
FIGURA 5 – Representação simplificada dos perfis típicos de (a) temperatura potencial média, (b) velocidade média do vento e (c) umidade específica ou outro contaminante conservativo genérico, na CLA diurna.	29
FIGURA 6 – Perfis de temperatura potencial e umidade obtidos a partir de radiossondagem realizada na cidade de Amarillo (EUA).	30
FIGURA 7 – Perfis típicos de a) temperatura absoluta, b) temperatura potencial e c) velocidade do vento (média). (Adaptado de Stull (1988))	34
FIGURA 8 – Representação de uma circulação térmicamente forçada em região de montanha e vale.	40
FIGURA 9 – Representação de escoamento sobre montanha isolada. A linha pontilhada indica a altura crítica h_c , ou altura de divisão do escoamento.	42
FIGURA 10 – Coordenada η . Adaptado de (Skamarock et al., 2008).	45
FIGURA 11 – Representação das grades horizontal (esquerda) e vertical (direita) do modelo WRF. Fonte: (Skamarock et al., 2019a)	45
FIGURA 12 – EXEMPLO SIMPLIFICADO DE ÁRVORE DE DECISÃO.	55
FIGURA 13 – Imagem da região de Askervein, com localização do ponto mais alto da colina (HT) indicado pelo ponto em vermelho.	59
FIGURA 14 – Imagem da região de Riverton, com localização da estação meteorológica pelo ponto em vermelho.	60
FIGURA 15 – VALORES DE U_H (M/S) A 10 M PARA DOIS EXPERIMENTOS DE MEDIÇÃO DO PROJETO ASKERVEIN (A) TU07-B E (B) TU03-A OBSERVADOS E MODELADOS PELO WRF-LES PARA $SGS = 1.5TKE$ E $SGS = SMG$	69

FIGURA 16 – SÉRIES DE REGISTROS DE (A) U_H A 10 M E (B) T_2 OBSERVADOS E MODELADOS PELO WRF-LES COM $SGS = 1.5TKE$ E $SGS = SMG$	70
FIGURA 17 – PONTOS DE INTERESSE PARA ANÁLISE DE PERFIS DE VELOCIDADE, TEMPERATURA E TKE , NO DIA 05 DE ABRIL ÀS 18 H.	73
FIGURA 18 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 18 H DO DIA 05 DE ABRIL.	74
FIGURA 19 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 19 H DO DIA 05 DE ABRIL.	75
FIGURA 20 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 06 H DO DIA 06 DE ABRIL.	75
FIGURA 21 – VELOCIDADE HORIZONTAL A 10 M.	76
FIGURA 22 – PERFIS DE (A) VENTO (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE NOS PONTOS DE INTERESSE.	77
FIGURA 23 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE TKE EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM RIVERTON.	78
FIGURA 24 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE w EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM RIVERTON.	79
FIGURA 25 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO NORDESDE - SUDOESTE, DISTRIBUIÇÃO DE TKE E VELOCIDADE DO VENTO EM RIVERTON, ÀS 05H DO DIA 01 DE OUTUBRO.	80
FIGURA 26 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO NORDESDE - SUDOESTE, DISTRIBUIÇÃO DE TKE E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL EM RIVERTON, ÀS 05H DO DIA 01 DE OUTUBRO.	80
FIGURA 27 – PERFIS DE (A) VENTO (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE , ÀS 14H DO DIA 09 DE OUTUBRO.	81
FIGURA 28 – VELOCIDADE HORIZONTAL A 10 M.	82
FIGURA 29 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE TKE EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM RIVERTON, ÀS 14 H DO DIA 09 DE OUTUBRO.	83
FIGURA 30 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE w EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM RIVERTON, ÀS 14 H DO DIA 09 DE OUTUBRO.	84

FIGURA 31 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO SUL - NORTE, DISTRIBUIÇÃO DE (A) TKE E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL, E (B) COMPONENTES V E W DO CAMPO DE VENTO EM RIVERTON, ÀS 14H DO DIA 09 DE OUTUBRO.	85
FIGURA 32 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO OESTE-LESTE, DISTRIBUIÇÃO DE (A) TKE E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL, E (B) COMPONENTES V E W DO CAMPO DE VENTO EM RIVERTON, ÀS 14H DO DIA 09 DE OUTUBRO.	86
FIGURA 33 – PONTOS DE INTERESSE PARA ANÁLISE DE PERFIS DE VELOCIDADE, TEMPERATURA E TKE , NO DIA 18 DE MAIO.	87
FIGURA 34 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 05 H DO DIA 18 DE MAIO.	88
FIGURA 35 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 08 H DO DIA 18 DE MAIO.	89
FIGURA 36 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 05 H DO DIA 10 DE ABRIL.	90
FIGURA 37 – PONTOS DE INTERESSE PARA ANÁLISE DE PERFIS DE VELOCIDADE, TEMPERATURA E TKE , NO DIA 10 DE ABRIL.	90
FIGURA 38 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE TKE EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM ASKERVEIN, ÀS 05 H DO DIA 10 DE ABRIL.	92
FIGURA 39 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE W EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM ASKERVEIN, ÀS 05 H DO DIA 10 DE ABRIL.	93
FIGURA 40 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO OESTE - LESTE, DISTRIBUIÇÃO DE TKE E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL EM ASKERVEIN, ÀS 15H DO DIA 13 DE AGOSTO.	94
FIGURA 41 – PONTOS DE INTERESSE E CAMPO DE VENTO A 10 M EM ASKERVEIN, ÀS 15H DO DIA 13 DE AGOSTO.	94
FIGURA 42 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE TKE EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM ASKERVEIN, ÀS 15 H DO DIA 13 DE AGOSTO.	96
FIGURA 43 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE W EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM ASKERVEIN, ÀS 15 H DO DIA 13 DE AGOSTO.	97

FIGURA 44 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO SUL-NORTE, DISTRIBUIÇÃO DE TKE E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL EM ASKERVEIN, ÀS 15H DO DIA 13 DE AGOSTO.	97
FIGURA 45 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO OESTE - LESTE, DISTRIBUIÇÃO DE TKE E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL EM ASKERVEIN, ÀS 15H DO DIA 13 DE AGOSTO.	98
FIGURA 46 – DISTRIBUIÇÃO DOS VALORES DE TKE PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA EM ASKERVEIN.	101
FIGURA 47 – DIAGRAMAS DE DISPERSÃO DOS VALORES DE TKE (M^2/S^2) EM ASKERVEIN MODELADOS PELO WRF (EIXO X) E PREDITOS PELOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO AJUSTADOS PARA AS FAIXAS DE ALTURAS DE (A) 0 A 50 M; (B) 50 M A 100 M; (C) 100 M A 200 M; (D) 200 M A 300 M; (E) 0 M A 300 M; (F) 0 M A 700 M.	103
FIGURA 48 – IMPORTÂNCIA RELATIVA DA VARIÁVEIS NO TREINAMENTO E TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO ESPECIALIZADOS PARA AS FAIXAS DE (A) 0 A 50 M; (B) 0 M A 300 M; OS VALORES DE IMPORTÂNCIA ESTÃO NORMALIZADOS PELA VALOR DA VARIÁVEL DE MAIOR IMPORTÂNCIA, VARIANDO DE 0 A 1.	104
FIGURA 49 – IMPORTÂNCIA RELATIVA DA VARIÁVEIS NO TREINAMENTO E TESTE DO MODELO DE ÁRVORE DE DECISÃO PARA A CAMADA DE 0 A 700M; VALORES DE IMPORTÂNCIA ESTÃO NORMALIZADOS PELA VALOR DA VARIÁVEL DE MAIOR IMPORTÂNCIA, VARIANDO DE 0 A 1.	105
FIGURA 50 – EVOLUÇÃO DE R^2 PARA DIFERENTES VALORES DE N NOS MODELOS (A) <i>BAGGING</i> ; (B) <i>RANDOM FOREST</i> ; (C) <i>BOOSTING</i> . TREINAMENTOS E TESTES COM DADOS DE 0 A 700 M.	106
FIGURA 51 – DIAGRAMAS DE DISPERSÃO DOS VALORES MODELADOS PELO WRF E PREDITOS PELOS MODELOS DE (A) ÁRVORE DE DECISÃO (B) <i>BAGGING</i> ; (C) <i>RANDOM FORESST</i> ; (D) <i>BOOSTING</i> . TREINAMENTOS E TESTES COM DADOS DE 0 A 700 M.	108
FIGURA 52 – IMPORTÂNCIAS RELATIVAS DAS VARIÁVEIS PREDITORAS NOS TESTES DO MODELO <i>BOOSTING</i> PARA OS AJUSTES DE (A) 0 A 300 M; (B) 0 A 700 M; VALORES DE IMPORTÂNCIA ESTÃO NORMALIZADOS PELA VALOR DA VARIÁVEL DE MAIOR IMPORTÂNCIA, VARIANDO DE 0 A 1.	109

FIGURA 53 – DISTRIBUIÇÃO DOS VALORES DE TKE PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA EM RIVERTON.	110
FIGURA 54 – DIAGRAMAS DE DISPERSÃO DOS VALORES DE TKE (M^2/S^2) EM RIVERTON MODELADOS PELO WRF (EIXO X) E PREDITOS PELOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO AJUSTADOS PARA AS FAIXAS DE ALTURAS DE (A) 0 A 50 M; (B) 0 M A 400 M; (C) 0 M A 800 M.	111
FIGURA 55 – IMPORTÂNCIA RELATIVA DA VARIÁVEIS NO TREINAMENTO E TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO ESPECIALIZADOS PARA AS FAIXAS DE (A) 0 A 50 M; (B) 0 M A 800 M; OS VALORES DE IMPORTÂNCIA ESTÃO NORMALIZADOS PELA VALOR DA VARIÁVEL DE MAIOR IMPORTÂNCIA, VARIANDO DE 0 A 1.	112
FIGURA 56 – EVOLUÇÃO DE R^2 PARA DIFERENTES VALORES DE N NOS MODELOS (A) <i>BAGGING</i> ; (B) <i>RANDOM FOREST</i> ; (C) <i>BOOSTING</i> . TREINAMENTOS E TESTES COM DADOS DE 0 A 800 M.	113
FIGURA 57 – IMPORTÂNCIAS RELATIVAS DAS VARIÁVEIS PREDITORAS NOS TESTES DO MODELO <i>BOOSTING</i> PARA OS AJUSTES DE (A) 0 A 50 M; (B) 0 A 400 M; (C) 0 A 800 M; VALORES NORMALIZADOS PELO VALOR DA VARIÁVEL PREDITORA DE MAIOR IMPORTÂNCIA.	115

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – PARÂMETROS EMPREGADOS NO MODELO WRF-LES PARA SIMULAÇÕES EM ASKERVEIN, INCLUINDO TAMANHO DO DOMÍNIO, ESPAÇAMENTO DE GRADE, PASSO DE TEMPO E ESQUEMAS DE PARAMETRIZAÇÃO DA CLA.	61
TABELA 2 – PARÂMETROS EMPREGADOS NO MODELO WRF-LES PARA SIMULAÇÕES EM RIVERTON, INCLUINDO TAMANHO DO DOMÍNIO, ESPAÇAMENTO DE GRADE, PASSO DE TEMPO E ESQUEMAS DE PARAMETRIZAÇÃO DA CLA.	62
TABELA 3 – PERÍODOS DE REALIZAÇÃO DE EXPERIMENTOS, COM DURAÇÃO EM HORAS, PARAMETRIZAÇÕES DE CLA OU LES APLICADAS NAS GRADES D04 E D05, E INDICAÇÃO QUAIS FORAM EMPREGADOS NA VALIDAÇÃO DOS MODELOS DE SUBGRADE SMG E TKE.	63
TABELA 4 – PARÂMETROS DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO UTILIZADOS.	64
TABELA 5 – MÉTRICAS CALCULADAS PARA \bar{U}_H A 10 METROS, COM SGS=TKE; VALORES DE VELOCIDADE EM (M.S ⁻¹).	68
TABELA 6 – MÉTRICAS CALCULADAS PARA \bar{U}_H A 10 METROS, COM SGS=SMG; VALORES DE VELOCIDADE EM (M.S ⁻¹).	68
TABELA 7 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM RIVERTON, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.	71
TABELA 8 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM RIVERTON, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.	71
TABELA 9 – MÉTRICAS CALCULADAS PARA \bar{U}_H POR FAIXA DE ALTURA, COM $SGS = SMG$; VALORES DE VELOCIDADE EM (M.S ⁻¹).	72
TABELA 10 – MÉTRICAS CALCULADAS PARA \bar{U}_H POR FAIXA DE ALTURA, COM $SGS = 1.5TKE$; VALORES DE VELOCIDADE EM (M.S ⁻¹).	73
TABELA 11 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM ASKERVEIN, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.	102
TABELA 12 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM ASKERVEIN, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.	106

TABELA 13 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM RIVERTON, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.	110
TABELA 14 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM RIVERTON, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.	113

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	A CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA	18
2.1	ESTABILIDADE NA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA	19
2.1.1	Temperatura potencial	19
2.1.2	<i>Lapse rate</i>	20
2.1.3	Estabilidade estática	20
2.1.4	Estabilidade dinâmica	21
2.1.5	Frequência de Brunt-Vaisälä e Número de Froude	22
2.2	ESTRUTURA E CICLO DIÁRIO DE EVOLUÇÃO DA CLA	24
2.2.1	Camada superficial e a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov	25
2.2.2	Camada Limite Convectiva	27
2.2.2.1	Perfis	28
2.2.2.2	Escalas características	31
2.2.2.3	Fluxos superficiais e de entranhamento	32
2.3	CAMADA LIMITE ESTÁVEL	33
2.3.0.1	Perfis	33
2.3.0.2	Escalas características	34
2.4	TURBULÊNCIA	36
2.4.1	Energia Cinética da turbulência	37
2.4.2	Subregião inercial	38
2.5	EFEITOS DE RELEVO SOBRE O ESCOAMENTO NA CLA	39
3	REVISÃO DE LITERATURA	43
3.1	MODELO NUMÉRICO WRF (<i>WEATHER RESEARCH AND FORECASTING</i>)	44
3.1.1	WRF-LES	46
3.1.1.1	Esquema de fechamento tridimensional de Smagorinsky	47
3.1.1.2	Esquema de fechamento de Energia Cinética da Turbulência de ordem 1,5	48
3.2	MODELAGEM DE ESCOAMENTO SOBRE TERRENO COMPLEXO	49
3.3	APRENDIZADO DE MÁQUINA	53
3.3.1	<i>Bagging</i>	55
3.3.2	<i>Random Forest</i>	56
3.3.3	<i>Boosting</i>	56
4	MATERIAIS E MÉTODOS	58
4.1	LOCAIS DE ESTUDO	58
4.1.1	Askervein	58
4.1.2	Riverton	59
4.2	CONFIGURAÇÃO DO MODELO WRF	60
4.3	MÓDULO DE APRENDIZADO DE MÁQUINA <i>SCIKIT-LEARN</i>	63

4.4	PARÂMETROS PARA A AVALIAÇÃO DE QUALIDADE DAS ESTIMATIVAS	65
5	RESULTADOS	67
5.1	ANÁLISE DO DESEMPENHO DO MODELO WRF PARA AS REGIÕES DE RIVERTON E ASKERVEIN	67
5.1.1	Askervein	67
5.1.2	Riverton	68
5.2	ANÁLISE DOS PROCESSOS TURBULENTOS E DINÂMICA DA CLANA REGIÃO DE RIVERTON	72
5.2.1	Camada Limite Noturna	76
5.2.2	Camada de Mistura	80
5.3	ANÁLISE DOS PROCESSOS TURBULENTOS E DINÂMICA DA CLANA REGIÃO DE ASKERVEIN	87
5.3.0.1	Camada Limite Noturna	89
5.3.1	Camada de Mistura	92
5.4	EMPREGO DE MODELOS DE ÁRVORES DE DECISÃO PARA PREDIÇÃO DA <i>TKE</i> EM DIFERENTES ALTURAS	99
5.4.1	Askervein	100
5.4.2	Riverton	107
6	DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	116
	REFERÊNCIAS	120

1 INTRODUÇÃO

Podemos dividir a troposfera em duas camadas: a atmosfera livre e a Camada Limite Atmosférica (CLA). Enquanto na atmosfera livre predominam fenômenos meteorológicos de grande escala, na CLA, porção inferior da troposfera e em contato direto com a superfície, encontramos intensidade significativamente maior de turbulência e fenômenos de microescala.

Regiões de relevo complexo apresentam uma dinâmica própria de escoamento da CLA. Modelos teóricos referem ao escoamento de vale-montanha com características bem definidas nas encostas e vale (Carruthers; Hunt, 1990). A presença de heterogeneidade horizontal do relevo afeta não apenas o escoamento médio da camada, mas também, as menores escalas do escoamento. Em áreas rurais, a influência da topografia sobre o vento pode causar prejuízos às plantações e florestas, na dispersão de sementes e patógenos, na formação de geada, e nos próprios fluxos turbulentos, impactando o microclima da região (Finnigan, 1988; Carruthers; Hunt, 1990; Meroney, 1990).

Na área ambiental, podemos citar ainda problemas de poluição atmosférica, e sua representação por modelos de dispersão de poluentes. Modelos matemáticos são ferramentas capazes de, a partir de dados observados, prever cenários possíveis. No caso da modelagem de dispersão atmosférica de poluentes, pretendemos com frequência prever as concentrações desses poluentes em níveis próximos ao solo, onde seus efeitos podem causar maior dano à saúde da população.

Para tanto, temos como entrada nesses modelos, dados não apenas da concentração dos poluentes na fonte geradora, mas também da dinâmica da atmosfera no período de interesse. A partir dessas informações, o modelo irá desenvolver aproximações dos processos que ocorrem na natureza, de forma a tentar representar da maneira mais real possível a dispersão dos poluentes e suas concentrações no tempo e no espaço, a fim de fornecer material robusto para tomada de decisões, como permissões para instalação de plantas industriais ou diagnóstico de eventos de poluição.

Com o aumento significativo da capacidade de processamento computacional, é possível implementar modelos cada vez mais avançados, representando de forma mais fiel à realidade os processos que ocorrem na atmosfera. Ainda assim, muitas simplificações são necessárias para que a aplicação desses modelos se faça possível. Em sua maioria, modelos de dispersão de poluentes se baseiam na teoria de Monin-Obukhov, que supõe homogeneidade horizontal do domínio, e não se aplica a escoamentos forçados por densidade, como é o caso de escoamentos em regiões de

relevo complexo (Lobocki, 2014). Além disso, consideram a presença de elementos topográficos bastante simplificados, o que pode afetar a qualidade dos resultados em regiões com relevo acidentado (Giovannini et al., 2020).

Atualmente, saídas de modelos numéricos de previsão climática como campos de temperatura e vento, coeficientes de difusão e energia cinética da turbulência (TKE) já são utilizados como entrada para modelos de dispersão de poluentes na atmosfera (Ferrero et al., 2018; Tomasi et al., 2019). Essas informações relacionadas à turbulência podem ser obtidas também através de simulações de grandes vórtices (LES) (Lobocki, 2014), mas isso implicaria em alto custo computacional.

Isto posto, podemos caracterizar nosso objetivo com o presente estudo, que é a melhor compreensão da relação entre as escalas inerentes ao escoamento na camada limite atmosférica, o papel das forçantes mecânica e termodinâmica sobre o escoamento e a intensidade da turbulência, e como a presença de topografia complexa afeta essas relações, e afasta o escoamento real da hipótese teórica de homogeneidade horizontal. Ainda, pretendemos avaliar o desempenho de modelos de aprendizado de máquina para a previsão da energia cinética da turbulência (TKE), ou seja, para a estimativa, em diferentes alturas em relação à superfície, a partir de parâmetros da superfície, no mesmo instante de tempo e mesmo ponto no plano $x - y$. Como resultado dos treinamentos de modelos de aprendizado de máquina, pretendemos ainda compreender melhor a importância dos parâmetros de superfície para o desenvolvimento e manutenção da TKE em diferentes localidades.

Para tanto, faz-se necessária a simulação do escoamento atmosférico com o modelo WRF, incluindo a simulação de vórtices de grandes escalas (*Large Eddy Simulation* - LES), a fim de se obter previsões mais representativas da dinâmica da CLA. Foram escolhidas duas regiões com dados observados de superfície e ar superior, possibilitando a validação das simulações frente a dados reais. Empregando os dados simulados como entradas para o modelo de aprendizado de máquina, vamos então avaliar as possíveis configurações e aplicabilidade dos modelos para previsão de campos de TKE em regiões de topografia complexa, como alternativa aos modelos convencionais.

2 A CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

O conceito de camada limite de escoamentos foi mencionado pela primeira vez em 1904, no trabalho "*On the motion of a fluid with very small viscosity*" de Ludwig Prandtl (Tani, 1977; Anderson, 2005). Em sua teoria, Prandtl leva em consideração a condição de não-deslizamento na parede, e supõe que os efeitos de fricção referentes à interação do escoamento com a superfície são sentidos apenas em uma pequena região próxima a ela, denominada camada limite.

Consideremos então um fluido escoando sobre uma superfície plana com velocidade média constante v . Sabemos que, por menor que seja a viscosidade desse fluido, teremos imposta a condição de contorno de não-deslizamento (Tennekes; Lumley, 1972), sendo então a velocidade do fluido na superfície sólida igual à velocidade da própria superfície. À medida que nos aproximamos da parede, podemos identificar a camada limite como uma região com velocidade média variável, que decai até satisfazer a condição de não-deslizamento. Nela, assim como previsto por Prandtl (Tani, 1977), o escoamento sofre interferência direta da superfície sobre a qual escoar, e podemos notar variações abruptas em propriedades do fluido como temperatura, velocidade e densidade (Arya, 1998).

Analogamente, o movimento do ar atmosférico sofre efeitos da interação com a superfície terrestre. Além disso, a escala temporal com que essa interação é percebida ao longo da extensão vertical da atmosfera também nos ajuda a caracterizar duas regiões bastante distintas entre si: a Camada Limite Atmosférica (CLA) e a Atmosfera Livre (AL). Essencialmente, a CLA responde muito rapidamente a efeitos de superfície, em uma escala temporal da ordem de 1 h a 1 dia (Stull, 1988; Arya, 1999a).

Na literatura é possível encontrar inúmeras definições para a CLA. A mais usual, e também simplificada, é bastante semelhante ao próprio conceito de Prandtl para uma camada limite genérica: porção inferior da atmosfera, ou seja, do escoamento, na qual podem ser sentidos os efeitos diretos da interação com a superfície terrestre (Benkley; Schulman, 1979). Com foco na dinâmica do escoamento, Wyngaard (1988) salienta que a camada limite é "vigorosamente e continuamente turbulenta".

Isso não significa que todo o ar atmosférico acima da camada limite não seja influenciado pela superfície, tampouco que a turbulência seja fenômeno exclusivo da camada limite. A turbulência na atmosfera livre se dá de maneira intermitente, e também em fenômenos isolados, como em nuvens cumulus de convecção profunda e cisalhamento do vento próximo às correntes de jato (Clayson; Kantha, 2008).

A extensão vertical h da CLA é bastante variável, e acompanha seu ciclo diário.

O topo da camada limite configura um importante parâmetro para a dispersão de poluentes na atmosfera, e é usado como dado de entrada em modelos regulatórios de qualidade do ar. Esse limite superior não é uma linha claramente definida, mas sim uma região de transição entre a CLA e AL. Em algumas situações, essa região apresenta-se de maneira bastante pronunciada, com variações abruptas em perfis de escalares como temperatura e umidade. Isso acontece devido a presença de forte estabilidade, a qual atua como uma espécie de tampa, impedindo os fluxos ascendentes da CLA para a AL. Em outros casos, como veremos para camadas limites estáveis, a transição pode acontecer de maneira mais suave, dificultando a determinação da altura da CLA.

2.1 ESTABILIDADE NA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

A estabilidade do escoamento nos indica de que maneira ele responde a perturbações. Para um sistema genérico, podemos dizer que o mesmo é estável se uma perturbação a ele aplicada é atenuada. Contrariamente, a amplificação de perturbações indica que o sistema é instável.

Ao considerarmos como nosso sistema o escoamento de um fluido, a estabilidade dinâmica desse escoamento está relacionada à presença ou não de turbulência (Stull, 2017). Em condições estáveis, o escoamento é, ou torna-se, laminar. Já um escoamento instável é ou torna-se turbulento. Podemos ainda ter condições neutras, nas quais não haverá amplificação, tampouco atenuação de perturbações.

Na CLA, a estabilidade é afetada por uma combinação de fatores, dentre os quais destacam-se a flutuabilidade e o cisalhamento do vento. Para compreensão de como tais fatores influenciam a estabilidade na camada são necessários os conceitos de temperatura potencial e *lapse rate*, apresentados a seguir.

2.1.1 Temperatura potencial

A temperatura potencial é definida como temperatura que uma parcela de ar seco, à temperatura T e pressão p , teria ao sofrer uma expansão ou compressão adiabática até uma determinada pressão de referência p_s , usualmente 1000 hPa (Holton, 2004). Utilizando a temperatura potencial, é possível comparar a temperatura em diferentes níveis da atmosfera, levando em consideração efeitos de compressibilidade.

A partir da primeira lei da termodinâmica para um gás em processo adiabático, podemos obter a equação de Poisson

$$\theta = T \left(\frac{p_s}{p} \right)^{R/c_p}, \quad (2.1)$$

que relaciona a temperatura T do gás à temperatura potencial θ equivalente, sendo R a

constante universal dos gases, e c_p o calor específico à pressão constante. Caso seja utilizada a temperatura virtual T_v , que considera os efeitos de umidade, a equação (2.1) terá como resultado a temperatura potencial virtual θ_v .

2.1.2 Lapse rate

O *lapse rate* atmosférico é a taxa de resfriamento do ar com a altitude,

$$\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}. \quad (2.2)$$

Ele pode ser relacionado à taxa de variação de temperatura potencial pela equação

$$\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p}, \quad (2.3)$$

obtida a partir da diferenciação da Equação (2.1) em relação à altura.

Para o caso específico de uma atmosfera com temperatura potencial constante ao longo de sua extensão vertical, teremos o *lapse rate* adiabático seco

$$\Gamma_d = -\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{g}{c_p} = 9,8 \text{ } ^\circ\text{C}, \quad (2.4)$$

o qual é aproximadamente constante para a parte inferior da atmosfera (Holton, 2004).

2.1.3 Estabilidade estática

A estabilidade estática está relacionada à flutuabilidade de uma parcela de ar em relação ao ambiente no qual está imersa. Uma maneira de determiná-la é considerando uma situação hipotética na qual uma parcela sofre um deslocamento vertical. Ao chegar ao novo ponto, se a parcela estiver mais quente que o meio, ela sofrerá forças de empuxo que a empurrarão para cima. Do contrário, se estiver mais fria que o meio, a parcela tenderá a descer.

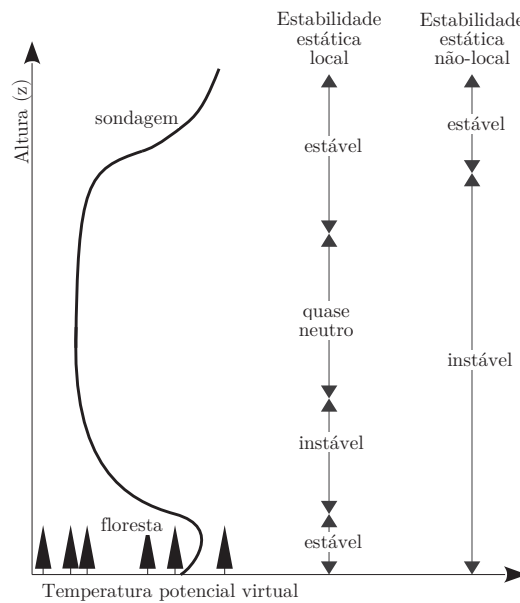
Agora, podemos imaginar uma parcela de ar atmosférico deslocada verticalmente para cima, em um processo adiabático. Enquanto a parcela estiver mais quente que o meio em que está imersa, ela tenderá a amplificar o movimento de deslocamento inicial: temos um ambiente instável.

Em uma situação oposta, após um determinado deslocamento ascendente a parcela encontra-se mais fria que o ar ambiente. Nesse caso o movimento de subida da parcela será atenuado, e temos um ambiente estável.

A taxa de resfriamento do ar atmosférico, contudo, nos possibilita avaliar apenas a estabilidade estática local. O *lapse rate* varia ao longo da extensão da CLA,

e podemos ter regiões localmente estáveis, instáveis e neutras coexistindo na região da CLA turbulenta (Stull, 1991), como na FIGURA 1. Além disso, estruturas como as térmicas ou os maiores vórtices da CLA podem sobrepor efeitos locais de estabilidade, sendo interessante então considerar todo perfil vertical de θ para avaliação, ou seja, a estabilidade não-local.

FIGURA 1 – ESTABILIDADE LOCAL E NÃO LOCAL.



FONTE: Adaptado de Stull (1991)

2.1.4 Estabilidade dinâmica

Mesmo em situações de estabilidade estática, podemos ter instabilidade gerada pelo cisalhamento do vento. A estabilidade dinâmica leva em consideração tanto forçantes térmicas quanto mecânicas. Como parâmetro para determinar estabilidade em aplicações meteorológicas, comumente emprega-se o número de Richardson (Ri_b) para uma camada

$$Ri_b = \frac{|g|\Delta\bar{\theta}_v\Delta z}{\bar{\theta}_v[(\Delta\bar{u})^2 + (\Delta\bar{v})^2]} \quad (2.5)$$

Considerando camadas finas da atmosfera, podemos esperar que o escoamento seja dinamicamente instável se o número de Richardson for inferior a um valor crítico $Ri_c = 0,25$ (Stull, 2017).

Um escoamento estaticamente estável pode ser dinamicamente instável, sendo possível reescrever a Equação (2.6) com emprego da frequência de Brunt-Väisälä (N_{BV})

$$Ri_b = \frac{(N_{BV})^2(\Delta z)^2}{[(\Delta \bar{u})^2 + (\Delta \bar{v})^2]}. \quad (2.6)$$

2.1.5 Frequência de Brunt-Vaisälä e Número de Froude

A frequência de Brunt-Väisälä é uma frequência natural das ondas de gravidade internas, ou ondas de sotavento, definida por

$$N_{BV} \equiv \left(-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)^{1/2} = \left(\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^{1/2}. \quad (2.7)$$

Em condições de estabilidade estática, uma parcela deslocada verticalmente pode passar a oscilar para cima e para baixo, com frequência N_{BV} e período de oscilação

$$P_{BV} = \frac{2\pi}{N_{BV}}. \quad (2.8)$$

O número de Froude (Fr) é um parâmetro adimensional, e relaciona a velocidade média horizontal de um escoamento ($\overline{U_H}$) à velocidade de grupo das ondas de pressão que nele se propagam (c_g) (Holton, 2004).

$$F = \frac{\overline{U_H}}{c_g} \quad (2.9)$$

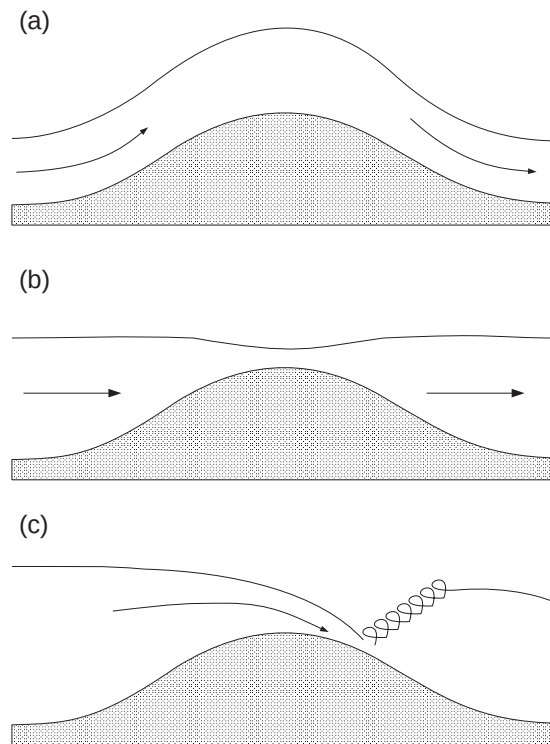
Podemos interpretá-lo como a razão entre as forças inerciais e gravitacionais do escoamento (Arya, 1998), ou também como a relação entre energia cinética e energia potencial. Ao analisar escoamentos atmosféricos, F serve como uma medida da intensidade da estratificação (Cushman-Roisin; Beckers, 2011):

- $Fr > 1$: o escoamento é dito *supercrítico*. Nesses casos, a velocidade de escoamento é mais rápida que a velocidade de propagação de ondas em direção a montante. O escoamento à montante do obstáculo não sofre modificações decorrentes das interações entre eles (Stull, 2017). Em um escoamento simplificado, ao passar pelo obstáculo observamos desaceleração e aumento da espessura, como mostrado na FIGURA 2 (a);
- $Fr < 1$: o escoamento é dito *subcrítico*. Em escoamentos subcríticos, as ondas se propagam à montante com velocidade maior que a velocidade com que o fluido se propaga à jusante. Nessas condições, o escoamento à montante pode

sofrer interferência pela presença do obstáculo antes mesmo de passar por ele. Ao passar pelo obstáculo, o escoamento sofre uma aceleração, com conseqüente rebaixamento de sua espessura, como representado na FIGURA 2 (b);

- $Fr = 1$: o escoamento é dito crítico. Eventualmente, quando um escoamento subcrítico passa sobre o obstáculo, o aumento de \overline{U}_H e a diminuição de c_g pode elevar o número de Froude, tornando o escoamento supercrítico e causando o fenômeno de *salto hidráulico*, FIGURA 2 (c).

FIGURA 2 – REPRESENTAÇÃO DOS DIFERENTES CENÁRIOS PARA NÚMERO DE FROUDE: (A) ESCOAMENTO SUPERCRÍTICO, (B) ESCOAMENTO SUBCRÍTICO E (C) SALTO HIDRÁULICO.



FONTE: Adaptado de Holton (2004)

Na atmosfera, em escoamento sobre topografia complexa, o número de Froude é usualmente determinado em função da frequência de Brunt-Vaisälä, com H sendo uma altura característica do relevo, e L_1 uma escala de comprimento do relevo na direção do escoamento (Arya, 1998),

$$F_H = \frac{\overline{U}}{N_{BV}H}, \quad (2.10)$$

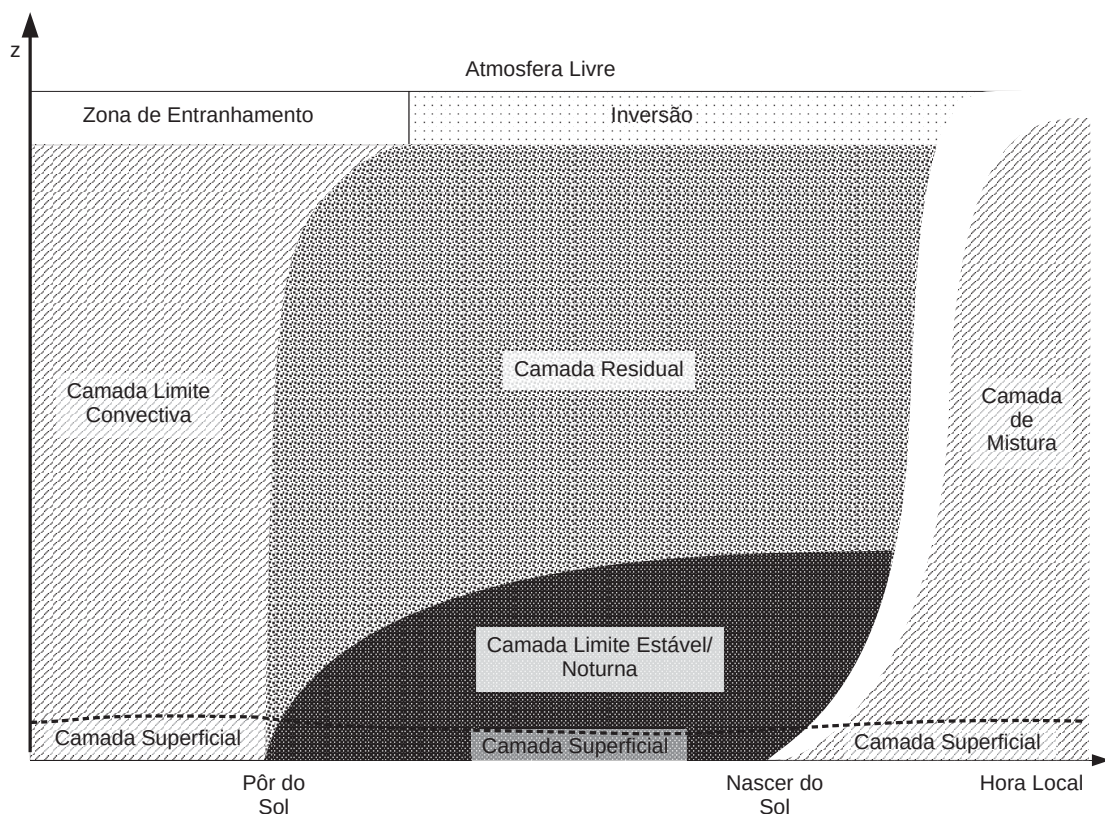
$$F_{L_1} = \frac{\bar{U}}{N_{BV}L_1}. \quad (2.11)$$

2.2 ESTRUTURA E CICLO DIÁRIO DE EVOLUÇÃO DA CLA

Como visto anteriormente, a CLA pode ser definida como a região turbulenta imediatamente acima da superfície terrestre, e que responde às interações com a mesma numa escala temporal de 1 h ou menos. Sua altura é variável, e a turbulência característica da camada tem duas forçantes principais: térmica e mecânica.

A forçante mecânica está associada ao cisalhamento do vento. A térmica se deve à flutuabilidade, e sua principal fonte é a radiação solar. Isto posto, evidencia-se que a CLA possui um ciclo diário, associado à presença ou não de radiação solar.

FIGURA 3 – Representação simplificada do ciclo diário da CLA. Adaptado de Stull (1988).



Consideremos então a CLA no início da manhã, no momento do nascer do sol, com espessura da ordem de 100 m. A incidência de radiação solar causa o aquecimento do solo, e conseqüente aquecimento do ar atmosférico subjacente. Criam-se então condições de instabilidade estática, com aumento da flutuabilidade e intensificação da turbulência. Uma das principais características da turbulência é a difusividade, e temos a formação de uma camada com propriedades bem misturadas, a Camada de Mistura

(CM). Camadas limites com fluxo de calor ascendente, como é o caso da CLA diurna ou Camada Limite Convectiva (CLC), apresentam topo usualmente bem definido por uma forte inversão térmica.

A CLC é delimitada em sua base e topo por regiões de transição. A região de inversão no topo da CLC é da ordem de 100 m, e é denominada Zona de Entranhamento (ZE). Nela, ar mais quente e não turbulento da atmosfera livre é entranhado para CLA, elevando gradualmente a base da inversão térmica, com conseqüente aumento da espessura da CLC. À base da CLC está a Camada Superficial, na qual os fluxos são aproximadamente iguais aos valores na superfície, sendo também referida como camada de fluxos constantes (Beljaars, 1992).

Em condições de forte instabilidade, a CLC pode apresentar também uma região de transição entre a camada superficial e a camada de mistura, denominada Camada de Convecção Livre (Stull, 1988; Garratt, 1992).

Durante a noite o resfriamento do ar atmosférico a partir do solo forma uma fina camada estaticamente estável, imediatamente acima da superfície, a Camada Limite Noturna ou Camada Limite Estável (CLE). A turbulência na CLE é menos intensa que na CLC, além de ser intermitente. O topo da CLE não é tão bem definido como o da CLC.

Acima da CLN, permanece uma Camada Residual da camada de mistura formada durante o dia anterior, com propriedades bem misturadas e perfil estaticamente neutro.

2.2.1 Camada superficial e a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov

Stull (1988) define a Camada Superficial (CS) como a região inferior da CLA, representando aproximadamente 10% da mesma, sendo a CLA estável ou instável. Essa região, imediatamente sobrejacente à superfície, é dividida em duas subcamadas: a subcamada rugosa e a subcamada inercial. Na subcamada rugosa, tanto a turbulência quanto os perfis médios são fortemente afetados pelos elementos de rugosidade (Garratt, 1992). Na subcamada inercial admite-se a validade da teoria de similaridade de Monin-Obukhov, ou seja, $z < |L|$. Nela, os perfis médios dependem do parâmetro adimensional de estabilidade de Obukhov $\zeta = z/L$, onde L é o comprimento de Obukhov

$$L = -\frac{\theta_v u_*^3}{kg(\overline{w'\theta'_v})_0}, \quad (2.12)$$

apresentado por Alexander Obukhov em 1946 (Mueller et al., 1995). Na Equação (2.12), é possível notar que L carrega informações sobre o escoamento e sua interação com a superfície, com a velocidade de atrito $u_* = \sqrt{\tau_0/\rho}$, sendo τ_0 a tensão de cisalhamento

na superfície, e o fluxo de calor sensível virtual na superfície $(\overline{w'\theta'_v})_0$. Há ainda a constante de von Kármán $k = 0,4$.

A validade da definição de L abrange a camada superficial, na qual é considerada uniformidade de propriedades horizontais, tal qual um escoamento sobre uma placa plana rugosa de dimensões infinitas. As características do escoamento médio são, portanto, funções apenas de z .

O trabalho apresentado por Obukhov foi posteriormente desenvolvido por Monin, e em 1956 foi publicado um artigo de autoria conjunta dos dois pesquisadores russos, trazendo o conceito de z_0 baseado no perfil de velocidade logarítmico. Dependente apenas das características de cobertura da superfície, z_0 pode ser conhecido a partir de observações do perfil de vento, utilizando

$$\overline{U}(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right), \quad (2.13)$$

na qual \overline{U} é a velocidade média horizontal, e z é a altura, tendo validade para condições próximas à neutralidade.

A tensão de cisalhamento é considerada então uma tensão de cisalhamento turbulenta, descrita por

$$\tau = -\overline{\rho u'_H w'}, \quad (2.14)$$

na qual u'_H e w' são perturbações das componentes horizontal e vertical de velocidade, respectivamente. O fluxo de calor também passa a ser apresentado em função de flutuações,

$$H_v = c_p \overline{\rho w' \theta'}. \quad (2.15)$$

Os fluxos turbulentos de calor e quantidade de movimento são considerados constantes para a camada superficial, e apenas para essa região onde tais considerações podem ser feitas tem validade a teoria de similaridade de Monin-Obukhov.

A razão entre a altura z e o comprimento de Obukhov L é o parâmetro de similaridade ou estabilidade de Monin-Obukhov, adimensional, representado por ζ . Arya (1999b) apresenta as equações normalizadas para os perfis de velocidade e temperatura potencial em função de z , com as quais podemos obter

$$u_* = \frac{k \overline{u_r}}{[\ln(z_r/z_0) - \Psi_m(z_r/L)]}, \quad (2.16)$$

e

$$\theta_* = \frac{k\Delta\bar{\theta}}{\alpha [\ln(z_2/z_1) - \Psi_h(z_2/L) + \Psi_h(z_1/L)]}, \quad (2.17)$$

para determinação de u_* e θ_* . Nas Equações 2.16 e 2.17, z_r é a altura de medição da velocidade de referência \bar{u}_r , e z_1 e z_2 são duas alturas de medição de θ para obtenção de $\Delta\bar{\theta}$.

Em (2.16) e (2.17), Ψ_m e Ψ_h são funções de estabilidade, cujas formulações aproximadas determinadas empiricamente são

$$\Psi_m = \Psi_h = -\frac{5z}{L}, \quad \text{para} \quad \frac{z}{L} \geq 0, \quad (2.18)$$

$$\Psi_m = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctg(x) + \frac{\pi}{2} \quad \text{para} \quad \frac{z}{L} < 0, \quad (2.19)$$

e

$$\Psi_h = 2 \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right), \quad \text{para} \quad \frac{z}{L} < 0, \quad (2.20)$$

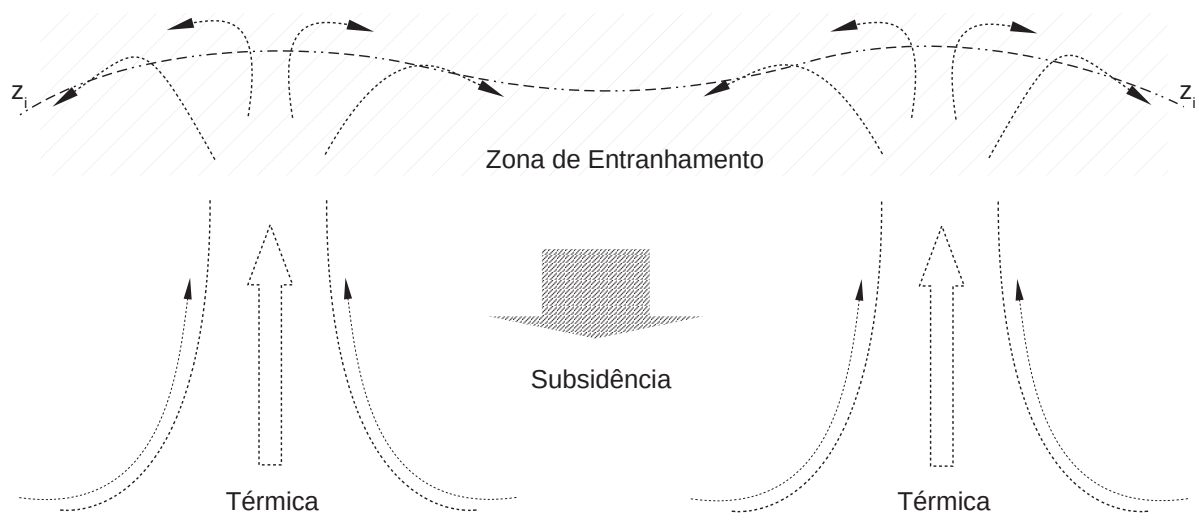
sendo $x = (1 - 15\zeta)^{1/4}$. A teoria de Monin-Obukhov é limitada pelas condições de estabilidade, sendo considerada válida dentro dos limites de $-5 < \zeta < 2$ (Arya, 1998).

2.2.2 Camada Limite Convectiva

Durante o dia, a turbulência na CLA é governada essencialmente pelos movimentos convectivos de parcelas de ar. Sobre terra, esses movimentos se devem ao aquecimento do ar próximo à superfície. Já sobre o oceano, além do aquecimento do ar, também o aumento da umidade devido à evaporação exerce um papel importante no aumento da flutuabilidade das parcelas (LeMone, 2015). Imaginando as parcelas de ar aquecido como bolhas, que se desprendem e iniciam um movimento ascendente, podemos imaginar algo como o representado na FIGURA 4. Com o tempo, formam-se estruturas convectivas em regiões concentradas, intercaladas a regiões de subsidência.

O topo da CLC não é uma linha bem definida, mas sim uma região, com espessura e alturas variáveis. Nas regiões de fluxo ascendente das térmicas, o topo tende a ser mais alto que nas regiões de subsidência adjacentes. Essa região, denominada Zona de Entranhamento, é marcada por uma camada estável, que age como uma espécie de barreira para as térmicas. Nela iremos encontrar características tanto da camada limite turbulenta quanto da atmosfera livre. Entretanto, parte do ar em convecção consegue romper a estabilidade da inversão, causando o entranhamento de ar mais

FIGURA 4 – Representação idealizada dos núcleos de térmicas na CLC.



quente proveniente da AL de volta para a camada limite. A espessura média da ZE pode chegar a $0,5 z_i$, sendo z_i a altura da CLC.

O processo de entranhamento de ar da região acima da inversão é chamado de convecção penetrativa (Tennekes; Lumley, 1972), e faz com que a base da inversão se eleve gradualmente, causando o crescimento da camada de mistura, que pode chegar a valores da ordem de 1 km ou maiores. Dessa forma, o fluxo de calor no topo da CLC é descendente (Stull, 1988).

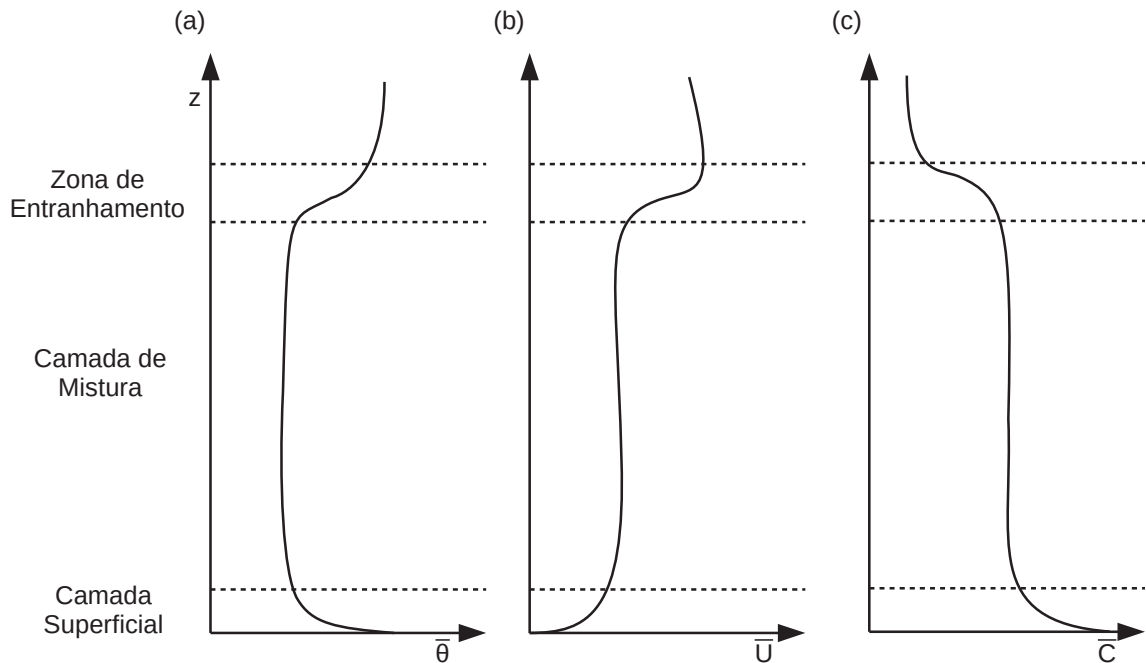
Tennekes (1973) propõe um modelo simplificado contendo uma equação diferencial para a altura da inversão, e também uma equação diferencial para sua intensidade (Tennekes; Lumley, 1972). O ar imediatamente acima da inversão é considerado estável, com gradiente γ de temperatura considerado como independente de z e de t . A intensidade da inversão é denominada Δ . Supõe-se que o fluxo turbulento de calor varia linearmente com a altura, o que faz com que a taxa de aquecimento do ar na CLA seja independente de z .

Com a continuidade da incidência de radiação solar os movimentos convectivos tendem a se intensificar, e conseqüentemente o mesmo acontece com a turbulência. A anisotropia característica de camadas limite convectivas favorece a homogeneização de propriedades escalares conservativas na vertical. Forma-se então uma Camada de Mistura, com perfis típicos como os apresentados na FIGURA 5.

2.2.2.1 Perfis

Em uma camada convectiva supõe-se que as propriedades são bem misturadas ao longo de z , levando a um perfil de temperatura potencial θ constante com a altura.

FIGURA 5 – Representação simplificada dos perfis típicos de (a) temperatura potencial média, (b) velocidade média do vento e (c) umidade específica ou outro contaminante conservativo genérico, na CLA diurna.

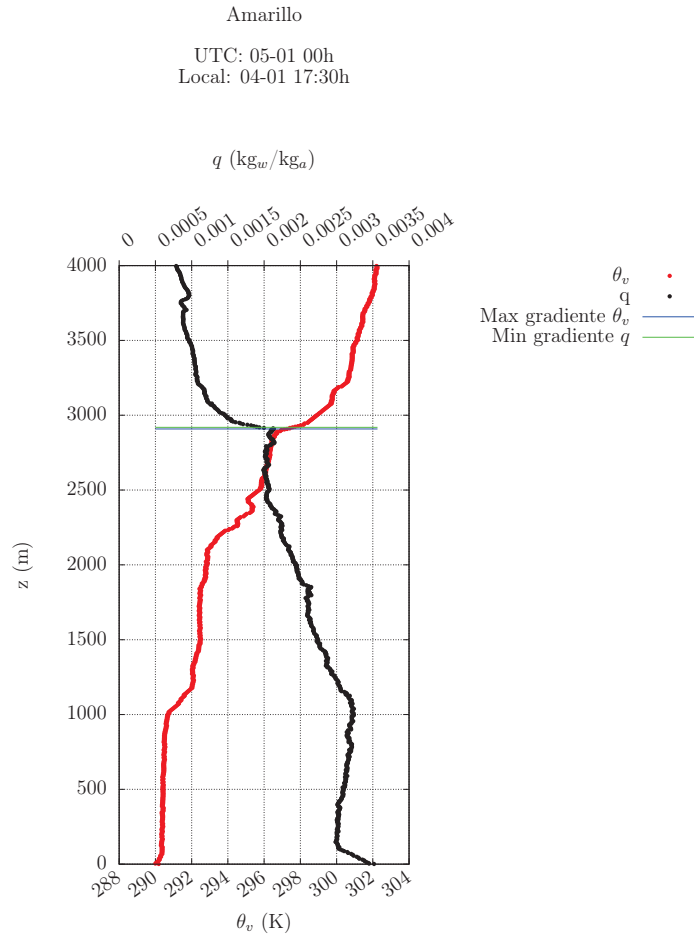


Contudo, sondagens (Tennekes, 1973) mostram um pequeno aumento de θ próximo à base da inversão. A FIGURA 6 apresenta perfis de temperatura potencial e umidade obtidos a partir de uma radiossondagem. Analisando o perfil de θ é possível observar esse comportamento descrito por Tennekes (1973).

Para esse perfil, a base da inversão está bem definida, em uma altura de aproximadamente 1000 m. Acima da região de estabilidade podemos observar também a presença de uma segunda camada com temperatura potencial aproximadamente constante com z . Essa região é denominada camada residual, e deve-se ao fato de durante a noite o resfriamento da atmosfera dar-se a partir da superfície, de modo que uma região da camada limite do dia anterior pode permanecer com suas características preservadas.

Tomemos as equações de conservação para variáveis de interesse na camada de mistura

FIGURA 6 – Perfis de temperatura potencial e umidade obtidos a partir de radiossondagem realizada na cidade de Amarillo (EUA).



$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + f\bar{v} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}, \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - f\bar{u} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z}, \quad (2.22)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial t} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial \bar{R}_N}{\partial z} - \frac{\partial \overline{\theta'_v w'}}{\partial z}, \quad (2.23)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{q'w'}}{\partial z}, \quad (2.24)$$

sendo \bar{R}_N a radiação de onda longa. Sabendo que o fluxo superficial de calor H_v se relaciona com o fluxo turbulento de calor na superfície ($\overline{w'\theta'_v}$) na forma

$$\frac{H_v}{\rho c_p} = \overline{w'\theta'_v}, \quad (2.25)$$

e desprezando o termo de radiação, teremos

$$\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial t} = -(\rho c_p)^{-1} \frac{\partial (H_v)}{\partial z}. \quad (2.26)$$

Agora, derivando a equação (2.26) em relação a z

$$\frac{\partial}{\partial z} \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[-(\rho c_p)^{-1} \frac{\partial H_v}{\partial z} \right], \quad (2.27)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z} = -(\rho c_p)^{-1} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial H_v}{\partial z} \right). \quad (2.28)$$

Porém, na camada de mistura temos que $\partial \bar{\theta}_v / \partial z$ é constante, o que nos leva a

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z} = -(\rho c_p)^{-1} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial H_v}{\partial z} \right) \approx 0. \quad (2.29)$$

Isso nos leva à conclusão de que quando a taxa de aquecimento na camada é uniforme, $\partial H_v / \partial z$ é constante ao longo da camada de mistura, decrescendo linearmente com a altitude.

2.2.2.2 Escalas características

Voltamos à observação de Richardson para abordar as escalas características do nosso problema. Tomando a turbulência como turbilhões dos mais diversos tamanhos, teremos vórtices tão grandes quanto a própria escala do escoamento ℓ . São eles os principais responsáveis pelo transporte de propriedades ao longo da extensão vertical da camada limite, e é nas maiores escalas espaciais do escoamento, da ordem da própria espessura da camada, que observa-se a injeção de energia na turbulência. No caso da CLC, é possível observar vórtices, células convectivas, tão grandes quanto a altura z_i da camada.

A energia recebida do escoamento médio é transferida dos vórtices maiores para os menores, até alcançar a escala de dissipação viscosa, formando uma cascata de energia (Arya, 1998). Os menores vórtices, dissipativos, são da escala da microescala de Kolmogorov

$$\eta = \left(\frac{\nu^3}{\varepsilon} \right)^{1/4}, \quad (2.30)$$

onde ν é a viscosidade cinemática, e ε é a taxa de dissipação por unidade de massa (Wyngaard, 1992).

Empregando um modelo numérico tridimensional para camada limite instável, Deardorff (1970) obteve

$$w_* = \left[\frac{g}{\bar{\theta}} z_i (\overline{w'\theta'})_0 \right]^{1/3}, \quad (2.31)$$

para a escala da magnitude da velocidade convectiva, onde $g/\bar{\theta}$ é o parâmetro de flutuabilidade para um gás ideal, z_i é a altura da base da mais baixa inversão acima da superfície, e $(\overline{w'\theta'})_0$ é o fluxo cinemático de calor próximo à superfície.

A escala de temperatura correspondente apresentada foi

$$\vartheta_* = \left(\frac{g}{\bar{\theta}} z_i \right)^{-1/3} (\overline{w'\theta'})_0^{2/3}, \quad (2.32)$$

podendo ser reescrita como

$$\vartheta_* = \frac{(\overline{w'\theta'})_0}{w_*}, \quad (2.33)$$

O grau de instabilidade pode ser obtido então a partir do parâmetro z_i/L (Freire, 2012), onde L é o comprimento de Monin-Obukhov. Na região $-L \ll z \ll z_i$ espera-se que os movimentos convectivos de grande escala forcem distribuições praticamente uniformes para \bar{u} e $\bar{\theta}$ (Kaimal; Finnigan, 1995), e as variáveis adimensionais da camada de mistura passam a ser função apenas de z/z_i , e não mais de z/L (Wyngaard, 2010).

2.2.2.3 Fluxos superficiais e de entranhamento

As equações dos fluxos turbulentos de quantidade de movimento (2.14)

$$\tau = -\overline{\rho u'_H w'},$$

e calor sensível (2.15)

$$H_v = c_p \rho \overline{w'\theta'}.$$

podem ser reescritas relacionando os fluxos turbulentos aos gradientes de variáveis médias do escoamento através das difusividades turbulentas K_M e K_H (Garratt, 1994; Brutsaert, 2005)

$$\tau = \rho K_M \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \quad (2.34)$$

e

$$H_v = \rho c_p K_H \frac{\partial \overline{\theta}_v}{\partial z}. \quad (2.35)$$

As difusividades turbulentas não são características dos fluidos, mas sim dos escoamentos, podendo ser dependentes de posição ou velocidade do escoamento, o que dificulta sua obtenção (Garratt, 1992). Há diversas parametrizações já apresentadas para tal, sendo contínua a pesquisa nesse campo.

2.3 CAMADA LIMITE ESTÁVEL

Ao fim do dia, cessada a incidência de radiação solar, há uma inversão na direção do fluxo de calor radiativo, com decorrente resfriamento da superfície. Como consequência, o fluxo de calor turbulento na superfície ($\overline{w'\theta'_0}$), o qual está associado ao gradiente de temperatura na mesma, troca também de direção. A associação das divergências de fluxos de calor radiativo e turbulento (Garratt; Brost, 1981), leva a um resfriamento da atmosfera a partir das camadas mais baixas, com uma estabilização estática. Nesse caso, a Camada Limite Estável (CLE) é também chamada de Camada Limite Noturna (CLN). Contudo, há também situações de formação de CLE durante o dia, embora menos comuns. A passagem de ar mais quente sobre uma superfície mais fria, por exemplo, pode gerar uma situação de estabilidade estática, independente do momento do dia.

A dinâmica na CLA, bem como sua estrutura, é fortemente influenciada pela estabilidade do escoamento. Com espessura significativamente menor que a CLC, camadas limite estáveis apresentam relações físicas consideravelmente mais complexas. Quando consideramos a formação e dissipação da turbulência no escoamento, observamos uma mudança importante no papel da flutuabilidade. Enquanto o cisalhamento do vento continua atuando como fonte de turbulência, ele agora o faz isoladamente, tendo as forças de flutuabilidade ação contrária, de amortecimento da turbulência, devido à estabilidade.

A CLE pode crescer, ou diminuir, através da combinação de diversos fatores, dentre eles: turbulência, radiação, subsidência e advecção.

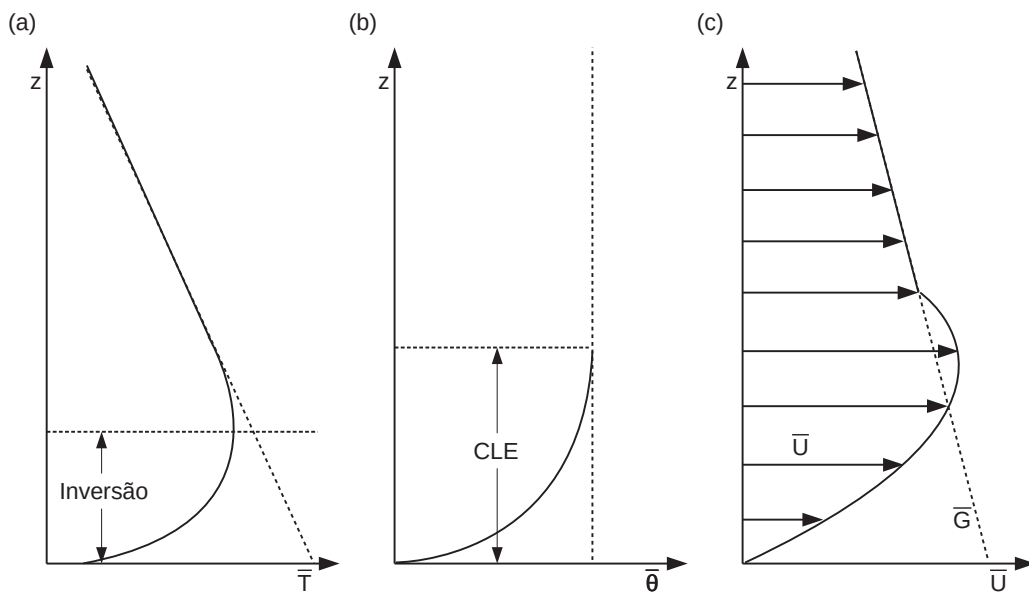
O crescimento da CLE também pode acontecer por entranhamento de ar não turbulento no topo da camada, mesmo que esse topo muitas vezes não seja bem definido (Mahrt, 1981).

2.3.0.1 Perfis

Próximo à superfície, camadas estáveis tendem a apresentar ventos calmos. Já com um afastamento do solo, a uma determinada altura z , a turbulência torna-se

independente de forçantes de superfície, sendo governada por cisalhamento e estabilidade locais (Stull, 1988). Com o aumento da influência de forçantes de mesoescala e sinóticas, é possível observar um aumento da velocidade do vento com a altura, atingindo seu máximo próximo ao topo da CL. Muitas vezes, como mostrado na FIGURA 7 (c), o vento próximo ao topo da CLE pode tornar-se supergeostrófico, sendo denominado Jato de Baixo Nível (LLJ) (Stull, 1988; Wyngaard, 2010).

FIGURA 7 – Perfis típicos de a) temperatura absoluta, b) temperatura potencial e c) velocidade do vento (média). (Adaptado de Stull (1988))



O Jato de Baixo Nível pode ser utilizado para auxiliar na determinação do topo da CLE. Da mesma forma, o perfil de temperatura potencial é empregado na determinação de h . A espessura da CLE é associada, como representado na FIGURA 7 (b), ao fim da região de estabilidade estática.

O perfil de umidade específica, contudo, já não apresenta perfil similar ao de outros poluentes conservativos, como na CLC, uma vez que com o resfriamento da superfície observa-se possibilidade de condensação, e formação de orvalho e neblina.

2.3.0.2 Escalas características

Em condições de vento forte, a forçante mecânica é suficiente para superar o amortecimento da turbulência pela estabilidade estática. Nesses casos, podemos observar turbulência usualmente contínua, a qual é bem descrita pela teoria de similaridade clássica. O mesmo não acontece sob condições de vento fraco. Nesses casos observamos turbulência intermitente, a qual é esporadicamente desencadeada localmente. Para tais condições, as parametrizações clássicas baseadas em parâmetros de superfície falham (Vercauteren et al., 2019).

Contudo, para Degrazia et al. (1992) mesmo em casos de CLE turbulenta em toda sua extensão, o tempo de resposta do escoamento a forçantes na superfície é bastante lento. Brost e Wyngaard (1978), propõem

$$\tau_E = \frac{h}{0,03ku_*} \quad (2.36)$$

como escala temporal característica da evolução da CLE, com $k = 0,35$. A escala τ_E seria o tempo necessário para que mudanças em parâmetros da superfície, como L e u_* , sejam sentidas em toda a extensão vertical da CLE. Segundo Stull (1988), empregando valores típicos para h e u_* , τ_E é da ordem de 7 a 30 h. Para camada convectiva, a escala de tempo característica é de aproximadamente 10 min (Brost; Wyngaard, 1978).

Outra escala de tempo relacionada a movimentos na CLE é $\tau = 1/N_{BV}$. Considerando a inexistência de equilíbrio entre o escoamento na CLE, em condições de turbulência fraca e intermitente, a teoria de Monin-Obukhov deixa de ser representativa. Surge então a necessidade de utilizar teorias de similaridade locais (Stull, 1988). Nieuwstadt (1984) propôs um comprimento de Obukhov local

$$\Lambda = -\frac{\tau^{3/2}}{k(g/T)w\theta'} \quad (2.37)$$

com

$$\tau = K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad e \quad (2.38)$$

$$\overline{w'\theta'} = -K_H \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (2.39)$$

O comprimento Λ é variável ao longo de toda extensão vertical da CLE, uma vez que τ e $\overline{w'\theta'}$ são funções de z , bem como os grupos adimensionais obtidos em função com escalas locais. Esses grupos adimensionais, quando medidos a uma mesma altura, podem ser expressos em função de um mesmo parâmetro z/Λ (Nieuwstadt, 1984), de forma análoga ao parâmetro adimensional de estabilidade de Obukhov $\zeta = z/L$.

É importante lembrar que aqui os vórtices na grande escala são anisotrópicos, mais alongados na horizontal, e comumente menores, na vertical, que a extensão da camada. Assim, a espessura h da CLE não pode mais ser considerada representativa de sua escala integral, tampouco a escala dos vórtices mais energéticos.

Stull (1988) apresenta a escala de comprimento de fluatibilidade

$$\ell_B = \frac{\sigma_w}{N_{BV}}, \quad (2.40)$$

associada à força da estabilidade estática em suprimir movimentos verticais. A CLE é governada por múltiplos processos, tornando-se bastante sensível a mudanças nos perfis de vento médio e temperatura média (Steenevald, 2011).

2.4 TURBULÊNCIA

Escoamentos turbulentos são definidos em mecânica dos fluidos como escoamentos com números de Reynolds elevados, superiores a um determinado valor crítico (Monin, 1970). Segundo Stull (1988), o número de Reynolds,

$$Re = \frac{VL}{\nu} = \frac{\rho VL}{\mu}, \quad (2.41)$$

pode ser visto como uma razão entre forças inerciais e de viscosidade.

Apesar de a maior parte dos escoamentos na natureza serem turbulentos, a compreensão do fenômeno está distante de ser algo trivial, sendo necessário um certo grau de abstração para tal. A visão de Richardson propõe que interpretemos a turbulência como turbilhões, ou vórtices, de diferentes tamanhos, num processo de alimentação dos menores pelos maiores, até que se alcance a escala de dissipação viscosa (Dias, 2019).

O processo descrito de maneira bastante didática por Richardson é uma importante característica de escoamentos turbulentos: a cascata de energia. Os maiores vórtices são alimentados pelo escoamento médio, e a energia cinética é continuamente transferida para vórtices cada vez menores, até ser dissipada na forma de calor e energia interna através do atrito na escala viscosa. Tennekes e Lumley (1972) ressaltam, contudo, que a turbulência não é capaz de manter-se sozinha, decaindo rapidamente na ausência de injeção de energia do ambiente.

Outra característica marcante de escoamentos turbulentos é sua difusividade, inúmeras ordens de grandeza maior que a difusividade molecular, e significativamente mais eficiente ao misturar quantidade de movimento, energia cinética, calor e outros escalares (Tennekes; Lumley, 1972).

Em escoamentos turbulentos, os campos de velocidade, pressão, temperatura, entre outros, são extremamente complexos estruturalmente, de forma que torna-se praticamente impossível descrevê-los individualmente (Monin; Yaglom, 1971). Uma alternativa adotada é estudar tais escoamentos em sua totalidade, a partir de características estatísticas médias, supondo a turbulência como um fenômeno aleatório. Ainda

segundo Monin e Yaglom (1971), a aplicação da teoria de probabilidade e processos estocásticos é essencial para o estudo da turbulência.

Introduzimos então o conceito da decomposição de Reynolds, segundo o qual uma variável aleatória A pode ser separada entre seu valor médio \bar{A} e uma flutuação instantânea a' . As flutuações representam a turbulência. Segundo Pope (2000), a covariância de duas variáveis aleatórias pode ser representada pela média do produto de suas flutuações:

$$Cov(A, B) = \overline{a'b'} = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (A - \bar{A})(B - \bar{B})f_{A,B}dAdB. \quad (2.42)$$

Em (2.42), $f_{A,B}$ é a função de distribuição de probabilidade conjunta de A e B .

Apesar de não ser possível obter médias probabilísticas dos fenômenos turbulentos, pois a aplicação da teoria de probabilidade requer que possam ser realizadas diversas medições da variável de interesse sob as mesmas condições, podemos aplicar a hipótese de ergodicidade (Pope, 2000). O teorema ergódico nos diz que para um conjunto amostral suficientemente grande, a média amostral converge para a média probabilística. Isso torna a decomposição de Reynolds uma ferramenta extremamente útil, pois ela nos permite trabalhar diretamente com os fluxos turbulentos de grandezas vetoriais e escalares, a partir das covariâncias (Pope, 2000).

2.4.1 Energia Cinética da turbulência

Uma maneira de analisar a intensidade da turbulência no escoamento é por meio da energia cinética a ela associada. A Energia Cinética da Turbulência (TKE) é produzida no escoamento pelos maiores vórtices (Stull, 2017), e a Equação (2.43) apresenta a TKE por unidade de massa como função das variâncias.

$$TKE/m = \bar{e} = \frac{(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})}{2} \quad (2.43)$$

A estabilidade do escoamento tem papel determinante na dinâmica de produção da TKE , que pode ter origem nas térmicas, ou seja, por flutuabilidade, ou origem mecânica por cisalhamento do campo médio de vento (Holton, 2004). Em uma situação de instabilidade estática, o termo de produção de maior importância será o de flutuabilidade

$$FT = \delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} (\overline{u'_i \theta'_v}). \quad (2.44)$$

Ainda assim, parte da energia pode ter origem mecânica, por cisalhamento, representado por

$$FM = -\overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \overline{U}_i}{\partial x_j}. \quad (2.45)$$

Já em situações em que o escoamento encontra-se estaticamente estável, apenas o cisalhamento participa da produção de TKE . Nesse caso, a turbulência só existe se a produção mecânica FM for suficientemente grande em comparação aos efeitos de atenuação pela estabilidade e à dissipação na escala viscosa (ε) (Holton, 2004).

Cabe ressaltar que, ao contrário do cisalhamento do campo médio de vento, que contribui apenas com produção de turbulência, a flutuabilidade pode agir tanto para gerar turbulência quanto para atenuá-la, ou seja, pode também ter caráter dissipativo.

Isto posto, podemos escrever o balanço de energia cinética da turbulência

$$\frac{D(\bar{\varepsilon})}{Dt} = A + FM + FT + R - \varepsilon, \quad (2.46)$$

na qual são incluídos ainda dois outros termos: um termo A de transporte por advecção pelo escoamento médio, e R , que é o termo de redistribuição de energia por transporte e forças de pressão (Stull, 2017), descritos nas Equações (2.47) e (2.48), respectivamente.

$$A = \overline{U}_j \frac{\partial(\bar{\varepsilon})}{\partial x_j} \quad (2.47)$$

$$R = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial(\overline{u'_i p'})}{\partial x_i} \quad (2.48)$$

2.4.2 Subregião inercial

A hipótese da cascata de energia supõe que a TKE é produzida nas maiores escalas e dissipada nas menores. Sendo assim, os grandes vórtices na camada limite atmosférica, ou seja, os vórtices que recebem diretamente energia do escoamento médio, são usualmente anisotrópicos e não-homogêneos. A direção de esticamento do vórtice dependerá da forçante principal do escoamento turbulento. Quando temos predominância de produção de turbulência por flutuabilidade, os vórtices da grande escala do escoamento tendem a ser maiores na direção vertical do que na horizontal. Do contrário, em CLA's estaticamente estáveis, a produção de turbulência se dá por cisalhamento do vento, e os vórtices na grande escala apresentam um esticamento na horizontal, na direção do escoamento médio.

Kolmogorov (1941) apresentou a hipótese de que para escoamentos com número de Reynolds suficientemente elevado, existe uma amplitude de escalas, ou um

número de passos de geração de vórtices cada vez menores, suficientemente grande antes de se alcançar a escala de dissipação viscosa. Partindo dessa hipótese, ele postula que nesse tipo de escoamento teremos vórtices menores, formados a partir da separação de vórtices de grande e média escala, que já não sofrem influência direta das forçantes do escoamento, tampouco sofrem dissipação pela viscosidade, sendo então isotrópicos e homogêneos.

Para escoamentos localmente homogêneos e isotrópicos, com Re alto, Kolmogorov propõe também que existe uma faixa de números de onda para os quais a turbulência pode ser considerada estacionária, e sua estrutura depende apenas de ε e ν . A partir desses parâmetros, chega-se às microescalas de Kolmogorov (Arya, 1998) de comprimento e velocidade, Equações (2.30) e (2.49), respectivamente.

$$\eta = \left(\frac{\nu^3}{\varepsilon} \right)^{1/4}$$

$$v = (\nu\varepsilon)^{1/4} \quad (2.49)$$

As microescalas de Kolmogorov podem ser utilizadas para adimensionalizar estatísticas da turbulência, como o espectro de energia que no equilíbrio pode ser tido como função do número de onda (κ) e ε .

A partir dessa hipótese e considerando também estacionariedade, supõe-se então que a transferência de TKE ao longo da subregião inercial é proporcional à taxa de dissipação na escala viscosa, de forma a não haver armazenamento de energia em nenhuma dessas escalas (Arya, 1998).

2.5 EFEITOS DE RELEVO SOBRE O ESCOAMENTO NA CLA

A interação do escoamento com o relevo pode acontecer de diferentes maneiras, com escalas de comprimento e tempo variadas. As perturbações forçadas pela orografia podem se estender até a termosfera, a aproximadamente 80 km da superfície, e podem afetar balanços de energia, quantidade de movimento, calor e umidade (Blumen, 1990).

Uma das principais influências da topografia sobre o escoamento da CLA é a alteração do campo de vento. A magnitude da inclinação ou declive do terreno, por exemplo, tem importante relação com a intensidade do Jato de Baixo Nível (McNider; Pielke, 1981).

Ao estudar poluição atmosférica, Carruthers e Hunt (1990) salientam que tanto a dispersão quanto a deposição de poluentes na atmosfera são afetadas pelas mudanças nos padrões do escoamento e da turbulência, bem como pela presença

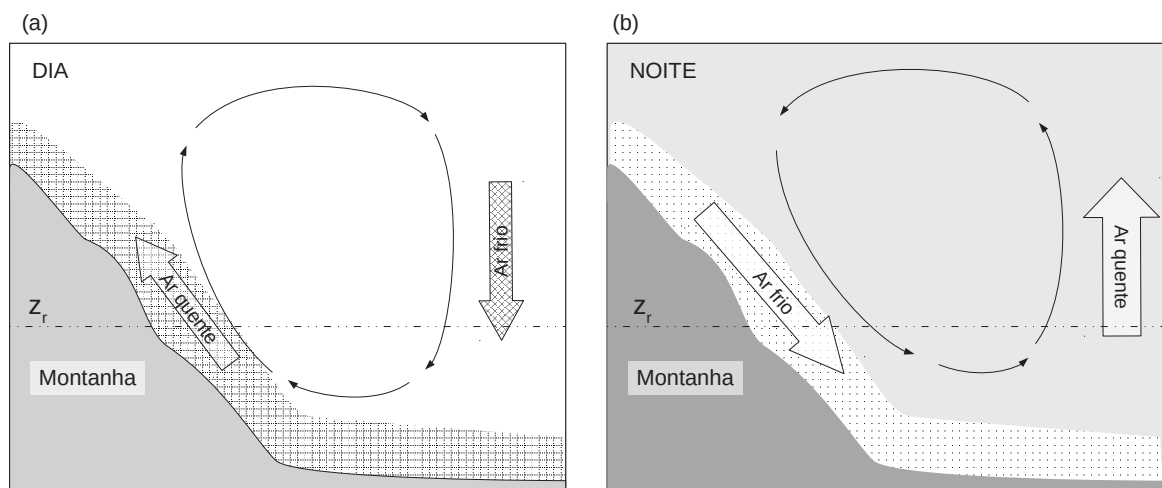
de nuvens orográficas. Além disso, ventos de encosta severos e mudanças em sua direção podem afetar a meteorologia não apenas local, mas também na mesoescala.

Dentre os principais mecanismos de indução de circulações orográficas, podemos destacar:

- Forçante térmica: gradientes horizontais de pressão, devidos ao aquecimento e resfriamento desiguais da superfície, associados à radiação solar;
- Forçante mecânica: ondas causadas pela perturbação de atmosfera neutra estratificada, devido à incidência de correntes de ar levadas a acompanhar o perfil topográfico.

Um exemplo de circulação térmica associada à orografia são os sistemas de ventos de vale e montanha, representados simplificadaamente na FIGURA 8(a). Durante o dia, a incidência de radiação solar aquece a superfície da encosta da montanha ou do vale. Consequentemente, o ar próximo à encosta também é aquecido, tornando-se mais quente que o ar a uma mesma altura, mas que está mais afastado da montanha.

FIGURA 8 – Representação de uma circulação térmicamente forçada em região de montanha e vale.



Dessa forma, a uma mesma altura, temos ar menos denso próximo à encosta, que tende a mover-se em um movimento de subida da parede do vale ou montanha. Esse movimento é então contraposto por um movimento descendente no centro de ar mais frio, gerando uma célula convectiva.

Durante a noite vemos o processo inverso, representado na FIGURA 8(b). A perda de calor pela superfície resfria a camada de ar mais próxima à encosta, tornando-o mais denso que o ar a mesma altura no centro do vale. O ar mais frio então inicia

um movimento descendente, contraposto por um movimento ascendente na região de ar menos denso. Além das forçantes locais, forçantes sinóticas podem interagir com o escoamento. Em situação de advecção de ar mais quente, a CLA pode manter-se estratificada estavelmente desde a base do vale até seu topo (Martínez et al., 2010).

Além dos movimentos ascendente e descendente em relação à encosta da montanha, Whiteman (1990) descreve também o sistema de ventos ao longo do vale. De forma análoga ao que ocorre nas encostas, durante o dia há movimento ascendente ao longo do vale. O oposto ocorre à noite, com escoamento descendente. Contudo, Whiteman (1990) pontua que o estudo de sistemas puramente térmicos não é possível, uma vez que outras forçantes sempre estão presentes, tais como gradientes de pressão regionais e efeitos topográficos sobre o perfil de vento em maior escala espacial.

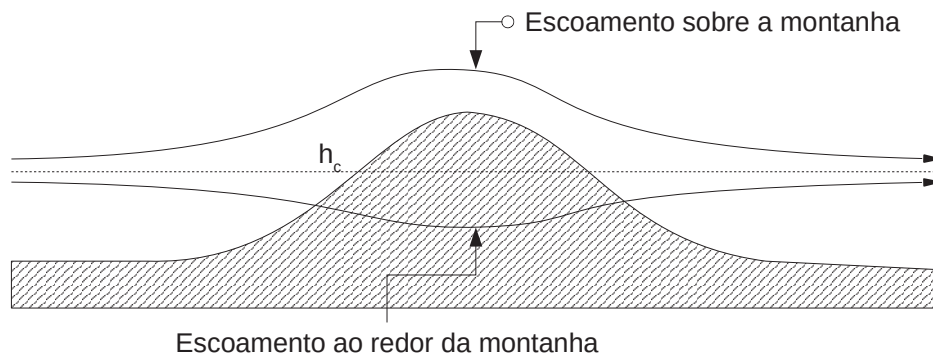
Considerando a forçante mecânica, Arya (1999a) destaca o exemplo de escoamento sobre e entorno de montanhas isoladas. Em geral, o escoamento médio sofre aceleração sobre o cume da montanha, e se torna mais lento nas regiões planas. A sotavento pode formar-se uma região de estagnação, com surgimento de uma circulação fechada na base da montanha (Carruthers; Hunt, 1990)(Durran, 1990).

Ao se aproximar de uma colina ou montanha, parte do escoamento pode circundar o obstáculo, enquanto outra parte escoava sobre ele. Essa interação, as proporções de divisão do escoamento, a formação ou não de ondas a sotavento, entre outras diferentes alterações que podem ser observadas, são fortemente relacionadas às condições de estabilidade da atmosfera ambiente (Arya, 1999a). A quantificação da estratificação do escoamento é geralmente descrita em termos do número de Froude (F) e da frequência de Brunt-Väisälä.

Quando o número de Froude considerando a altura H da montanha é $F_H < 1$, o ar abaixo de um determinado nível crítico se abre em planos horizontais e circunda a montanha, forçando uma estagnação na sequência. O nível crítico h_c de divisão do escoamento, representado na FIGURA 9, sobe em direção ao topo da montanha, conforme o número Froude diminui (Carruthers; Hunt, 1990). Tal comportamento se deve à falta de energia cinética por parte do escoamento para ser convertida em energia potencial, necessária para o levantamento do fluido, que precisa romper a estabilidade ambiente (Arya, 1998).

Mesmo com apenas uma breve apreciação das interações do escoamento atmosférico com o relevo, é possível perceber o quanto ele é impactado pela topografia. Isto posto, fica claro que estudos sobre a CLA em regiões de relevo complexo tem características importantes resultantes de sua interação com o topografia, e violam a condição de homogeneidade horizontal utilizada na maior parte dos modelos numéricos e analíticos. Embora sua dinâmica tenha sido intensamente estudada (Asimakopoulos et al., 1992; Taylor; Teunissen, 1987; Berg et al., 2011), muitos pontos ainda permanecem

FIGURA 9 – Representação de escoamento sobre montanha isolada. A linha pontilhada indica a altura crítica h_c , ou altura de divisão do escoamento.



pouco compreendidos.

3 REVISÃO DE LITERATURA

O comportamento do escoamento da CLA sobre regiões de relevo complexo é de interesse para diversas áreas da engenharia. Nos últimos anos houve um aumento no número de estudos sobre os efeitos da topografia complexa sobre os campos de vento da CLA, impulsionados pelo aumento de instalação de campos de geração de energia eólica. Na área de dispersão de poluentes, apesar de alguns avanços em modelos numéricos, a presença do relevo segue sendo incorporada de forma simplificada, principalmente em estudos de caráter operacional ou regulatório.

Apesar do interesse, campanhas para medição em campo de parâmetros de interesse em regiões acidentadas são de difícil execução. As escalas a serem representadas e a complexidade da topografia impõem restrições principalmente logísticas a esses estudos. Atualmente os dois principais estudos de campo em regiões de relevo complexo são o projeto de Askervein (Taylor; Teunissen, 1983)(Taylor; Teunissen, 1985) e de Perdigão (Fernando et al., 2019).

A primeira campanha de campo para coletar e estudar medições do campo de vento sobre terreno complexo foi o Projeto Askervein, utilizado neste trabalho e detalhado no Capítulo 4. Mais recentemente, outro experimento foi realizado na região de Perdigão, com uma topografia de colinas e vale. Apesar da disponibilidade de dados, a maioria das publicações relacionadas ao projeto está focada nos impactos do escoamento sobre aerogeradores e geração de energia eólica.

Apesar das grandes contribuições de ambos os projetos, a complexidade do relevo representada é limitada se comparada a outras regiões do planeta. A falta de medições de campo torna necessário o emprego de modelos numéricos para o estudo do escoamento sobre topografia complexa. Considerando a complexidade dos modelos numéricos hoje disponíveis para representação do escoamento atmosférico sobre relevo complexo, bem como do próprio escoamento em si, e a crescente disponibilização de modelos de aprendizado de máquina, é possível combinar ambos os modelos de forma a ampliar nosso conhecimento sobre o tema.

Na seção 3.1, apresentamos uma breve descrição do modelo de previsão numérica WRF, e de sua implementação de simulação de grandes vórtices. Na seção 3.2, trazemos uma revisão de trabalhos publicados sobre modelagem do escoamento da CLA em regiões com topografia complexa, com emprego de diferentes modelos, mas com ênfase no modelo WRF, utilizado neste estudo. Por fim, na seção 3.3 é feita uma breve descrição do algoritmo de aprendizado de máquina de árvore de decisão, e variações que podem ser implementadas para melhorar seu desempenho.

3.1 MODELO NUMÉRICO WRF (*WEATHER RESEARCH AND FORECASTING*)

O WRF é um modelo numérico regional de previsão meteorológica de alta resolução, e foi desenvolvido no final dos anos 90 em uma colaboração entre as instituições americanas *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) e *National Center for Environmental Prediction* (NCEP/NOAA). O modelo é disponibilizado de forma gratuita para uso público desde o ano 2000, e sua aplicação abrange tanto o uso operacional em previsões quanto a geração de campos meteorológicos para pesquisas atmosféricas (WRF, 2023).

Apesar de ser oficialmente mantido pelo NCAR, o desenvolvimento constante do WRF se deve também à participação ativa da comunidade científica. O modelo contava já em 2017 com usuários registrados em mais de 160 países, e pelo menos 3000 publicações relacionadas (Powers et al., 2017).

Contando com dois núcleos, o ARW (*Advanced Research WRF*) e o NMM (*Nonhydrostatic Mesoscale Model*), é escrito majoritariamente em linguagem Fortran, e é executado predominantemente em sistemas operacionais UNIX. O processo de modelagem é composto por duas fases: a primeira consiste em configurar os domínios, importar dados e preparar as condições iniciais; a segunda é processar o modelo de previsão (Powers et al., 2017).

Neste projeto utilizamos a versão 4.3 do WRF, desenvolvida pela Divisão de Meteorologia de Mesoescala e Microescala do NCAR. O modelo resolve as equações de Euler, compressíveis e não-hidrostáticas, com opção para aproximação hidrostática (Skamarock et al., 2008; NCAR, 2015). Nele é adotado um sistema com coordenada vertical seguindo o terreno, a partir da pressão hidrostática. O topo do modelo assume uma superfície de pressão constante (Skamarock et al., 2008), e a coordenada vertical é definida como

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}}, \quad (3.1)$$

onde p_h é a pressão hidrostática em uma determinada altura h , e p_{ht} e p_{hs} são as pressões no topo e na superfície do domínio, respectivamente. Dessa forma, o valor de η pode variar entre 0 e 1 (Figura 10).

A discretização espacial usa como padrão a grade C de Arakawa, na qual as variáveis de velocidade (u , v e w) são calculadas a meia distância de grade das variáveis termodinâmicas (θ), localizadas nos pontos de massa (FIGURA 11).

Originalmente, o WRF foi desenvolvido para previsão meteorológica em grades de resolução horizontal da ordem de dezenas de quilômetros (mesoescala). Nessas grades de menor resolução não é possível resolver diretamente a escala dos movimen-

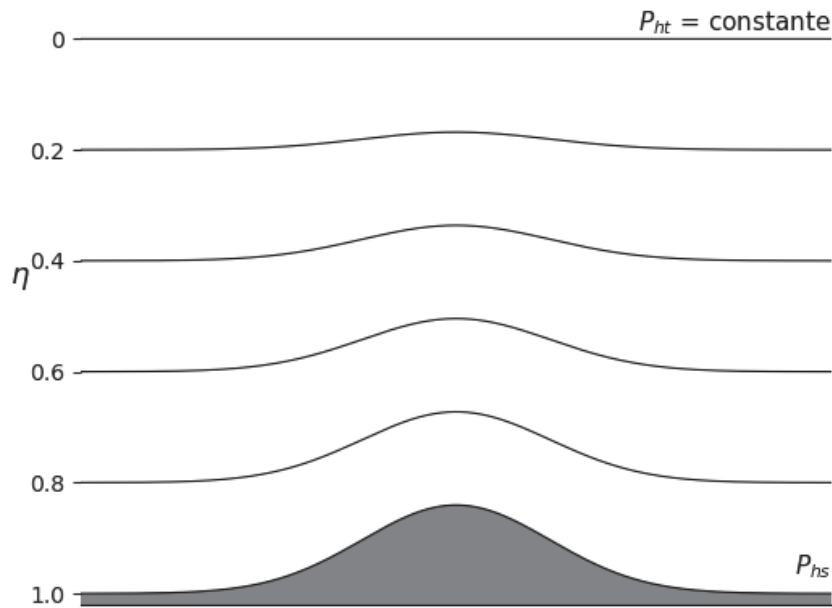


FIGURA 10 – Coordenada η . Adaptado de (Skamarock et al., 2008).

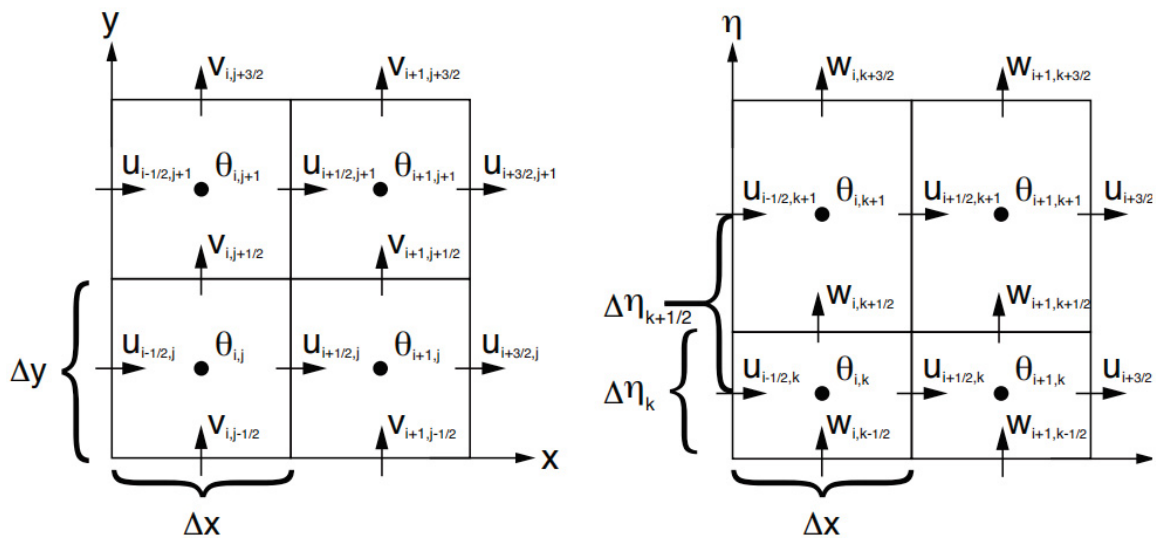


FIGURA 11 – Representação das grades horizontal (esquerda) e vertical (direita) do modelo WRF. Fonte: (Skamarock et al., 2019a)

tos da camada limite turbulenta, sendo então modelada por meio de parametrizações a influência da turbulência sobre o escoamento: a mistura horizontal exerce deformação do escoamento de escala sinótica, e a mistura vertical é incorporada na forma de parametrizações da camada limite planetária (Skamarock et al., 2008). O WRF conta com treze esquemas de parametrização da CLA, e oito parametrizações de camada superficial. Cada uma das parametrizações apresenta vantagens e desvantagens, e a escolha

de qual parametrização será usada cabe ao usuário, considerando principalmente as condições atmosféricas a serem representadas.

Atualmente, é possível rodar o WRF com grades de alta resolução, ou seja, com espaçamento horizontal $\Delta h \approx 100$ m ou menos. Todavia, o uso dos esquemas de parametrização de subgrade parte do pressuposto de que há uma separação clara entre as escalas dos vórtices explicitamente resolvidos pelo modelo e dos vórtices de subgrade. Tal pressuposto perde a validade em grades com espaçamento de grade inferior a algumas centenas de metros, sendo recomendado que essas grades de alta resolução sejam utilizadas com modelos de simulação dos vórtices de grande escala (LES) (Mirocha et al., 2008).

3.1.1 WRF-LES

O conceito da simulação de grandes vórtices é baseado na ideia que podemos dividir o escoamento turbulento entre duas escalas fundamentalmente: a grande escala, anisotrópica, é responsável pela maior parte da produção de TKE e do transporte turbulento de quantidade de movimento e de escalares; a pequena escala, isotrópica, responsável majoritariamente pela dissipação de energia (Mirocha et al., 2008; Katopodes, 2019).

As equações numéricas são explicitamente resolvidas para os vórtices de grande escala, enquanto os vórtices das menores escalas são removidos com o uso de filtros, e seus efeitos são parametrizados com uso de modelos de subgrade (SGS). Na implementação do WRF-LES, as escalas subgrade podem ser parametrizadas pelos esquemas de Smagorinsky tridimensional (SMG) e de energia cinética da turbulência de ordem 1,5 (TKE) (Dudhia, 2021).

O modelo de Smagorinsky (Smagorinsky, 1963) é baseado na suposição de que o número de Reynolds é suficientemente alto para que a energia seja transferida das escalas maiores para as menores, as quais são então responsáveis apenas pela sua dissipação (Katopodes, 2019). O modelo de TKE tem como saída os valores de energia cinética da turbulência, calculados a partir de uma equação prognóstica.

O modelo WRF emprega três formulações de difusão espacial turbulenta: em superfícies η ; em espaço físico (x,y,z) , e em superfícies horizontais do sistema de coordenadas η . Serão apresentadas, brevemente, as formulações em espaço físico dos fechamentos tridimensional de Smagorinsky e de TKE de ordem 1,5, pois foram essas as utilizadas neste estudo. A descrição detalhada de todas as formulações pode ser encontrada em Skamarock et al. (2019b).

No que se segue, K_h e K_v referem-se às viscosidades turbulentas horizontal e vertical, respectivamente, empregadas nas parametrizações subgrade.

Inicialmente são definidos os tensores de deformações

$$D_{11} = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (3.2)$$

$$D_{22} = \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (3.3)$$

$$D_{33} = 2 \frac{\partial w}{\partial z}, \quad (3.4)$$

$$D_{12} = \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial z}, + \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (3.5)$$

$$D_{13} = \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial w}{\partial z}, + \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (3.6)$$

$$D_{23} = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial z}, + \frac{\partial v}{\partial z}. \quad (3.7)$$

Na formulação original das equações 3.2 a 3.7 aparecem termos de fatores de mapeamento, associados à projeção cartográfica adotada para as coordenadas horizontais, bem como operadores de médias espaciais relacionados ao esquema de discretização, que foram omitidos nesse texto por simplicidade.

3.1.1.1 Esquema de fechamento tridimensional de Smagorinsky

Neste esquema de fechamento de Smagorinsky as viscosidades turbulentas subgrade são obtidas a partir de

$$K_{h,v} = C_s^2 l_{h,v}^2 \max \left[0, \left(D^2 - \frac{N^2}{P_r} \right)^{\frac{1}{2}} \right], \quad (3.8)$$

$$D^2 = \frac{1}{2} (D_{11}^2 + D_{22}^2 + D_{33}^2) + (D_{12}^2 + D_{13}^2 + D_{23}^2), \quad (3.9)$$

na qual P_r é o número de Prandtl especificado como $P_r = 1/3$, $C_s = 0,25$, e N^2 é um parâmetro de estabilidade definido por

$$\text{Para ambiente saturado: } N^2 = g \left(A \frac{\partial \theta_e}{\partial z} - \frac{\partial q_w}{\partial z} \right), \text{ se } q_v \leq q_{vs} \quad (3.10)$$

$$\text{Para ambiente insaturado: } N^2 = g \left(\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta_e}{\partial z} + 1, 61 \frac{\partial q_v}{\partial z} - \frac{\partial q_w}{\partial z} \right), \text{ se } q_v < q_{vs}, \quad (3.11)$$

e A é um coeficiente definido pela expressão

$$A = \frac{1}{\theta} \frac{1 + \frac{1,61 \epsilon L q_v}{R_d T}}{1 + \frac{\epsilon L^2 q_v}{c_p R_v T^2}}. \quad (3.12)$$

Nas equações 3.10 e 3.11, q_w representa a razão de mistura total da substância água (vapor + líquido + sólido), L é o calor latente de evaporação da água, $\epsilon = 0,622$, q_v e q_{vs} são a razão de mistura e a razão de mistura de saturação do vapor d'água, respectivamente, R_d é a constante do gás do ar seco, R_v é a constante do gás do vapor d'água e θ_e é a temperatura potencial equivalente, expressa por

$$\theta_e = \theta \left(1 + \frac{Lq_{vs}}{c_p T} \right), \quad (3.13)$$

na qual c_p é o calor específico do ar a pressão constante, e θ é a temperatura potencial.

Na equação 3.8 l_h e l_v são os comprimentos de mistura horizontal e vertical, respectivamente. Nas simulações realizadas neste estudo foram empregados espaçamentos de grade horizontal e vertical Δx , Δy e Δz com comprimentos comparáveis na CLA, na ordem de dezenas de metros. Por essa razão foi empregada a opção de escala de comprimento isotrópica, com

$$l_{h,v} = (\Delta x \Delta y \Delta z)^{1/3}. \quad (3.14)$$

Portanto

$$K_h = K_v = K \quad (3.15)$$

3.1.1.2 Esquema de fechamento de Energia Cinética da Turbulência de ordem 1,5

Nesse esquema de parametrização dos processos na escala subgrade, a viscosidade turbulenta é calculada por

$$K_{h,v} = C_k l_{h,v} \sqrt{e}, \quad (3.16)$$

na qual e é a energia cinética da turbulência (TKE), C_k é uma constante, cujo valor $0,15 < C_k < 0,25$. No caso de mistura isotrópica, como empregado nas simulações deste estudo, teremos

$$l_{h,v} = \min[(\Delta x \Delta y \Delta z)^{1/3}, (0,76 \sqrt{e}/N)] \quad (3.17)$$

para atmosfera estaticamente estável ($N^2 > 0$), e

$$l_{h,v} = \Delta s = (\Delta x \Delta y \Delta z)^{1/3} \quad (3.18)$$

para atmosfera estaticamente instável ($N^2 \leq 0$).

A energia cinética da turbulência e é obtida por meio de equação prognóstica, representada simbolicamente por

$$\frac{\partial e}{\partial t} + \nabla \cdot V = \text{produção mecânica} + \text{produção térmica} + \text{dissipação}. \quad (3.19)$$

O termo de dissipação mecânica (cisalhamento) é definido por

$$\text{produção mecânica} = K_h D_{11}^2 + K_h D_{22}^2 + K_v D_{33}^2 + K_h D_{12}^2 + K_v D_{13}^2 + K_v D_{23}^2, \quad (3.20)$$

o termo de produção térmica é definido por

$$\text{produção térmica} = -K_v N^2, \quad (3.21)$$

e o termo de dissipação é expresso por

$$\text{dissipação} = -\frac{C e^{3/2}}{l}, \quad (3.22)$$

na qual

$$C = 1,9C_k + \frac{\max[0, (0,93 - 1,9C_k)]l}{\Delta_s}, \text{ e} \quad (3.23)$$

$$l = \min[\Delta_s, (0,76\sqrt{e}/N)]. \quad (3.24)$$

3.2 MODELAGEM DE ESCOAMENTO SOBRE TERRENO COMPLEXO

Os primeiros modelos para representação de escoamento sobre topografia complexa foram modelos linearizados. Estes modelos, amplamente estudados há mais de 40 anos, assumem inclinação suave dos elementos topográficos, e não conseguem representar algumas características importantes como o desacoplamento do escoamento ou a recirculação que se formam a sotavento (Berg et al., 2011).

Diversos estudos foram conduzidos em túneis de vento em condições controladas, com intuito de ampliar o conhecimento sobre os efeitos que diferentes elementos da topografia e superfície podem exercer sobre um escoamento sobre região com algum grau de complexidade. A heterogeneidade da superfície, comumente presente entre as regiões de relevo com complexidade diferente, podem afastar o escoamento de modelos teóricos, influenciando, por exemplo, características do desacoplamento e desaceleração a sotavento (Cao; Tamura, 2006, 2007), e influência da região à montante sobre variações na intensidade da turbulência (Miller; Davenport, 1998).

Liu et al. (2019) realizaram um estudo do escoamento sobre uma montanha isolada tridimensional utilizando LES. Na horizontal, foi adotado um domínio retangular, com duas regiões de refinamento de grade diferentes. A região mais próxima das bordas foi discretizada com grade mais grossa, enquanto a região central do domínio, onde está a montanha, foi discretizada com uma grade mais fina. Esse procedimento, denominado aninhamento, é realizado com intuito de minimizar impactos nas fronteiras. Na vertical foi adotada uma coordenada seguindo o terreno.

O estudo apresenta resultados em concordância com valores observados para velocidade do vento em um experimento em túnel de vento. Os campos de velocidade simulados confirmam alguns comportamentos descritos na teoria. A velocidade média \bar{U} na linha central do escoamento sofre desaceleração ao se aproximar da montanha. A sotavento da montanha forma-se uma região de separação do escoamento, com valores de \bar{U} negativos. São observados também aumentos nos valores das flutuações u' , v' e w' a sotavento, indicando um aumento da turbulência devido à passagem pelo obstáculo topográfico. A separação horizontal, circundando a montanha, também foi observada, com valores simétricos, devido à simetria do obstáculo. Um estudo de simulação da dinâmica de um escoamento estratificado e neutro sobre as montanhas de Askervein e Bolund é apresentado por (DeLeon et al., 2018). Foi aplicado o Método de Fronteira Imersa (MFI), com grade cartesiana, para inclusão da topografia. A dinâmica foi resolvida com emprego de LES. Foram reconstruídos os campos de escalares e de velocidades tangencial e normal, empregando um esquema logarítmico. Para imposição das condições de fronteira na superfície, foi empregado um esquema de parametrização conhecido como modelo de parede, com intuito de resolver as escalas subgrade do LES. Além disso, foram reconstruídas também as difusividades turbulentas. Apresentou-se a comparação do modelo com MFI a outros dois estudos empregando coordenadas seguindo o terreno, e também aos dados observados em campo. Na representação de Askervein, o modelo MFI apresentou desempenho similar aos dois modelos com coordenada seguindo o terreno usados para comparação, sendo considerado pelos autores como tão competitivo quanto os outros dois utilizados como referência. Já para a montanha de Bolund, os resultados modelados apresentaram concordância com os valores de campo de vento observados em pontos onde a topografia é mais suave e não há desacoplamento, mas houve dificuldade em representar a região de desacoplamento na face mais íngreme da montanha.

No estudo apresentado por Talbot et al. (2012), foram realizados testes com o modelo WRF-LES em condições próximas da neutralidade, ao longo do período diurno e com céu aberto, sem presença de nuvens. Os resultados foram validados com dados medidos no campus da Universidade de Princeton. As medições na estação de Princeton incluem covariância turbulenta, fluxos de calor, vapor d'água e quantidade de movimento na superfície, umidade e temperatura do ar, umidade e temperatura do solo,

temperatura superficial, componentes radiativos, e velocidade e direção do vento. Foram comparados também os desempenhos dos esquemas de fechamento de subgrade de Smagorinsky, com coeficiente constante, e TKE de ordem 1,5, fornecidos pelo próprio modelo. Segundo os autores, apesar de não serem mostrados os resultados, o desempenho dos dois esquemas pode ser considerado similar, para perfis tanto de médias quanto de variâncias. Os resultados de mesoescala do WRF foram comparados com dados de radiossondagens realizadas em Upton, Nova Iorque, a 150 km a nordeste de Princeton. Os perfis dessas sondagens incluem temperatura potencial, razão de mistura e velocidade e direção do vento. Além disso, foi também avaliada a dissipação da TKE, ou seja, a cascata de energia entre escalas resolvidas e as escalas subgrade. Essa dissipação é considerada uma função crítica em modelos SGS (Meneveau; Katz, 2000). Uma conclusão interessante do estudo é a de que a escala da forçante sinótica se mostrou mais importante para o resultado obtido com o LES do que a escolha do esquema de fechamento em si.

No estudo de Wise et al. (2021) foi modelado o escoamento da CLA durante o experimento de campo de Perdigão. São utilizados cinco domínios, o maior (d01) com grade de 6,75 km, e o menor (d05) com grade de 10 m. A resolução vertical varia entre os domínios: para d05, o primeiro nível está a aproximadamente 8 m de altura, enquanto em d01 está a 60 m. Dessa forma, os autores salientam que mantém-se a relação $\Delta x/\Delta y$ próxima a unidade, o que é desejável para as simulações de LES. A modelagem da esteira de turbinas eólicas em Perdigão foi realizada por Wise et al. (2020), considerando diferentes regimes de estabilidade. O objetivo do estudo foi avaliar como as esteiras se comportam em relevo complexo, considerando além da estabilidade também sua interação com estruturas da microescala. Para tanto, os autores aplicaram o modelo WRF-LES-GAD, sendo a parametrização GAD (*Generalized Actuator Disk*) para simular a presença das turbinas eólicas no sítio. Ambos os estudos consideraram o desempenho do modelo WRF-LES satisfatório, com enfoque nos campos de vento para aplicação em energia eólica.

Em estudo sobre o escoamento na região dos Pirineus foi realizado por Udina et al. (2020). Os dados de observação são de uma campanha de medições realizada na base dos Pirineus, na França. A região é considerada uma área relativamente plana, mas influenciada pelo relevo complexo do entorno, com montanhas e vales. Segundo os autores, as montanhas têm grande influência nos escoamentos atmosféricos da região, não apenas na mesoescala, mas também na escala sinótica. Para medição, foi instalada uma torre de 60 m, com anemômetros sônicos nas alturas de 30 m, 45 m e 60 m, medindo as componentes u , v e w do vento, bem como a temperatura. O período amostrado começa em 14 de junho de 2011 e termina em 8 de julho de 2011. Medições durante períodos de chuva, ou com σ_u , σ_v e σ_w maiores que 2 ms^{-1} , foram desconsideradas. Para as simulações numéricas foi empregada a versão 3.6.1

do modelo WRF, seguindo configurações testadas para outros locais ao redor do globo. Foram utilizados 5 domínios aninhados, centrados no ponto de localização da torre de medições. A resolução varia de 9 km (d01) a 111 m (d05), com emprego de parametrização da CLA nos domínios de mesoescala, e LES nos dois domínios internos. A verificação do modelo foi realizada a passos de 10 minutos, e foram utilizadas para avaliação de desempenho os índices de viés (MBE), raiz do erro quadrático médio ($RMSE$) e coeficiente correlação (R). Os resultados mostram uma frequência aumentada de ocorrência de ventos de sudeste, e também uma rotação dos ventos na direção leste. Os autores consideram que os modelos conseguem reproduzir a velocidade do vento, com leve superestimação ($MBE > 0$), e velocidade do vento foi considerada bem estimada ($RMSE$ entre 1,25 e 1,52 ms^{-1}). Os valores de R ficaram entre 0,45 e 0,66, sendo observado que R aumenta com a altura. Analisando a TKE , tanto a parametrização de mesoescala quanto o LES foram capazes de reproduzir o ciclo diário e mudanças de intensidade. A correlação para parametrização de mesoescala foi considerada melhor ($R > 0,9$), mas falhou ao reproduzir picos de TKE . Já o modelo LES consegue aproximar melhor os aumentos de TKE , mas com uma tendência a subestimar a intensidade da turbulência, com menor correlação ($0,45 < R < 0,5$). Segundo os autores, os valores obtidos para tarde se aproximam dos valores observados, enquanto mediana e picos durante a manhã são subestimados pela simulação. Já para fluxo superficial de calor, LES subestima os valores ao longo do dia, e não foi capaz de reproduzir adequadamente os fluxos negativos durante a noite.

O modelo WRF (versão 3.6) foi empregado por Cuchiara e Rappenglück (2018) para simulações idealizadas e reais, com resultados comparados com dados de experimentos de campo diversos realizados na região de Houston. O intuito das análises é avaliar o desempenho do modelo em descrever a evolução e estrutura da CLA. Foi realizada também comparação entre as diferentes simulações em um estudo de caso de Houston. O período modelado foi de 48 horas, sendo as primeiras 24 horas consideradas para desenvolvimento do escoamento, e as 24 horas finais utilizadas para análise de resultados. Os resultados apresentados mostram diferença superior a 2 ms^{-1} entre dados de velocidade do vento observados e modelados, e os resultados foram considerados satisfatórios pelos autores.

Liu et al. (2020) conduziram uma série de simulações empregando o WRF-LES, com intuito de comparar diferentes modelos de subgrade. Os dados observados são do experimento de campo em uma região ao noroeste de Pequim, onde está situada a montanha Xiaohaituo com elevação de 2199 m de altitude. Os dados foram coletados durante os invernos de 2016, 2017 e 2018, com o foco na estrutura do escoamento vale-montanha. Foram coletados dados de velocidade do vento a 10 m em nove pontos na encosta da montanha, radiossondagem em sua base, e fluxos superficiais na base

e em um ponto da encosta, utilizados para calcular estatísticas de turbulência. Foram empregados quatro domínios aninhados unidirecionalmente, com parametrização da CLA nos domínios externos de mesoescala d01 e d02, e LES (SMG, TKE e NBA, uma variação não linear de SMG) nos domínios internos d03 e d04. Os resultados foram considerados bons pelos autores, com viés médio $MBE < 1 \text{ ms}^{-1}$, e valores individuais dos pontos avaliados variando de $-1,40 \text{ ms}^{-1}$ a $1,31 \text{ ms}^{-1}$. É importante ressaltar que casos com ventos abaixo de 3 ms^{-1} e acima de 12 ms^{-1} não foram considerados para as médias temporais utilizados para calcular o MBE . Como principais conclusões, os autores citam que a qualidade e resolução do modelo topográfico é o parâmetro de maior importância para o desempenho das simulações, e, assim como no trabalho de Talbot et al. (2012), a escolha do modelo SGS teve pouco importância nos resultados.

3.3 APRENDIZADO DE MÁQUINA

Aprendizado de máquina é, de forma generalizada, um sistema capaz de aprender como executar determinadas tarefas a partir da revisão de grande quantidade de dados. Os algoritmos de aprendizado de máquina podem ser divididos em duas categorias principais, supervisionados e não-supervisionados, e a escolha entre elas depende do problema em estudo, do objetivo da análise, e também da natureza dos dados disponíveis.

Algoritmos não-supervisionados são empregados com conjuntos de treinamento contendo apenas as variáveis de entrada, mas sem a apresentação de valores de saída, chamados de *target*. O objetivo principal desses algoritmos é encontrar padrões ou estruturas no conjunto de dados, e também relações entre as variáveis, que não são usualmente identificáveis por seres humanos. Entre os mais conhecidos tipos de algoritmos não-supervisionados temos:

- *Clustering*: o algoritmo pode ser utilizado para agrupar dados em grupos que apresentem algum tipo de semelhança entre si. Essa semelhança é encontrada diretamente pelo algoritmo, mas pode ser informado por exemplo o número de grupos a serem formados;
- Redução de dimensões: ao trabalhar com problemas complexos e com número grande de variáveis, pode ser interessante identificar variáveis redundantes, e reduzir as dimensões presentes no conjunto de treinamento;
- Detecção de anomalias: ao detectar padrões de um conjunto, o algoritmo pode identificar dados inválidos ou *outliers*.

Já em modelos de aprendizado supervisionado, os dados são separados em pares de entrada e saída. As entradas são as variáveis preditoras consideradas re-

levantes para o problema estudado, e estão associadas ao valor esperado de saída, também chamado de *target*. Para modelos supervisionados, é recomendado separar o conjunto de dados disponível em subconjuntos de treinamento e validação. O subconjunto de treinamento é apresentado integralmente para ajuste do modelo. Após o ajuste, o modelo é empregado para predição utilizando os dados novos, ainda não apresentados, do subconjunto de teste. Algoritmos de aprendizagem supervisionada são mais comumente utilizados para:

- **Classificação:** assim como no *clustering*, os algoritmos supervisionados podem ser utilizados para separar o conjunto de dados em grupos. Em aprendizado supervisionado, contudo, as classes a serem utilizadas são apresentadas ao modelo, com valores para as variáveis preditoras já associados às diferentes classes a serem utilizadas;
- **Regressão:** empregados para predição de valores numéricos, modelos de regressão são amplamente utilizados na área de ciências ambientais, para previsão de padrões climáticos ou hidrológicos a partir do treinamento com séries históricas (Praveena et al., 2023), e a modelagem de relações ecológicas e estudos de biodiversidade (Pichler; Hartig, 2023), dentre outras aplicações.

Um dos algoritmos mais populares de aprendizado de máquina supervisionado é a árvore de decisão. O nome faz referência à estrutura de nós e ramificações, na qual cada nó j está associado a uma variável preditora X_j e a uma regra de separação ou decisão em relação a um valor limítrofe t , como $X_j \leq t$ ou $X_j > t$, por exemplo. O espaço de predição é dividido em J regiões distintas e não sobrepostas, e a determinação dessas regiões para um nó se dá a partir de

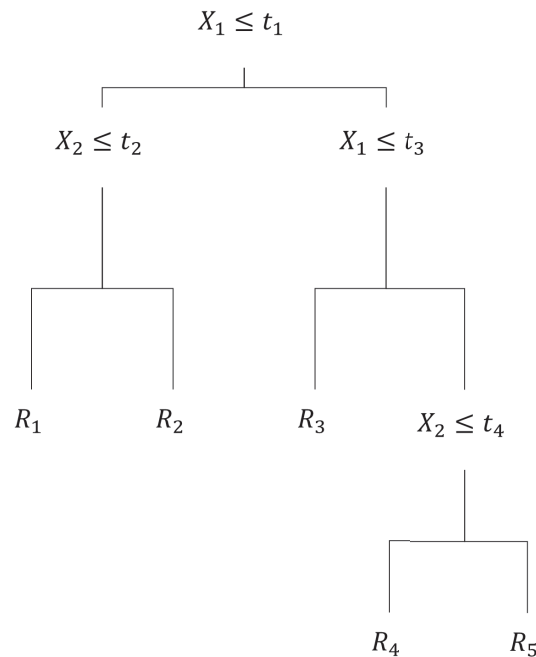
$$R_1(j, s) = X|X_j < s \quad \text{e} \quad R_2(j, s) = X|X_j \geq s, \quad (3.25)$$

com s e j escolhidos de forma a minimizar a soma do quadrado dos resíduos (RSS) dada por

$$\sum_{i:x_i \in R_1(j,t)} (y_i - \hat{y}_{R_1})^2 + \sum_{i:x_i \in R_2(j,t)} (y_i - \hat{y}_{R_2})^2. \quad (3.26)$$

Uma vez com as regiões R_1 a R_J determinadas, como exemplificado de forma simplificada na FIGURA 12, a predição para uma observação de teste é a média das observações de treinamento da região à qual essa observação de teste pertença.

FIGURA 12 – EXEMPLO SIMPLIFICADO DE ÁRVORE DE DECISÃO.



FONTE: Adaptado de James et al. (2013)

Árvores de decisão são um conceito mais simples de ser explicado que a própria regressão linear, e possuem uma representação gráfica que facilita a compreensão dos usuários. Entretanto, não costumam apresentar o mesmo nível de acurácia de outros modelos de regressão, e não são consideradas robustas, pois pequenas mudanças no conjunto de dados de treinamento podem causar grandes variações na configuração da árvore, e conseqüentemente nos resultados do modelo ajustado (James et al., 2013).

Com o intuito de melhorar o desempenho dos modelos de árvore de decisão, podem ser empregados métodos de conjunto, que combinam n árvores, com $n \geq 2$. Os principais métodos de conjunto são o *bagging*, o *random forest* e o *boosting*. A descrição apresentada já considera a aplicação dos métodos ao algoritmo de árvore de decisão, mas eles podem ser utilizados da mesma maneira para melhorar o desempenho de outros métodos de aprendizado de máquina.

3.3.1 *Bagging*

O nome *bagging* vem de *bootstrap aggregating*, e consiste na criação de múltiplos subconjuntos de treinamento, a partir do conjunto inicial, com objetivo de reduzir a variância associada a alguns métodos estatísticos, como árvores de decisão. Árvores de decisão simples apresentam alta variância, ou seja, se separarmos um conjunto de dados de treinamento aleatoriamente em dois subconjuntos e treinarmos

uma árvore de decisão para cada subconjunto, os resultados obtidos podem ser significativamente diferentes (James et al., 2013).

A abordagem é baseada no fato de que, dado um conjunto de n observações independentes Z_1, \dots, Z_n , cada qual com variância σ^2 , a variância da média \bar{Z} das observações é σ^2/n . Com a criação de subconjuntos por *bootstrap* é possível que um registro esteja presente em mais de um subconjunto, e mais de uma vez para o mesmo subconjunto. A predição final é uma média dos resultados dos múltiplos modelos treinados a partir dos subconjuntos criados, e é mais robusta à presença de *outliers*.

Entretanto, no método de *bagging* todas as variáveis preditoras podem ser utilizadas no primeiro nó, ou nó principal. Quando temos presente alguma variável preditora considerada forte ou predominante, é provável que a maior parte das árvores geradas, se não todas, empreguem essa variável para o primeiro nó, e resultem em modelos parecidos. Dessa forma, as predições realizadas por todas as árvores serão altamente correlacionadas, e não teremos uma redução da variância significativa.

3.3.2 *Random Forest*

Uma maneira de contornar o problema de alta correlação entre as diferentes árvores apresentado para o método de *bagging* é o uso do *random forest*. Nesse método, cada nó pode considerar apenas uma amostra aleatória m do conjunto total p de variáveis preditoras para a ramificação. Dessa forma, parte dos nós das diferentes árvores nem mesmo considera a variável preditora forte, resultando em árvores menos correlacionadas e com menor variância.

Ao ajustar os parâmetros para treinamento do modelo de *random forest*, devemos escolher a relação entre m e p a ser utilizada, e uma configuração de $m = p$ resulta em um modelo de *bagging* (James et al., 2013).

3.3.3 *Boosting*

O método *boosting*, assim como *bagging* e *random forest*, pode ser utilizado para melhorar os resultados obtidos por modelos de árvore de decisão, e parte do mesmo princípio de criação de múltiplos conjuntos, para treinamento de múltiplas árvores de decisão.

Há duas diferenças principais entre os outros dois métodos já apresentados e o *boosting*. A primeira é que as árvores são criadas de forma sequencial e adaptativa, com cada nova árvore criada utilizando informações das árvores criadas anteriormente. A segunda diferença é que os conjuntos não são criados utilizando a técnica de *bootstrap*. No caso do *boosting*, a primeira árvore é ajustada a partir do conjunto completo dos

dados, e a árvore subsequente é treinada a partir dos resíduos desse treinamento. Os resultados de cada treinamento são incorporados no ajuste inicial, atualizando os resíduos para o treinamento da próxima árvore (James et al., 2013).

A taxa de aprendizagem também tem papel fundamental no desempenho de modelos de *boosting*. Os valores aceitos devem estar no intervalo entre 0 e 1, e quanto maior a taxa de aprendizagem, maior a chance de instabilidade no erro, e queda de desempenho. Contudo, taxas de aprendizagem menores requerem maior número de árvores para atingir o ajuste ótimo, levando a um aumento no custo computacional e tempo de treinamento.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 LOCAIS DE ESTUDO

4.1.1 Askervein

Entre os anos de 1982 e 1983 foram realizados experimentos de campo no que veio a ser conhecido como *the Askervein Hill Project* - O Projeto da Colina de Askervein, em tradução livre. O projeto foi um estudo colaborativo sobre o escoamento da camada limite atmosférica sobre colinas baixas, e o local foi escolhido por apresentar algumas condições regionais favoráveis para realização de medições de interesse, e também por questões logísticas para transporte de equipamentos e equipes (Taylor; Teunissen, 1983).

Localizada na costa oeste de uma das ilhas pertencentes à Escócia, a colina de Askervein tem forma aproximadamente elíptica, com eixo maior medindo ≈ 2 km, e eixo menor de ≈ 1 km. A altura máxima em relação à planície no entorno é de 116 metros, produzindo declividades de 0,25 a 0,12 (Taylor; Teunissen, 1987).

Entre os meses de setembro e outubro de 1982 foi realizado um estudo preliminar na região (Taylor; Teunissen, 1983), e o experimento principal foi realizado nos meses de setembro e outubro de 1983. Os ventos predominantes nos períodos dos dois experimentos foram na direção Sudoeste, perpendiculares ao eixo maior da colina, aproximadamente alinhado à direção Noroeste - Sudeste (Taylor; Teunissen, 1985).

Durante os experimentos de 1983, foram instaladas aproximadamente 50 torres com instrumentação para medição do campo de vento. Em sua maioria eram torres de 10 metros de altura equipadas com anemômetros de copo; duas torres de 50 metros, uma torre de 30 metros, uma de 16 metros e treze torres de 10 metros foram equipadas para medição tridimensional da turbulência. Além das torres, há medições disponíveis para velocidade do vento até cerca de 200 metros de altura com uso de pipas (*tala kite*), e radiossondagem convencional em um ponto do domínio localizado na planície.

Na região do projeto de campo, representada na imagem de satélite da Figura 13, há outras colinas com morfologia um pouco mais complexa, principalmente a leste e nordeste da colina de Askervein, identificada pela marcação em vermelho. A altura das outras colinas chega a pouco mais de 225 metros, e elas não foram incluídas no experimento de campo, mas são representadas nas simulações do WRF, e foram incluídas na análise do capítulo 5.

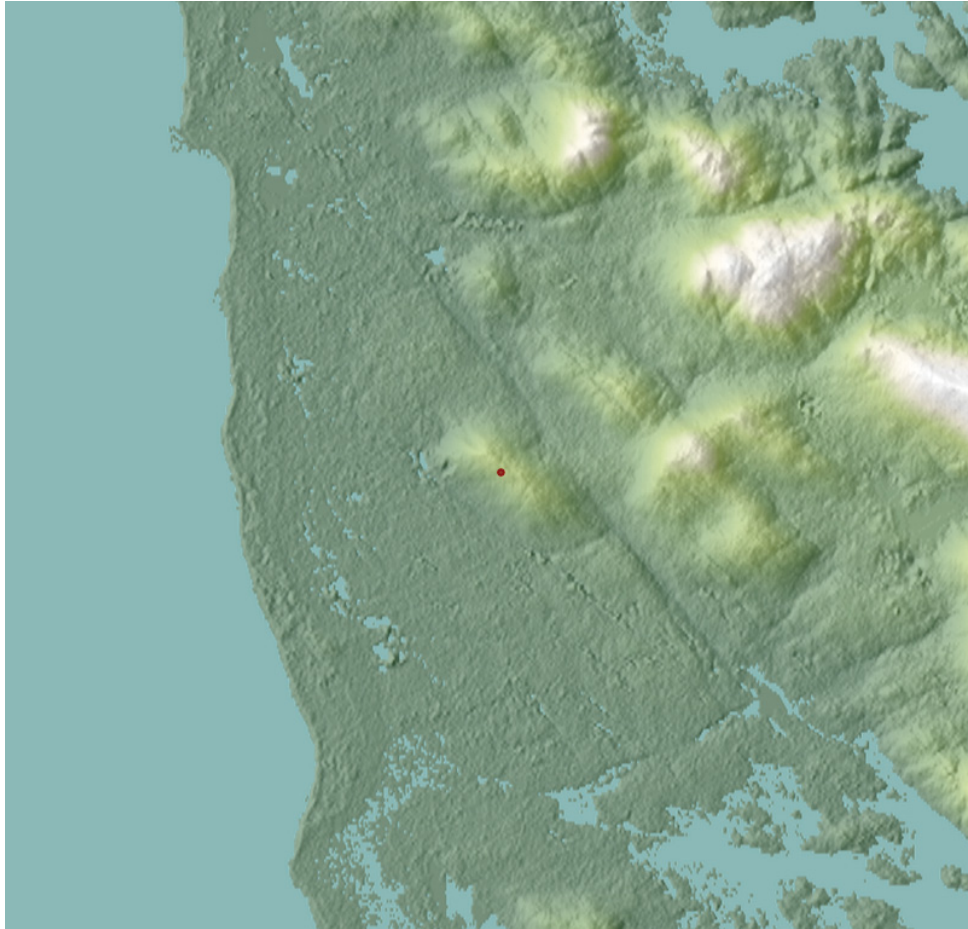


FIGURA 13 – Imagem da região de Askervein, com localização do ponto mais alto da colina (HT) indicado pelo ponto em vermelho.

4.1.2 Riverton

A região de Riverton para realização das simulações foi escolhida após a avaliação de diversas localidades dos Estados Unidos em que houvesse medições tanto de superfície por uma estação meteorológica quanto de ar superior por meio de radiossondagens. A intenção foi a comparação das simulações com as observações disponíveis, a fim de validar os resultados obtidos como representativos do comportamento do escoamento atmosférico na região. A maior parte das estações de radiossondagem está localizada em aeroportos, instalações que costumam estar localizadas em regiões em que não há relevo complexo.

O aeroporto de Riverton fica localizado em um platô, mas seu entorno é caracterizado por relevo complexo, com formação montanhosa a noroeste e um vale ao sul e outro a leste. A imagem de satélite da Figura 14 foi tratada e colorida de forma a evidenciar o relevo. A posição da estação meteorológica é indicada com um ponto vermelho e está a uma altitude de 1703 m.

Diferente de Askervein, com morfologia suave e colinas bem definidas, o relevo de Riverton se caracteriza por morfologia acidentada e com variações abruptas de

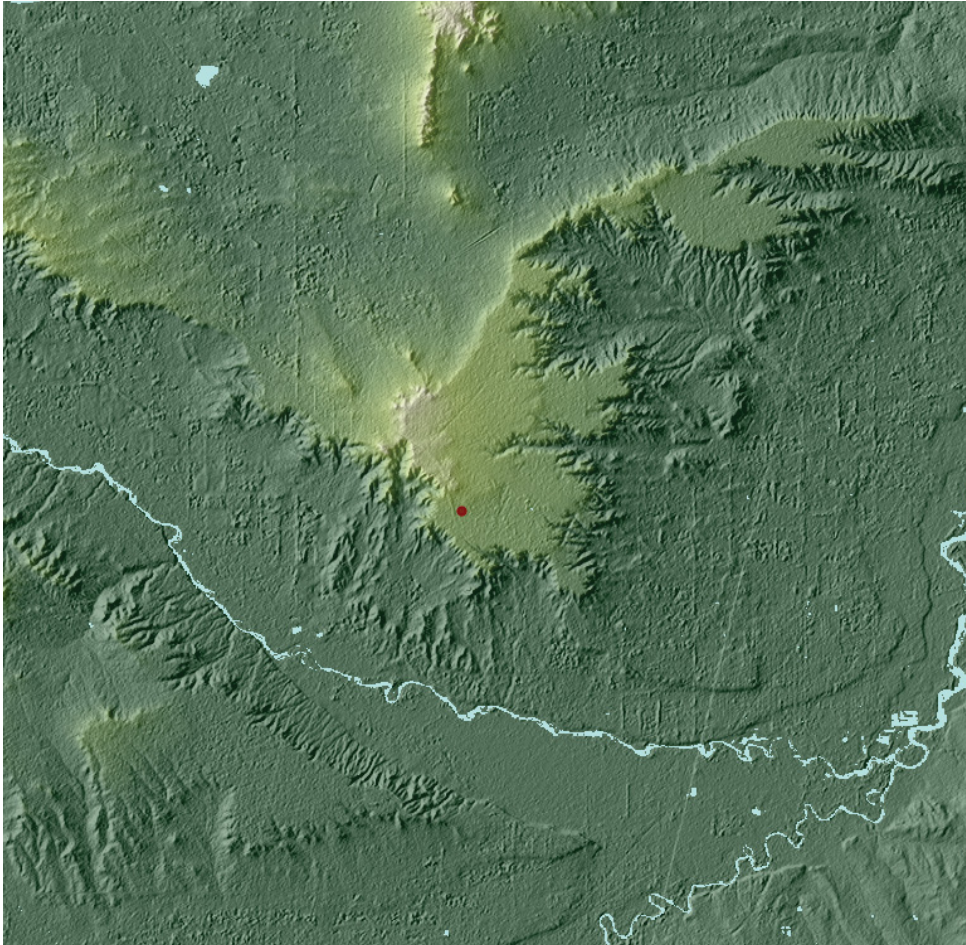


FIGURA 14 – Imagem da região de Riverton, com localização da estação meteorológica pelo ponto em vermelho.

declividade. A declividade entre platô e vale é chega a 0,15 em uma distância de aproximadamente 800 m. Em pequenos trechos da encosta temos uma declividade mais acentuada, mas para comparação com Askervein, consideramos a declividade total da encosta, considerando também uma escala compatível com a representada nas simulações com o modelo WRF.

Cabe ressaltar que a decisão de incluir uma segunda localidade nesse estudo foi justamente a possibilidade de visualizar um comportamento do escoamento na presença não apenas de um relevo com morfologia diferente, mas também com clima diverso, e disponibilidade maior de dados de superfície e ar superior para validação das simulações.

4.2 CONFIGURAÇÃO DO MODELO WRF

Neste estudo utilizamos a versão 4.3 do modelo WRF para realizar as simulações do escoamento na CLA nas regiões de Askervein e Riverton. Para representação tanto das escalas do escoamento da CLA quanto a escala de forçantes sinóticas, foram utilizados cinco domínios aninhados, com interação bidirecional.

Para representação da topografia complexa empregamos dados de elevação digital SRTM (*The Shuttle Radar Topography Mission*), com resolução aproximada de 30 m (Farr et al., 2007), em lugar do modelo de elevação padrão do WRF.

Um primeiro bloco de experimentos foi realizado com o intuito de comparar os esquemas Smagorinsky e TKE para Askervein e Riverton. Para todos os experimentos, a CLA nos domínios de mesoescala d01, d02 e d03 foi parametrizada com o esquema local de ordem 1,5 de BouLac, o qual considera trocas turbulentas induzidas por topografia íngreme ao calcular o coeficiente de difusividade turbulenta (Xu et al., 2019). No estudo realizado por Xu et al. (2019) para comparar diferentes esquemas de parametrização disponíveis no WRF, foi simulado o escoamento sobre um platô, e o esquema de BouLac teve desempenho semelhante aos demais, mas se destacou por apresentar menor viés para temperatura.

Para os domínios internos de LES, foram testadas as parametrizações SMG e TKE sob as mesmas condições de forçante de mesoescala. Os parâmetros utilizados são apresentados nas Tabelas 1 e 2, para Askervein e Riverton respectivamente. Todos os domínios têm a mesma grade vertical irregular, com resolução mais fina próximo à superfície, e gradual aumento do espaçamento vertical com a altura.

TABELA 1 – PARÂMETROS EMPREGADOS NO MODELO WRF-LES PARA SIMULAÇÕES EM ASKERVEIN, INCLUINDO TAMANHO DO DOMÍNIO, ESPAÇAMENTO DE GRADE, PASSO DE TEMPO E ESQUEMAS DE PARAMETRIZAÇÃO DA CLA.

	d01	d02	d03	d04	d05
nx × ny	100 × 100	96 × 96	96 × 96	100 × 100	148 × 148
$\Delta x = \Delta y$ (m)	20000	4000	800	266,67	88,89
Topo (hPa)	167	167	167	167	167
$\Delta t(s)$	100	100	100	100	100
CLA	BouLac	BouLac	BouLac	LES	LES
SGS	-	-	-	TKE	TKE
				SMG	SMG
Microfísica	WSM3	WSM3	WSM3	WSM3	WSM3
Camada superficial	Revised MM5	Revised MM5	Revised MM5	Revised MM5	Revised MM5
Radiação (onda longa)	RRTM	RRTM	RRTM	RRTM	RRTM
Radiação (onda curta)	Dudhia	Dudhia	Dudhia	Dudhia	Dudhia
Topografia	SRTM 30 m	SRTM 30 m	SRTM 30 m	SRTM 30 m	SRTM 30 m

FONTE: O autor (2023)

Em Askervein, os domínios foram centralizados sobre os ponto de lançamento

TABELA 2 – PARÂMETROS EMPREGADOS NO MODELO WRF-LES PARA SIMULAÇÕES EM RIVERTON, INCLUINDO TAMANHO DO DOMÍNIO, ESPAÇAMENTO DE GRADE, PASSO DE TEMPO E ESQUEMAS DE PARAMETRIZAÇÃO DA CLA.

	d01	d02	d03	d04	d05
$n_x \times n_y$	52 × 52	56 × 56	56 × 56	76 × 76	118 × 118
Δx (m)	21417	4283	857	171	57
Δy (m)	21342	4268	854	171	57
Topo (hPa)	167	167	167	167	167
Δt (s)	80	80	80	80	80
CLA	BouLac	BouLac	BouLac	LES	LES
SGS	-	-	-	TKE	TKE
				SMG	SMG
Microfísica	WSM3	WSM3	WSM3	WSM3	WSM3
Camada superficial	Revised MM5	Revised MM5	Revised MM5	Revised MM5	Revised MM5
Radiação (onda longa)	RRTM	RRTM	RRTM	RRTM	RRTM
Radiação (onda curta)	Dudhia	Dudhia	Dudhia	Dudhia	Dudhia
Topografia	SRTM 30 m	SRTM 30 m	SRTM 30 m	SRTM 30 m	SRTM 30 m

FONTE: O autor (2023)

de radiossondagens (RS: 57,16 N;7,39 O) no experimento de campo (Taylor; Teunissen, 1983). Foram escolhidas as datas de realização do experimento de Askervein (Taylor; Teunissen, 1983)(Taylor; Teunissen, 1985), para validação dos resultados frente às observações de velocidade do vento e temperatura. Para os domínios d04 e d05 foram testadas os esquemas de subgrade SMG e TKE.

Os cinco domínios das simulações de Riverton tem como centro a estação meteorológica do aeroporto da cidade (43,06 N; 108,48 O), de onde são lançadas as radiossondagens diárias utilizadas para validação do modelo. Assim como para Askervein, as grades internas foram modeladas com LES, utilizando os esquemas SMG e TKE para comparação. Foi selecionado um período por estação do ano, e a partir da análise subjetiva de dados de radiossondagens, identificados períodos sem forçante sinótica significativa, para que a dinâmica própria da CLA possa ser devidamente observada. Na região de Riverton, foram analisadas as radiossondagens do aeroporto da cidade, e para Askervein, da estação de Castor Bay, por ser a estação com dados disponíveis mais próxima (54,30 N; -6,19 O). Após a validação dos resultados, foram realizados experimentos adicionais apenas com SGS=TKE para ambos os locais, durante o ano de 2010.

TABELA 3 – PERÍODOS DE REALIZAÇÃO DE EXPERIMENTOS, COM DURAÇÃO EM HORAS, PARAMETRIZAÇÕES DE CLA OU LES APLICADAS NAS GRADES D04 E D05, E INDICAÇÃO QUAIS FORAM EMPREGADOS NA VALIDAÇÃO DOS MODELOS DE SUBGRADE SMG E TKE.

Riverton					
Início	Fim	Duração	SMG	TKE	Validação
07/01/2010	09/01/2010	48	✓	✓	✓
05/04/2010	07/04/2010	48	✓	✓	✓
07/07/2010	09/07/2010	48	✓	✓	✓
14/08/2010	17/08/2010	73		✓	
24/09/2010	27/09/2010	73		✓	
30/09/2010	03/10/2010	73		✓	
07/10/2010	09/10/2010	48	✓	✓	✓
09/10/2010	12/10/2010	73		✓	
01/11/2010	04/11/2010	73		✓	
04/12/2010	07/12/2010	73		✓	
Askervein					
Início	Fim	Duração	SMG	TKE	Validação
01/10/1983	04/10/1983	72	✓	✓	✓
05/10/1983	08/10/1983	72	✓	✓	✓
04/03/2010	07/03/2010	72		✓	
08/03/2010	11/03/2010	72		✓	
09/04/2010	12/04/2010	72		✓	
17/05/2010	20/05/2010	72		✓	
15/06/2010	18/06/2010	72		✓	
13/08/2010	16/08/2010	72		✓	
30/08/2010	02/09/2010	72		✓	
11/10/2010	14/10/2010	72		✓	
09/12/2010	12/12/2010	72		✓	

FONTE: O autor (2023)

4.3 MÓDULO DE APRENDIZADO DE MÁQUINA *SCIKIT-LEARN*

O uso de ferramentas baseadas em aprendizado de máquina cresceu em diversos campos da ciência, incluindo a área de ciências atmosféricas, ao longo da última década (Dueben et al., 2022). Em parte, podemos atribuir esse crescimento aos avanços em tecnologia para processamento e armazenamento de dados, que permitem o emprego de modelos cada vez mais sofisticados. Associado ao avanço tecnológico, temos também o crescimento das áreas de análise, ciência e engenharia de dados, impulsionando a oferta de algoritmos de código aberto relacionados à área de dados

em geral. Dentre esses algoritmos, temos opções voltadas ao aprendizado de máquina, de árvores de decisão a redes neurais artificiais, em diferentes linguagens e graus de complexidade.

A biblioteca *scikit-learn* (Buitinck et al., 2013a) é uma das opções de código aberto disponíveis atualmente para aprendizado de máquina. Escrita em linguagem de programação Python, foi desenvolvida com o intuito de disponibilizar ferramentas de aprendizado de máquina de forma acessível e reutilizável para diferentes áreas científicas. O funcionamento da biblioteca depende dos pacotes NumPy e SciPy, também de código aberto, com implementações de cálculos nas linguagens C, C++ e Fortran (Buitinck et al., 2013b).

Segundo (Buitinck et al., 2013b), todos os objetos disponíveis na biblioteca *scikit-learn* consistem três interfaces complementares:

- *estimator*: usado para ajuste dos modelos;
- *predictor*: usado para realizar a predição a partir do modelo previamente ajustado;
- *transformer*: usado para o pre-processamento dos dados de entrada no modelo.

Uma das vantagens da biblioteca é a facilidade de implementação, e o fato de requerer o conhecimento de apenas uma linguagem de programação para realizar todo o treinamento e validação, incluindo o cálculo de métricas de desempenho e elaboração de gráficos dos resultados.

Foram utilizados os métodos de árvore de decisão simples (AD), e os métodos de conjunto *bagging* (BG), *random forest* (RF), e *boosting* (BS). Todos os estimadores utilizados são parte da biblioteca *scikit-learn*, e parâmetros de cada modelo estão detalhadas na Tabela 4. Como critério para medir a qualidade da separação em um determinado nó, adotamos a opção que emprega a função do Erro Médio Quadrático (*MSE*). Esse é o valor *default* para o critério, e é uma opção que está disponível para os três métodos estudados.

TABELA 4 – PARÂMETROS DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO UTILIZADOS.

Modelo	Estimador	Critério	n	m	Função de perda
AD	<i>DecisionTreeRegressor</i>	<i>MSE</i>	1	$m = p$	-
BG	<i>RandomForestRegressor</i>	<i>MSE</i>	400	$m = p$	-
RF	<i>RandomForestRegressor</i>	<i>MSE</i>	400	$m = \sqrt{p}$	-
BS	<i>HistGradientBoostingRegressor</i>	<i>MSE</i>	[100,6000]	$m = p$	<i>MSE</i>

FONTE: O autor (2023)

Além da escolha do critério de qualidade, os modelos empregados tem uma série de parâmetros que podem ser ajustados, a fim de adequar as configurações para um melhor ajuste, de acordo com o problema tratado. O número de árvores utilizadas foi ajustado para $n = 400$. Para o modelo *random forest*, foi utilizado o valor de \sqrt{p} para o número máximo de variáveis preditoras a serem consideradas em cada subconjunto bootstrap. Para o modelo *boosting* foi utilizada como função de perda o *MSE*, e taxa de aprendizado de 0,5. Todos os outros parâmetros foram mantidos em seus valores *default*, disponíveis na documentação da biblioteca (Buitinck et al., 2013a).

Um dos atributos disponíveis para alguns estimadores é a importância das variáveis calculada considerando qual a redução causada pela variável no valor de critério de qualidade de separação do nó, e é um cálculo realizado sobre os conjuntos de treinamento, representada pela sigla MDI. Além dessa análise, optamos pela estimativa da importância das variáveis também nos conjuntos de testes, com os critérios de Erro Absoluto Médio (*MAE*) e R-quadrado (R^2). Na avaliação de importância sobre o conjunto de testes foi utilizada a técnica de permutação, na qual cada variável preditora é substituída por valores aleatórios em todo o conjunto de teste. O modelo previamente ajustado é aplicado para uma previsão com o conjunto de testes, agora com uma das variáveis preditoras contendo valores aleatórios em lugar da série correta. Os resultados dessa predição são avaliados em relação ao critério escolhido, e quanto maior o impacto da permutação de determinada variável sobre o critério, maior é a sua importância relativa.

O treinamento dos modelos de árvore de decisão foi realizado em duas etapas: na primeira, treinamos um modelo de árvore de decisão (AD), considerando uma configuração com todas, e outra de modelos especializados para faixas de altura diferentes; posteriormente, a configuração com melhores resultados foi utilizada para treinamento dos modelos de *bagging* (BG), *random forest* (RF) e *boosting* (BS). Em todas as configurações utilizadas, os conjuntos de dados foram separados entre conjunto de treinamento, contendo 75% dos registros, e conjunto de testes ou validação, com 25% dos registros.

4.4 PARÂMETROS PARA A AVALIAÇÃO DE QUALIDADE DAS ESTIMATIVAS

Os resultados obtidos pelo conjunto de validação foram submetidos a uma avaliação de qualidade, aplicando-se alguns índices estatísticos considerados representativos na literatura. Esses índices são apresentados a seguir, sendo que nas Equações de (4.1) a (4.5) \hat{y}_i e y_i representam valores preditos e reais, respectivamente.

- *MAE* - Média dos Valores Absolutos dos Erros (Mean Absolute Error): dimensiona o erro das estimativas em relação ao valor observado, em módulo. É uma

métrica considerada útil para conjuntos de treinamento com valores discrepantes. Contudo, é uma métrica dependente da escala dos valores no conjunto, não sendo útil para comparação de séries de dados com magnitudes diferentes entre si.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |y_i - \hat{y}_i| \quad (4.1)$$

- *MBE* - Média dos Valores dos Erros ou Viés (*Medium Bias Error*): é o erro médio; assim como o MAD, dimensiona o erro dos valores estimados, mas levando em consideração seu sinal, indicando tendências de super (> 0) e subestimativas (< 0).

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i) \quad (4.2)$$

- *MSE* - Erro Quadrático Médio (*Mean Square Error*): é comumente utilizado para verificar a acurácia de modelos, e dá um peso maior a maiores erros.

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad (4.3)$$

- *RMSE* - Raiz do Erro Quadrático Médio (*Root Mean Square Error*): é inversamente proporcional à qualidade da estimativa, ou seja, quanto maior o valor de RMSE, menor a conformidade dos resultados em relação aos valores observados.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (4.4)$$

- *R-quadrado* (R^2) - é uma medida de dependência linear entre as variáveis, refletindo o quanto do modelo ajustado com a variável preditora explica a variável dependente. Quanto maior o valor de R^2 , mais o modelo se ajusta à amostra.

Varia entre os valores 0 e 1, sendo que o valor 0 indica que não há correlação entre as variáveis em estudo, e 1 que há perfeita correlação.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (4.5)$$

As métricas definidas aqui foram utilizadas não apenas para a avaliação do desempenho dos modelos de árvore de decisão, mas também para validação dos resultados das simulações do WRF-LES sobre as regiões de Askervein e Riverton.

5 RESULTADOS

5.1 ANÁLISE DO DESEMPENHO DO MODELO WRF PARA AS REGIÕES DE RIVERTON E ASKERVEIN

As simulações com WRF-LES para as regiões de Askervein e Riverton foram analisados junto aos dados de observações. As opções de parametrização de escalas subgrade Smagorinsky e TKE foram comparadas com base nos campos de vento horizontal e temperatura. As primeiras 12 h de cada simulação são consideradas de desenvolvimento do escoamento, e não foram considerados para análise. Os resultados para as duas regiões são apresentados separadamente a seguir.

5.1.1 Askervein

Os dados das simulações para o período do projeto da montanha de Askervein foram comparados com as observações de campo reportadas no relatório de (Taylor; Teunissen, 1985).

Os valores de velocidade do vento horizontal a 10 metros foram comparados com as observações em cada torre de medição sobre a linha A do experimento de Askervein, que cruza a montanha na direção Sudoeste-Nordeste (SW-NE).

Como mencionado na seção 4.1.1, o vento na região durante o experimento foi predominantemente de sudoeste, então os pontos com indicação SW estão a barlavento, enquanto os pontos com indicação NE estão a sotavento da montanha. Os resultados das TABELAS 5 e 6 mostram que o WRF-LES foi capaz de reproduzir o escoamento na CLA da região de Askervein durante o período do projeto. As métricas foram calculadas para cada torre individualmente, e distância em relação ao topo da montanha (Δ_{HT}) em apresentada em metros. Para SGS=TKE, o erro absoluto médio foi de 2,24 m/s, viés de -1,05 m/s e *RMSE* de 2,68 m/s; para SGS=SMG, o erro absoluto médio foi de 2,18 m/s, viés de -0,81 m/s e *RMSE* de 2,82 m/s.

Há uma tendência geral a subestimar os valores de U_H a barlavento, que aumenta conforme nos aproximamos do topo da montanha, tanto para SMG quanto para TKE. Após o topo, a uma distância de 100 metros de HT ainda temos viés negativo dos valores simulados de -1,04 m/s. Já a 200 m e 400 m a sotavento os valores simulados são ligeiramente superestimados. Na FIGURA 15, foram selecionados dois casos considerados como melhor ajustados ao comportamento de aceleração ao

TABELA 5 – MÉTRICAS CALCULADAS PARA \bar{U}_H A 10 METROS, COM SGS=TKE; VALORES DE VELOCIDADE EM (M.S⁻¹).

Linha	Torre	Δ_{HT}	\bar{U}_H	\bar{U}_H WRF	<i>MBE</i>	<i>RMSE</i>	<i>MAE</i>
RS	RS	-	8,70	7,74	-0,97	1,68	1,463
A	ASW85	841	8,56	7,25	-1,47	2,21	1,792
A	ASW50	492	7,70	6,74	-0,97	2,29	1,925
A	ASW35	327	8,13	7,58	-0,57	1,93	1,578
A	ASW20	186	11,22	9,01	-1,7	2,80	2,392
A	ASW10	96	12,87	11,16	-1,70	3,05	2,489
A	HT	0	15,15	11,58	-3,59	4,68	3,786
A	ANE10	100	11,86	10,82	-1,03	2,72	2,253
A	ANE20	198	7,40	8,55	1,15	2,74	2,243
A	ANE40	393	6,57	6,91	0,27	2,67	2,431
Média			9,82	8,73	-1,05	2,68	2,24

FONTE: O autor (2023)

TABELA 6 – MÉTRICAS CALCULADAS PARA \bar{U}_H A 10 METROS, COM SGS=SMG; VALORES DE VELOCIDADE EM (M.S⁻¹).

Linha	Torre	Δ_{HT}	\bar{U}_H	\bar{U}_H WRF	<i>MBE</i>	<i>RMSE</i>	<i>MAE</i>
RS	RS	-	8,70	7,84	-0,86	1,59	1,40
A	ASW85	841	8,56	7,38	-1,32	2,10	1,71
A	ASW50	492	7,70	7,05	-0,65	2,18	1,89
A	ASW35	327	8,13	7,92	-0,21	1,88	1,61
A	ASW20	186	11,22	9,32	-1,44	2,68	2,23
A	ASW10	96	12,87	11,48	-1,39	2,90	2,40
A	HT	0	15,15	11,87	-3,29	4,48	3,44
A	ANE10	100	11,86	11,10	-0,76	2,64	2,18
A	ANE20	198	7,40	8,77	1,37	2,82	2,34
A	ANE40	393	6,57	7,03	0,48	2,83	2,60
Média			9,82	8,98	-0,81	2,61	2,18

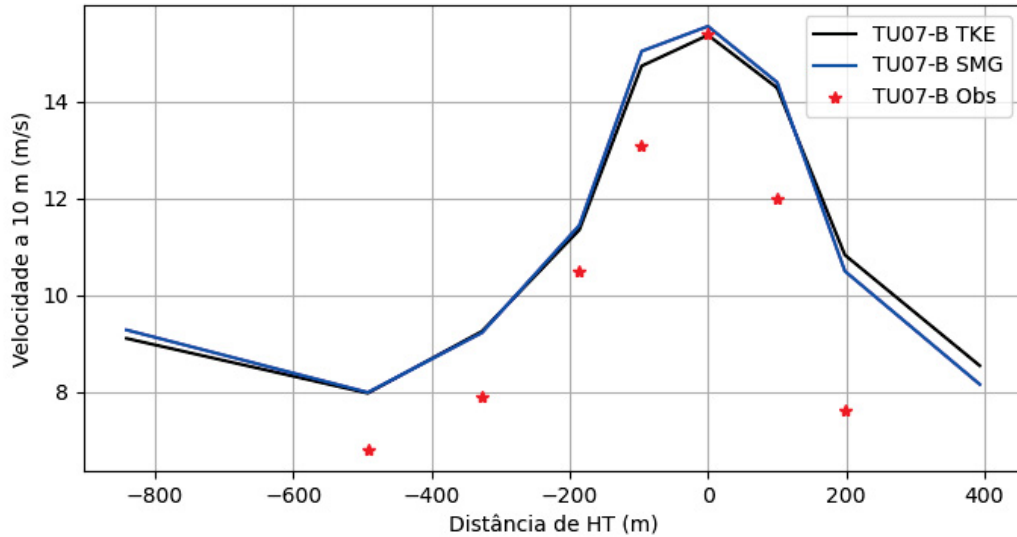
FONTE: O autor (2023)

passar pela montanha observado nos dados de observações.

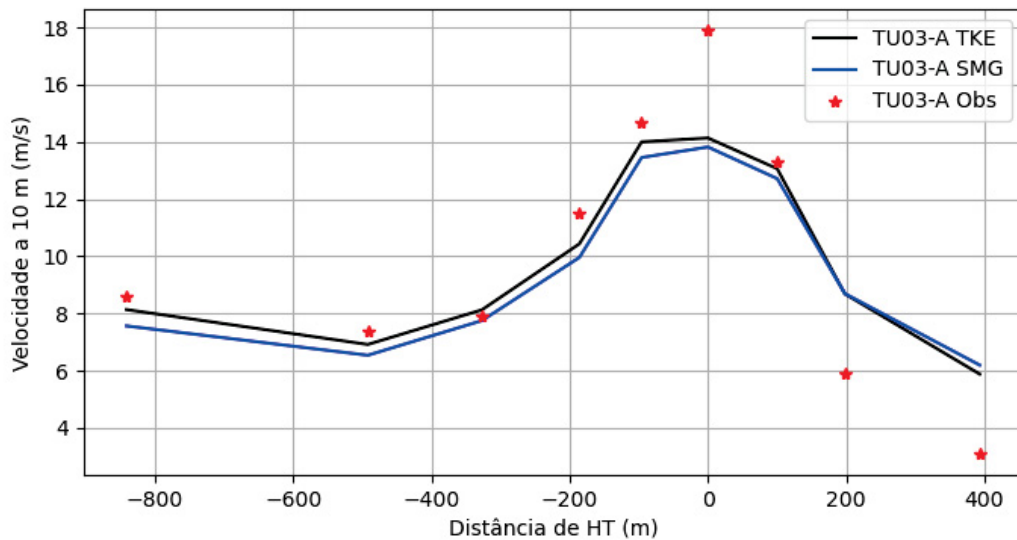
5.1.2 Riverton

As validação das simulações na região de Riverton foram separadas entre observações de superfície da estação meteorológica do aeroporto de Riverton e observações de perfis a partir das radiosodagens. Os dados de superfície contam com registros horários de velocidade horizontal (magnitude e direção), temperatura do ar a 2 m, umidade relativa a 2 m, entre outras.

FIGURA 15 – VALORES DE U_H (M/S) A 10 M PARA DOIS EXPERIMENTOS DE MEDIÇÃO DO PROJETO ASKERVEIN (A) TU07-B E (B) TU03-A OBSERVADOS E MODE- LADOS PELO WRF-LES PARA $SGS = 1.5TKE$ E $SGS = SMG$



(a)

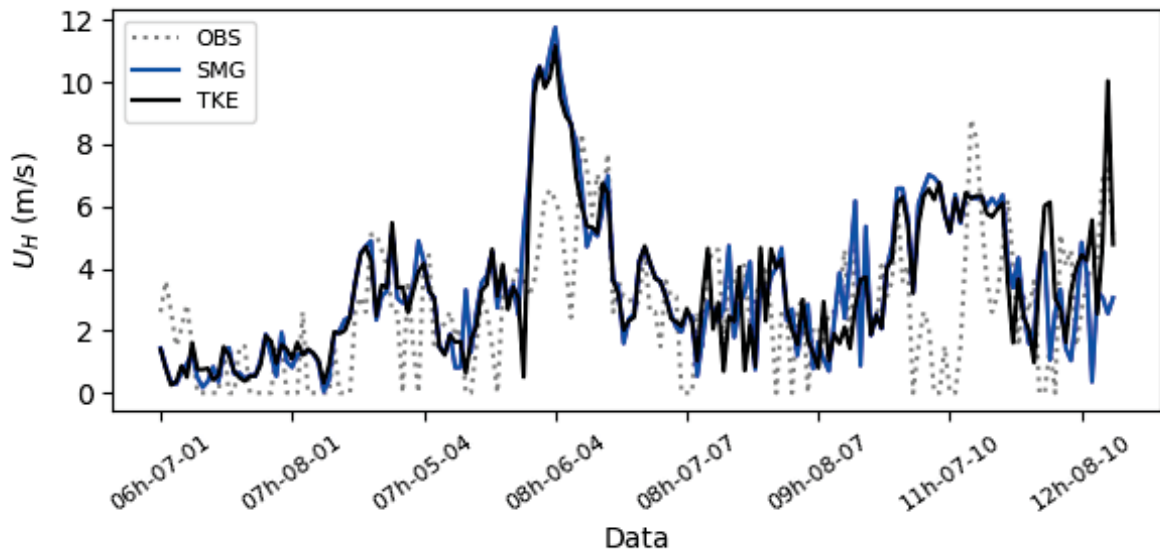


(b)

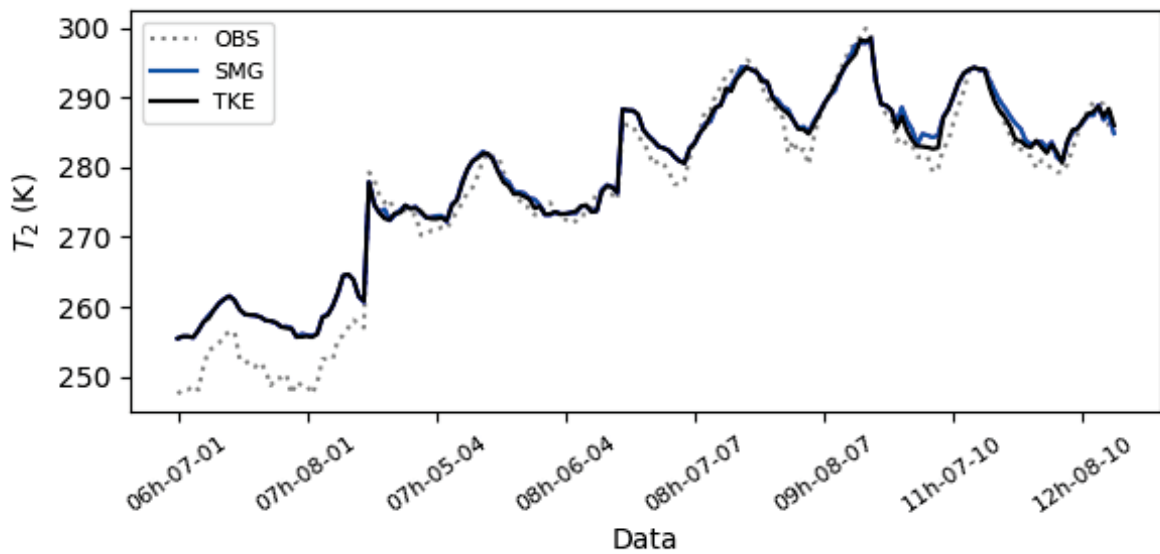
Na FIGURA 16, as séries de U_{10} e T_2 dos quatro experimentos de Riverton são apresentadas de forma contínua, para facilidade de observação e análise. O modelo foi capaz de representar com fidelidade o comportamento da temperatura na superfície, com os ciclos diários de aquecimento e resfriamento. O único experimento em que houve menor adequação dos resultados do modelo foi experimento de inverno, no mês de janeiro. Ainda assim, apesar de uma diferença na magnitude da temperatura, seu comportamento e ciclo diário foram bem representados.

As séries temporais de velocidade de vento são mais ruidosas, e o modelo

FIGURA 16 – SÉRIES DE REGISTROS DE (A) U_H A 10 M E (B) T_2 OBSERVADOS E MODE-
LADOS PELO WRF-LES COM $SGS = 1.5TKE$ E $SGS = SMG$



(a)



(b)

não consegue representar com detalhamento todas as perturbações. Ainda assim, o comportamento em boa parte dos registros, bem como o escoamento médio, são bem representados.

Assim como os achados de Liu et al. (2020) e Talbot et al. (2012), os resultados das simulações de Riverton não mostram diferenças significativas entre as parametrizações de subgrade de SMG e TKE. Nas TABELAS 7 e 8 são sintetizados os resultados para T_2 e U_{10} , respectivamente.

TABELA 7 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM RIVERTON, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.

Simulação	\bar{T}_2 Obs	\bar{T}_2 WRF		MBE		MAE		$RMSE$	
		SMG	1.5TKE	SMG	1.5TKE	SMG	1.5TKE	SMG	1.5TKE
07-Jan	251,95	258,74	258,71	6,80	6,76	6,80	6,76	6,92	6,89
05-Abr	275,17	276,08	275,92	0,91	0,74	1,43	1,33	1,69	1,59
07-Jul	289,93	290,22	290,09	0,29	0,16	1,63	1,56	2,07	1,97
07-Out	285,49	287,24	286,85	1,75	1,36	2,16	1,86	2,60	2,24
Média	275,64	278,07	277,89	2,44	2,26	3,01	2,88	3,32	3,17

FONTE: O autor (2023)

TABELA 8 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM RIVERTON, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.

Simulação	\bar{U}_H Obs	\bar{U}_H WRF		MBE		MAE		$RMSE$	
		SMG	1.5TKE	SMG	1.5TKE	SMG	1.5TKE	SMG	1.5TKE
07-Jan	0,77	1,01	1,08	0,24	0,31	1,07	1,13	1,27	1,32
05-Abr	3,70	5,21	4,91	1,51	1,21	2,32	2,10	3,00	2,75
07-Jul	2,57	2,69	2,45	0,11	-0,13	1,58	1,43	1,80	1,71
07-Out	3,26	4,32	4,83	1,06	1,58	2,89	2,85	3,39	3,31
Média	2,56	3,31	3,32	0,73	0,74	1,97	1,88	2,36	2,27

FONTE: O autor (2023)

Os valores de velocidade horizontal do vento simulados em diferentes níveis da atmosfera foram comparados com as radiossondagens disponíveis para o aeroporto de Riverton, e são apresentadas na TABELA 9 para SGS=SMG, e na TABELA 10 para SGS=TKE. Assim como para os parâmetros de superfície, não foram observadas diferenças significativas entre as parametrizações.

Os resultados obtidos para as simulações de Askervein e Riverton são comparáveis aos encontrados na literatura, com valores de MBE da ordem de 1 m/s, e MAE da ordem de 2 m/s (Liu et al., 2020; Cuchiara; Rappenglück, 2018). Isto posto, podemos confiar que a acurácia das simulações é suficiente tanto para análise da dinâmica da CLA, quanto para o uso de resultados modelados como entrada para o treinamento dos algoritmos de árvore de decisão. Além disso, não são observadas diferenças significativas entre as parametrizações de subgrade de SMG e TKE (Liu et al., 2020; Talbot

TABELA 9 – MÉTRICAS CALCULADAS PARA \bar{U}_H POR FAIXA DE ALTURA, COM $SGS = SMG$; VALORES DE VELOCIDADE EM (M.S⁻¹).

Altura (m)	\bar{U}_H SMG	\bar{U}_H Obs	<i>MBE</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>
0-50	4,31	3,09	1,22	1,81	2,54
50-100	5,12	3,47	3,13	3,16	4,23
100-150	5,85	2,94	1,21	1,90	2,79
150-200	6,46	4,84	2,67	2,67	4,91
200-250	6,92	5,32	-0,11	4,11	4,47
250-300	7,21	6,52	1,38	5,15	6,28
300-400	7,55	3,41	-0,45	1,99	2,49
400-500	7,82	5,67	2,14	3,27	4,20
500-600	8,10	8,08	3,43	4,89	5,03
600-700	8,19	7,97	1,30	4,19	4,82
700-800	9,11	7,38	0,97	3,25	3,94
800-900	8,46	6,28	0,76	1,04	1,25
1000-1300	8,55	7,10	1,45	2,86	3,76
1300-1600	9,06	7,05	1,79	2,52	3,41
1600-1900	9,29	8,22	-0,08	3,20	3,61
1900-2200	9,74	9,37	0,37	3,00	3,42
Média SMG	7,61	6,04	1,32	3,06	3,82

FONTE: O autor (2023)

et al., 2012). Com base nessas conclusões, as simulações adicionais, previamente apresentadas na TABELA 3, foram realizadas apenas para a parametrização $SGS=TKE$, que calcula como variável de saída o valor da energia cinética da turbulência.

5.2 ANÁLISE DOS PROCESSOS TURBULENTOS E DINÂMICA DA CLA NA REGIÃO DE RIVERTON

As análises iniciais do escoamento sobre a região de Riverton foram realizadas sobre o ponto central do domínio (*P1*), onde está localizada a estação meteorológica do aeroporto de Riverton, no vale, próximo à base da encosta (*P2*), e na região de máxima elevação do relevo (*P3*). Os pontos de interesse são apresentados na FIGURA 17, juntamente ao campo de velocidade do vento a 10 m para o dia 05 de abril, às 18 horas.

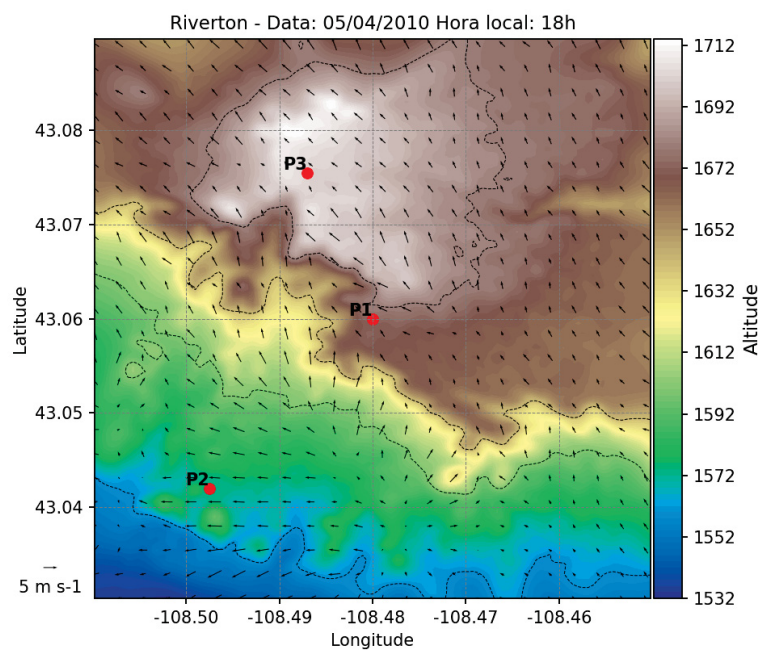
O campo de vento a 10 m apresenta alguns pontos de semelhança com um regime de vale-montanha, com escoamento ascendente na maior parte das encostas da topografia, e também em parte do vale. Os pontos mais baixos do relevo, principalmente a parte inferior do vale, podem já não receber mais radiação solar no momento da simulação, pois no dia 05 de abril de 2010 o horário do pôr do sol em Riverton foi às

TABELA 10 – MÉTRICAS CALCULADAS PARA \bar{U}_H POR FAIXA DE ALTURA, COM $SGS = 1.5TKE$; VALORES DE VELOCIDADE EM (M.S⁻¹).

Altura (m)	\bar{U}_H 1.5TKE	\bar{U}_H Obs	<i>MBE</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>
0-50	4,72	3,09	1,63	1,79	2,43
50-100	5,70	3,47	2,75	2,77	4,02
100-150	6,29	2,94	2,11	2,56	3,22
150-200	6,88	4,84	3,59	3,59	5,28
200-250	7,31	5,32	-0,24	4,20	4,45
250-300	7,59	6,52	2,98	5,88	6,55
300-400	7,90	3,41	-0,49	1,90	2,30
400-500	8,25	5,67	2,58	3,59	4,35
500-600	8,57	8,08	3,37	4,88	5,10
600-700	8,61	7,97	1,18	4,11	4,70
700-800	9,30	7,38	1,16	3,31	4,01
800-900	8,21	6,28	0,84	1,12	1,28
1000-1300	8,37	7,10	1,28	2,62	3,35
1300-1600	8,77	7,05	1,45	2,18	3,08
1600-1900	8,74	8,22	-1,10	3,01	3,33
1900-2200	9,42	9,37	0,05	3,20	3,48
Experimento	7,79	6,04	1,45	3,17	3,81

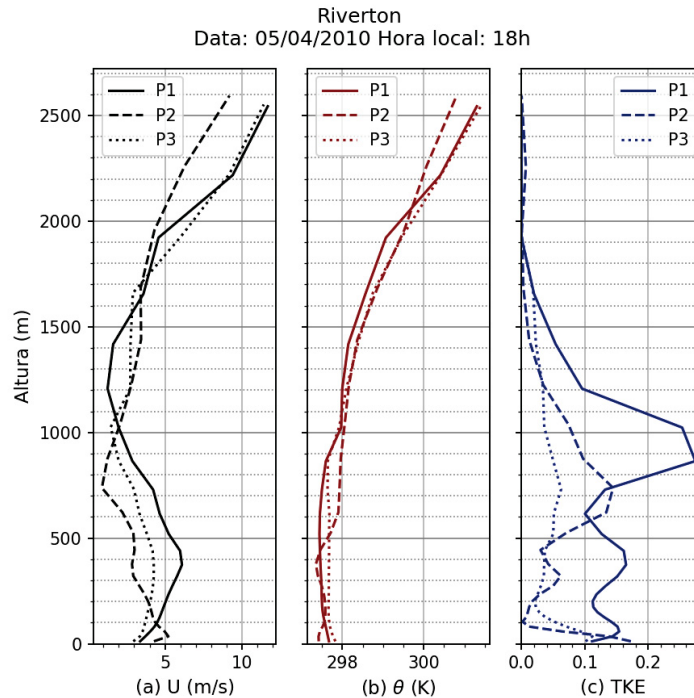
FONTE: O autor (2023)

FIGURA 17 – PONTOS DE INTERESSE PARA ANÁLISE DE PERFIS DE VELOCIDADE, TEMPERATURA E *TKE*, NO DIA 05 DE ABRIL ÀS 18 H.



18:44 h. O perfil de temperatura potencial no vale ($P2$) na FIGURA 18(b) mostra uma inversão de temperatura próximo à superfície. Além disso, o perfil de TKE no mesmo ponto tem uma atenuação no mesmo nível da inversão, o que pode indicar de fato que a região do vale perde incidência de radiação e começa a desenvolver a CLN antes dos pontos mais elevados da topografia.

FIGURA 18 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 18 H DO DIA 05 DE ABRIL.



Às 19 horas, 16 minutos após o pôr do sol, os perfis de temperatura nos três pontos se tornam bastante parecidos, com uma camada superficial estável, seguida por região neutra de 50 m em $P1$ e $P2$, e de 100 m no pico em $P3$, quando o perfil volta a se tornar estável. O vento horizontal tem um máximo em baixo nível a cerca de 100 m da superfície nos três pontos, sendo o mais fraco no vale ($P2$), seguido pelo platô ($P1$), e o mais forte no ponto mais alto do relevo em ($P3$)

Durante a noite, forma-se usualmente uma camada estável, podendo também ser quase neutra em alguns casos. No dia 06 de abril, 48 minutos antes do nascer do sol, a camada limite em Riverton é estável e homogênea horizontalmente, se considerarmos como referência de análise os perfis da FIGURA 20. O perfil de vento nos três pontos analisados se assemelha ao perfil teórico de vento para CLN, que é estável em toda sua extensão. A turbulência está restrita aos 200 metros inferiores da CLN, que tem altura entre 300 e 400 metros se tomarmos como critério o jato de baixo nível (LLJ).

Nos casos selecionados para análise aprofundada e apresentados a seguir, veremos que, apesar de possível em determinadas condições, a homogeneidade

FIGURA 19 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 19 H DO DIA 05 DE ABRIL.

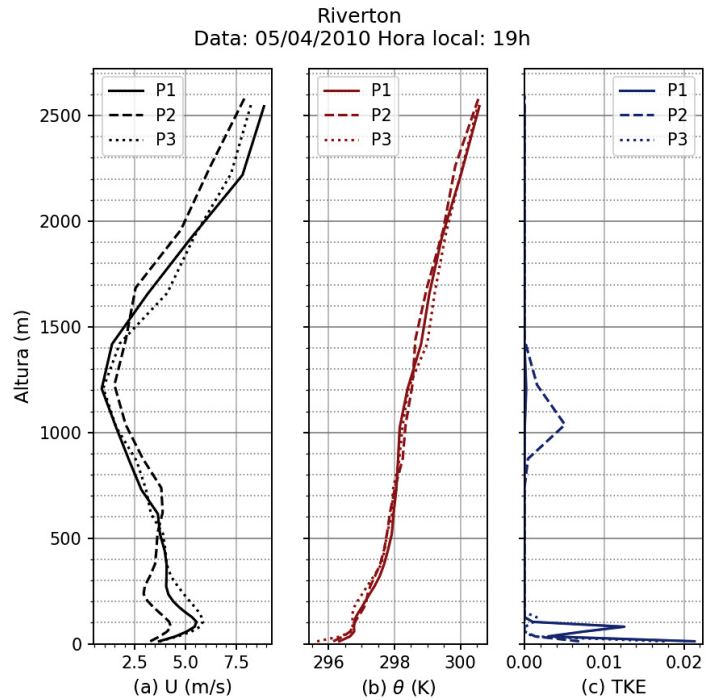
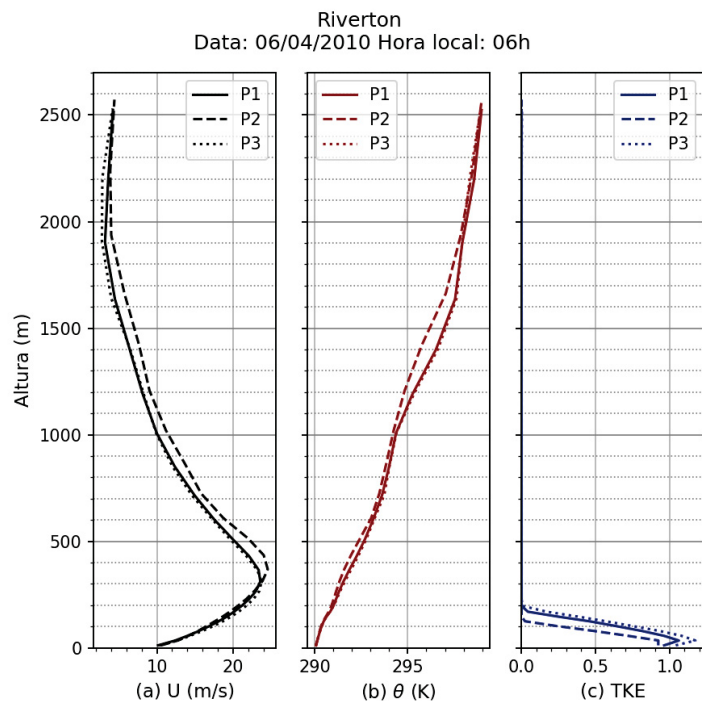


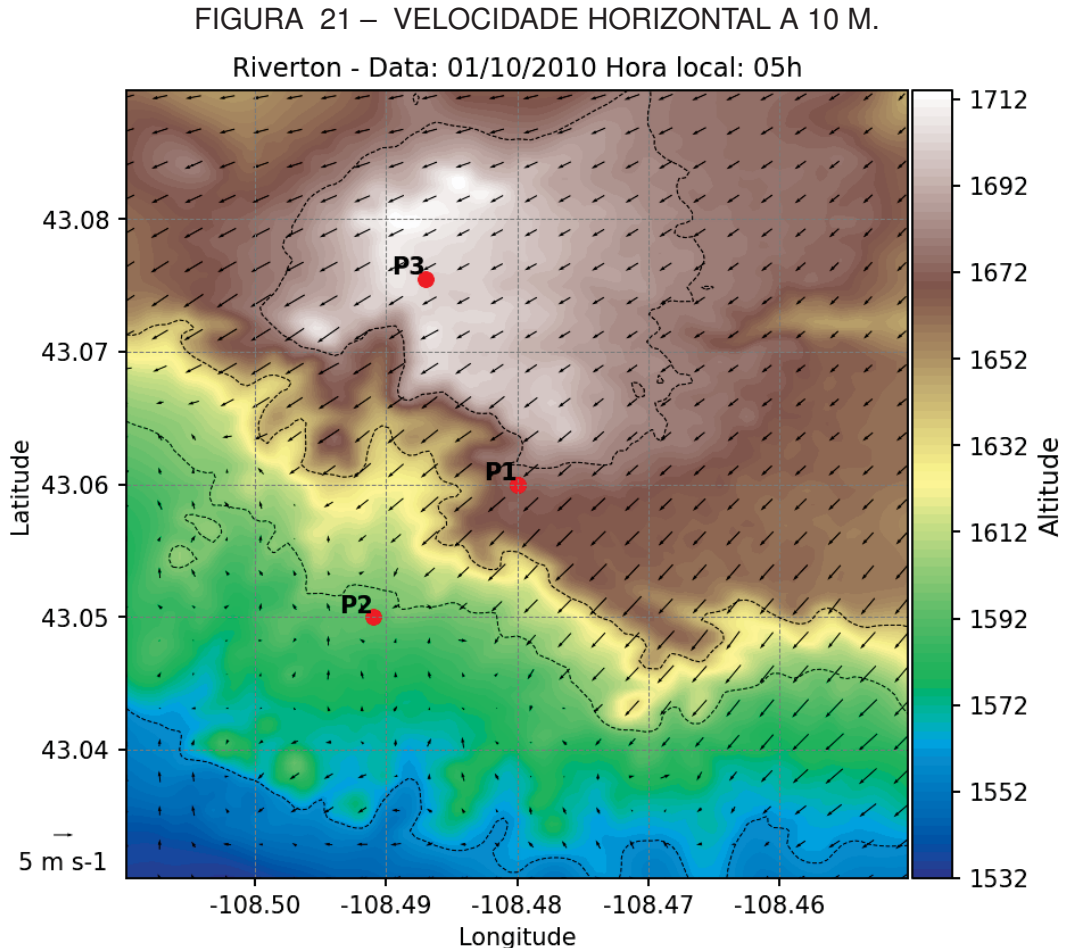
FIGURA 20 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 06 H DO DIA 06 DE ABRIL.



horizontal tanto na camada limite noturna (CLN) quando na CLA diurna e camada de mistura (CM) é uma exceção.

5.2.1 Camada Limite Noturna

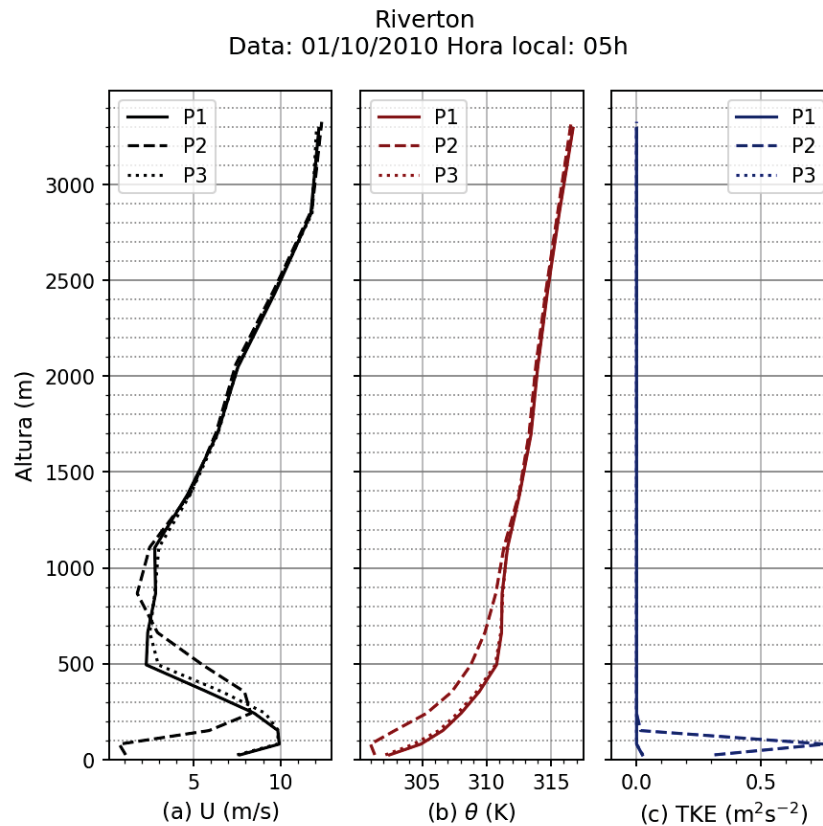
Na simulação do dia 01 de novembro observamos vento predominante na direção nordeste (FIGURA 21). A velocidade do vento sofre aceleração ao passar pelo pico do relevo e encosta descendente, com posterior desaceleração ao se aproximar da base da encosta.



A partir dos perfis de (a) velocidade horizontal do vento, (b) temperatura potencial e (c) TKE no platô e no vale, apresentados na FIGURA 22, é possível observar algumas diferenças importantes entre os dois pontos do domínio. Aplicando a definição de altura da Camada Limite Noturna (CLN) como sendo a altura do pico de velocidade de um jato de baixo nível (LLJ), podemos definir que a CLN no platô tem aproximadamente 150 m. Em relação à estabilidade, a camada pode ser caracterizada como super estável, com resfriamento de $-4,5K$ ao longo de sua extensão.

Já no platô, a altura da CLN é de 350 m, seguindo o mesmo critério de pico do jato de baixo nível, cerca de 200 m acima da altura no platô. A estabilidade no vale também apresenta diferença significativa, com perfil de temperatura próximo da neutralidade - um resfriamento de apenas $0,5K$ ao longo dos primeiros 200 m, seguido de uma inversão térmica mais acentuada, com gradiente mais próximo ao observado

FIGURA 22 – PERFIS DE (A) VENTO (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE NOS PONTOS DE INTERESSE.



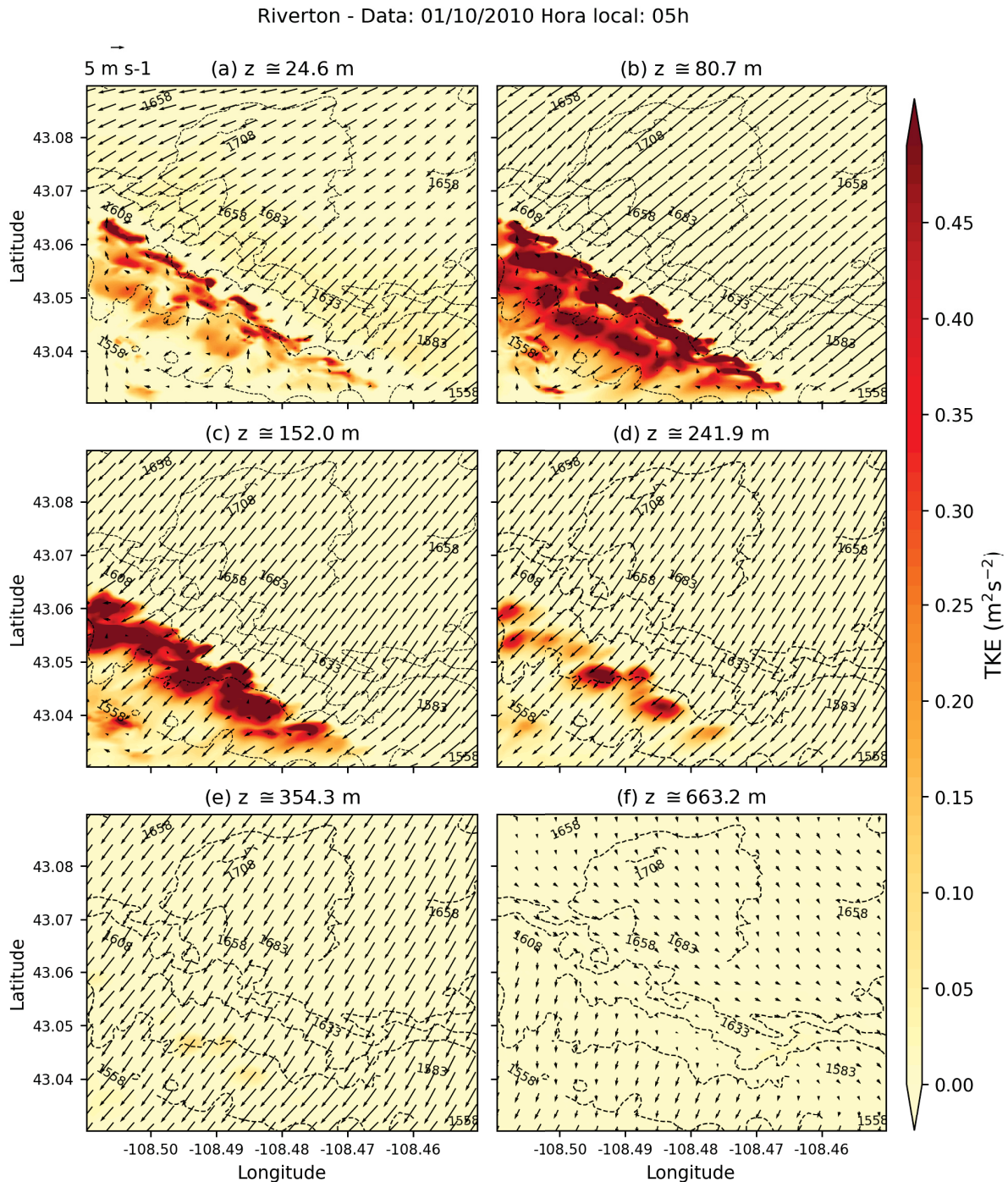
no platô, e resfriamento de $4K$ entre 300 m e 500 m de altura.

A CLA pode também ser definida como a região em há TKE significativa como resposta à interação com a superfície. Partindo dessa definição, observamos os perfis de TKE na FIGURA 22 (c). No platô não há, no instante das 5 h representado, TKE significativa na CLN definida pelo critério do LLJ. Já no vale, é possível observar um aumento de TKE a partir da superfície, com máximo a 155 m e decaimento a próximo de 0 a 350 m, mesmo altura do pico do LLJ no mesmo ponto do domínio.

Com intuito de aprofundar a discussão sobre as diferenças entre platô e vale, bem como a relação dessas diferenças com o relevo complexo, a distribuição de TKE em seis níveis da atmosfera é apresentada na FIGURA 23, e a velocidade vertical (w) nos mesmos níveis na FIGURA 24.

É possível ver que em quase todo o domínio não temos TKE em quantidade significativa, suprimida pela estabilidade térmica acentuada. A exceção é a região que acompanha a base da encosta, onde há redução brusca de velocidade, previamente apresentada na FIGURA 21. Nessa região há uma faixa com presença de TKE elevada, com valor máximo de 4,097 em $z = 80,7$ m da superfície, a qual se estende verticalmente, preservando a característica de faixa ao longo da encosta, até pelo menos 240 m de altura, com valor máximo de 1,4 na camada. A uma altura de 490 m

FIGURA 23 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE TKE EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM RIVERTON.

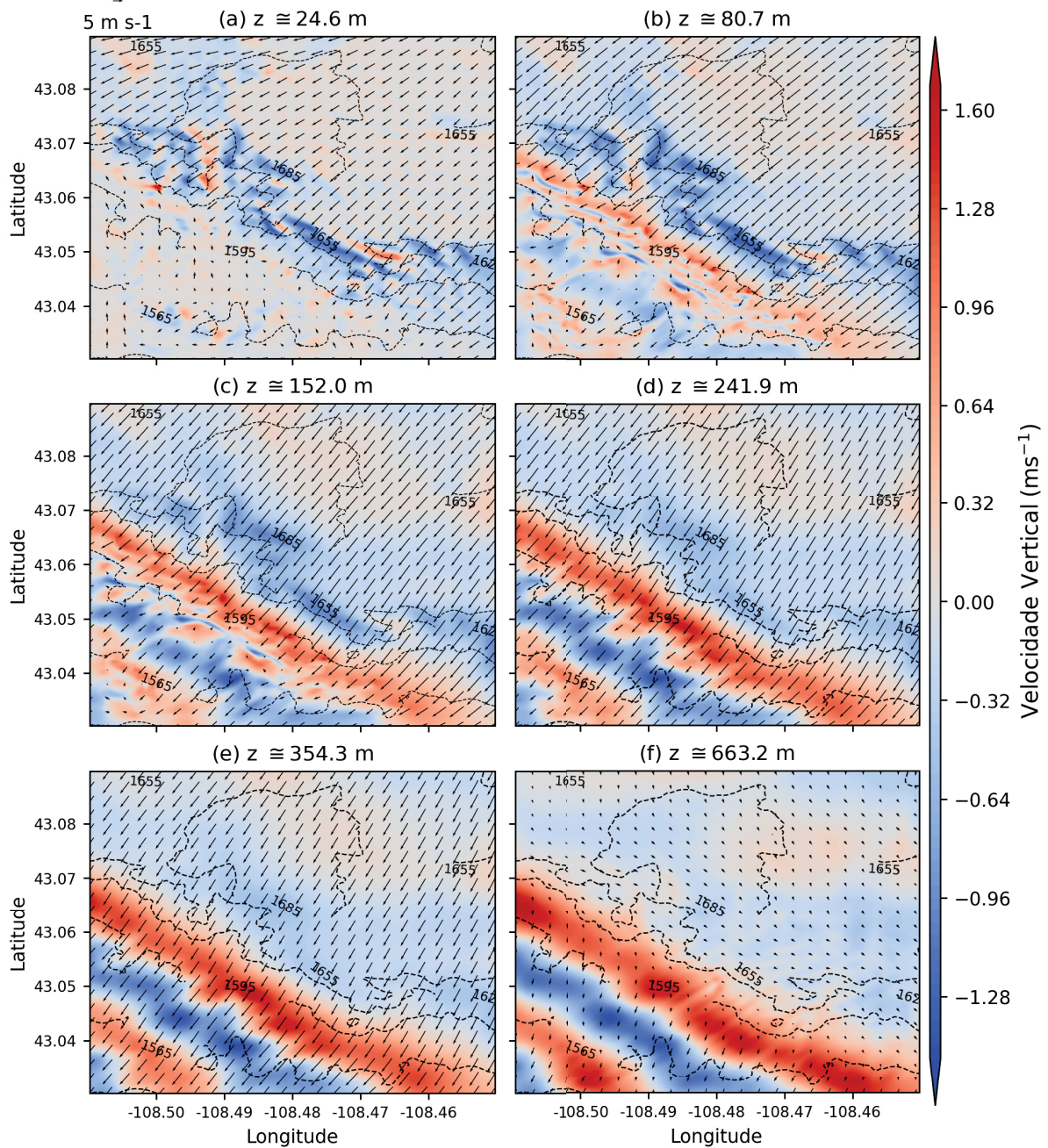


já não é possível notar a presença de turbulência significativa em nenhum ponto do domínio.

Na mesma região da base da encosta onde há TKE elevada observamos velocidade vertical ascendente, com subsequente velocidade descendente após a faixa turbulenta. Contudo, o extensão do movimento vertical forçado pelo relevo excede o nível em que há TKE , com a estrutura do movimento sendo preservada até uma altura superior a 660 m, mais de 200 m acima do nível em que temos a presença de

FIGURA 24 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE W EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM RIVERTON.

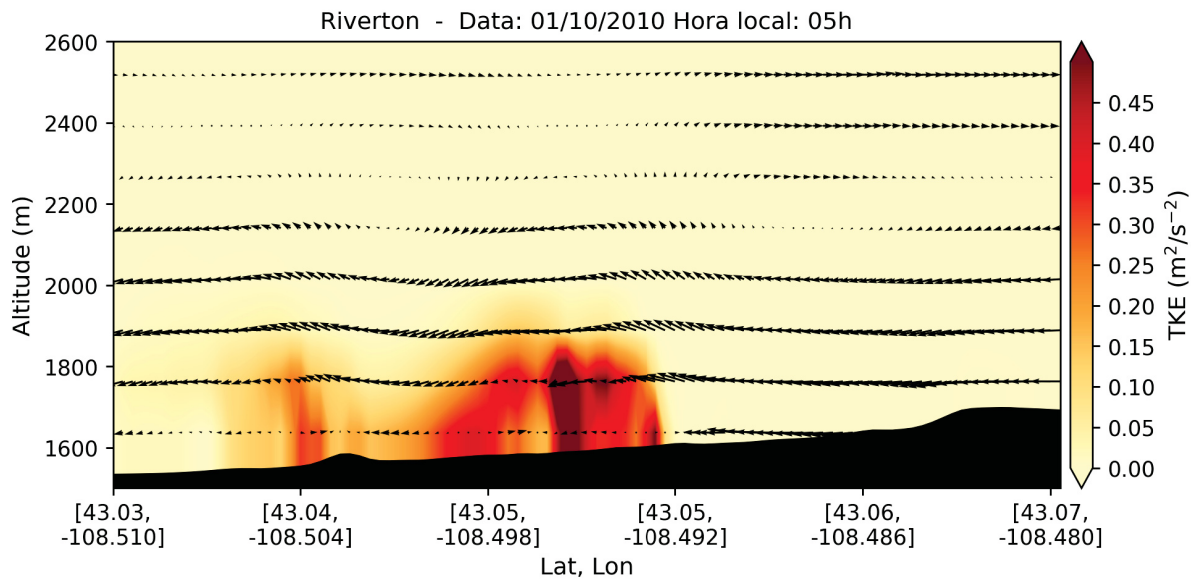
Riverton - Data: 01/10/2010 Hora local: 05h



turbulência. Na FIGURA 25 observa-se o corte na direção Nordesde - Sudoeste da distribuição de TKE, associada ao campo de vento horizontal e vertical.

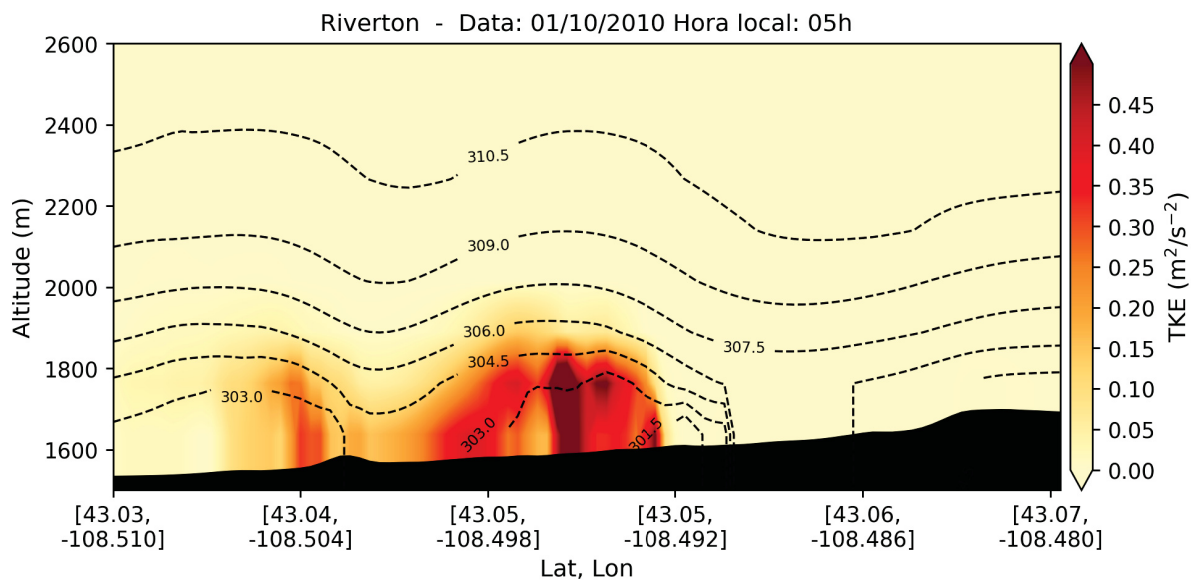
Tal comportamento mostra que, possivelmente, em CLN sobre relevo complexo em situação de estabilidade e superestabilidade, a capacidade de modulação que o relevo tem sobre o escoamento é mais significativa que a demonstrada sobre a turbulência. Observamos ainda que o critério de LLJ para definição de limite vertical da CLN definido para regiões homogêneas se aplica também, nesse caso, para região

FIGURA 25 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO NORDESDE - SUDOESTE, DISTRIBUIÇÃO DE *TKE* E VELOCIDADE DO VENTO EM RIVERTON, ÀS 05H DO DIA 01 DE OUTUBRO.



com topografia complexa.

FIGURA 26 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO NORDESDE - SUDOESTE, DISTRIBUIÇÃO DE *TKE* E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL EM RIVERTON, ÀS 05H DO DIA 01 DE OUTUBRO.

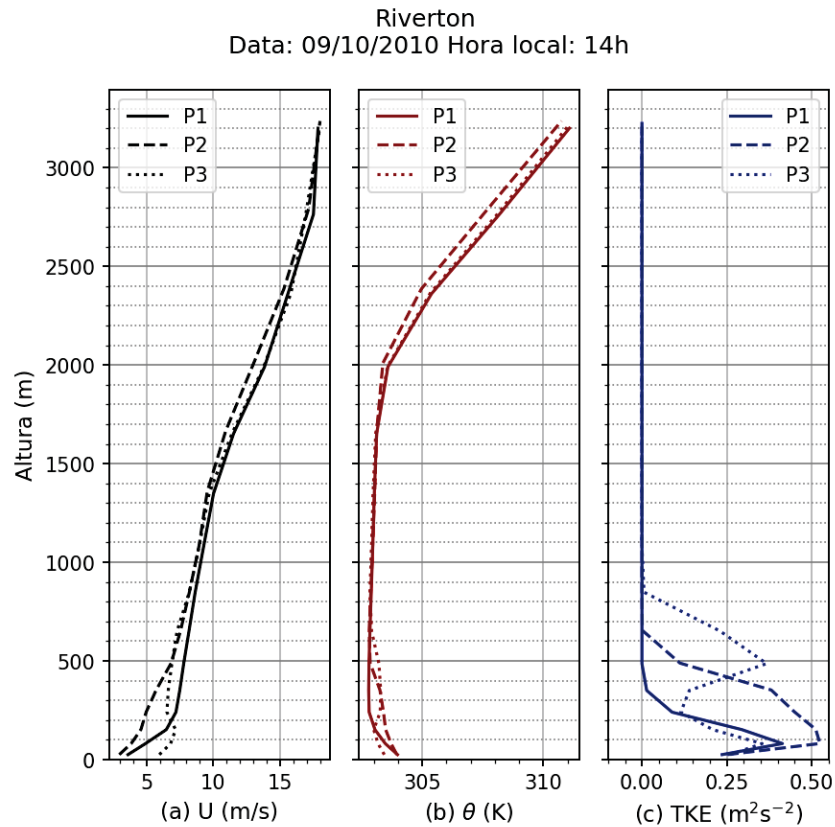


5.2.2 Camada de Mistura

No dia 9 de outubro às 14 h já é possível identificar uma camada de mistura bem desenvolvida. Na FIGURA 27 observamos uma região bem misturada, com temperatura potencial quase constante com a altura, até cerca de 1600 m, tanto no platô quanto no vale. Acima da região misturada temos a zona de inversão de temperatura, com

gradiente mais suave nos primeiros 200 m, e que se torna mais acentuado nos 400 m seguintes.

FIGURA 27 – PERFIS DE (A) VENTO (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE , ÀS 14H DO DIA 09 DE OUTUBRO.



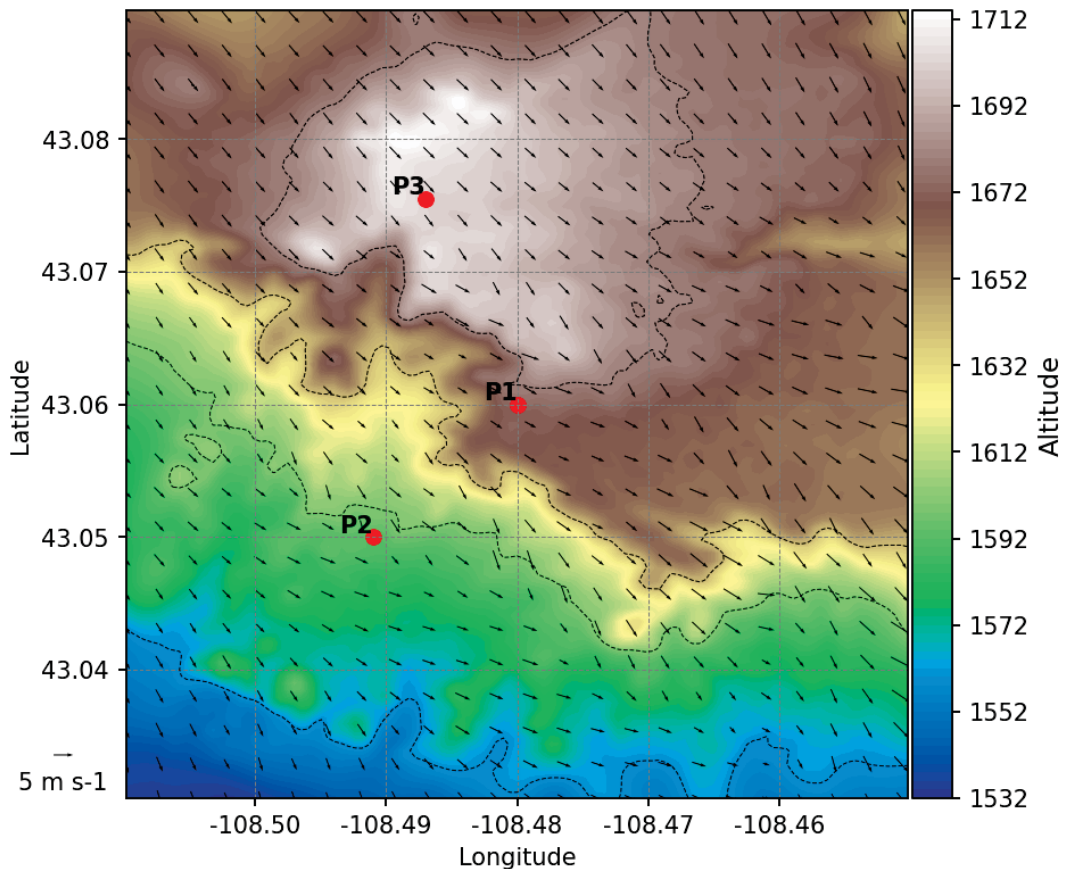
Na FIGURA 28 é apresentado o campo de vento horizontal a 10 m. O vento é predominantemente de Norte, em geral alinhado à direção Sul-Norte, mas com algumas regiões de leve oscilação para leste e oeste após passar por obstáculos do relevo complexo.

O campo de vento exerce função moduladora da distribuição da TKE , que se apresenta com padrão alongado acompanhando a direção Noroeste - Sudeste, apresentado na FIGURA 29. Há ainda uma aparente concentração de TKE em faixas de convergência suave do campo de vento horizontal, e com velocidade vertical ascendente (FIGURA 30). Na CM esperamos encontrar regiões de maior aquecimento com movimento ascendente, e áreas com velocidade descendente, as quais segundo modelos teóricos são maiores e mais distribuídas que as regiões de convecção. Na região de Riverton as regiões de convecção ($w > 0$) estão presentes e são, tal qual a teoria, menores em área se comparadas às regiões de subsidência. O formato desses núcleos convectivos, contudo, é alongado, acompanhando a direção de U_H .

O corte na direção Norte-Sul (longitude = -108,475) apresentado na FIGURA 31 reforça a característica de camada bem misturada previamente apontada pelos perfis

FIGURA 28 – VELOCIDADE HORIZONTAL A 10 M.

Riverton - Data: 09/10/2010 Hora local: 14h



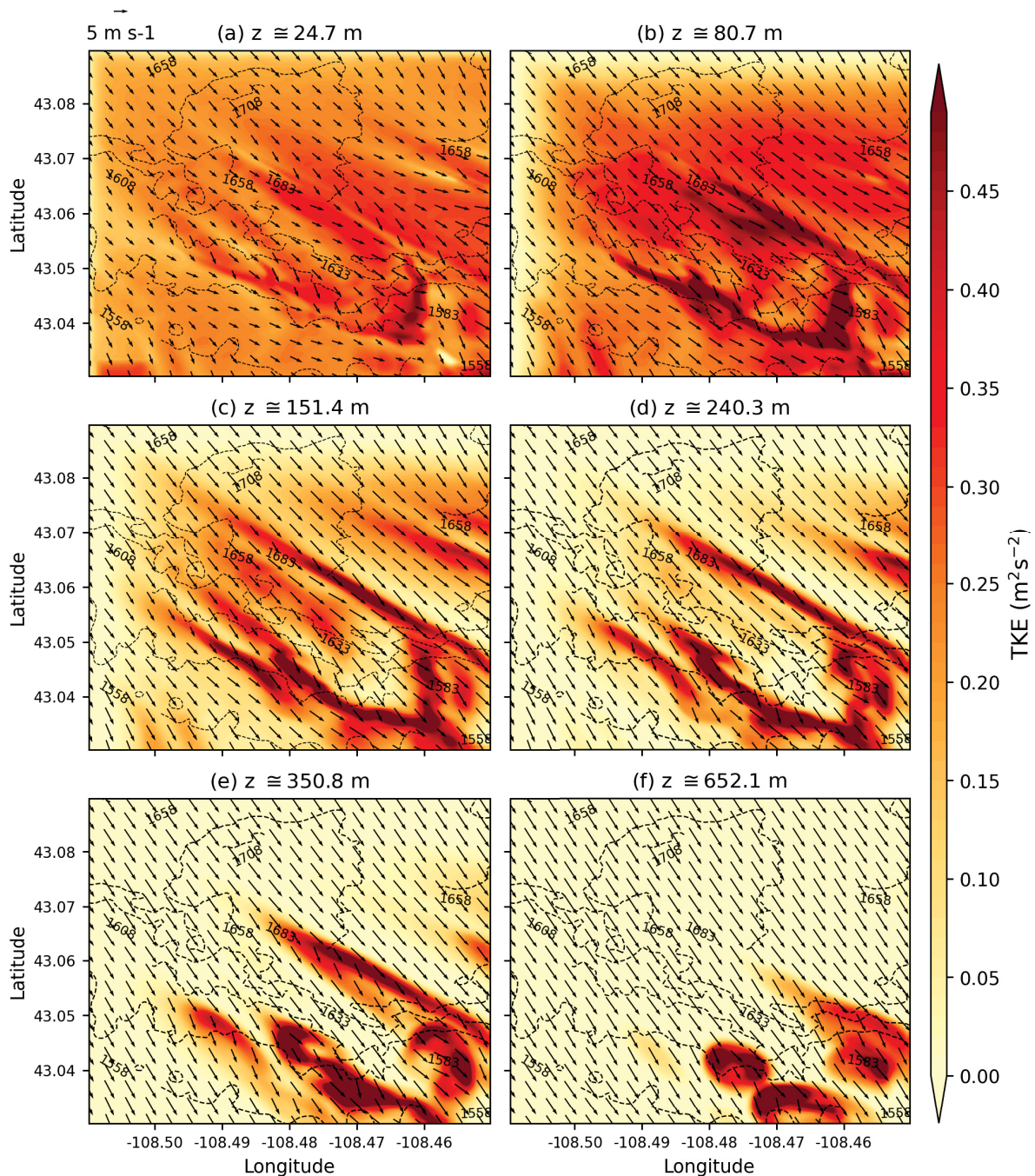
de temperatura no platô e no vale, mas evidencia a não-homogeneidade horizontal do campo de TKE . É possível notar também que nos núcleos de convecção há redução, ainda que de forma gradual mas acentuada já a cerca de 300 m abaixo do nível da base da inversão ($z_i = 1600$ m). No resto do domínio, a TKE está contida próximo à superfície, em uma faixa com altura variável entre 150 m no platô e 500 m no vale.

Na FIGURA 32 é apresentado o corte na direção Oeste-Leste (latitude = 43,05). Esse corte é transversal aos núcleos alongados de convecção e TKE , e vemos que a não homogeneidade na distribuição transversal de TKE não afeta de maneira significativa a distribuição de temperatura na CM. No corte transversal é possível ver também a formação de núcleos secundários de menor intensidade de TKE . Nas regiões de subsidência, apresentadas na FIGURA 32a, a turbulência é atenuada e até mesmo inibida pelo movimento descendente, enquanto às regiões de convecção estão associados núcleos de máxima intensidade de TKE no domínio.

Todavia, tomando o critério de delimitação da CM pela base da mais baixa inversão de $\theta(z_i)$, a altura da da camada limite é aproximadamente uniforme em toda a seção, não acompanhando a presença dos núcleos de convecção como esperado pelos modelos teóricos. No corte transversão vemos também que as regiões de subsidência

FIGURA 29 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE TKE EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM RIVERTON, ÀS 14 H DO DIA 09 DE OUTUBRO.

Riverton - Data: 09/10/2010 Hora local: 14h



apesar de maiores em área horizontal que as regiões de convecção, como é esperado pelo modelo conceitual para região de homogeneidade horizontal, não são homogêneas horizontalmente, com uma tendência a concentrar velocidades verticais de maior magnitude a à direita da região total de subsidência.

FIGURA 30 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE W EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM RIVERTON, ÀS 14 H DO DIA 09 DE OUTUBRO.

Riverton - Data: 09/10/2010 Hora local: 14h

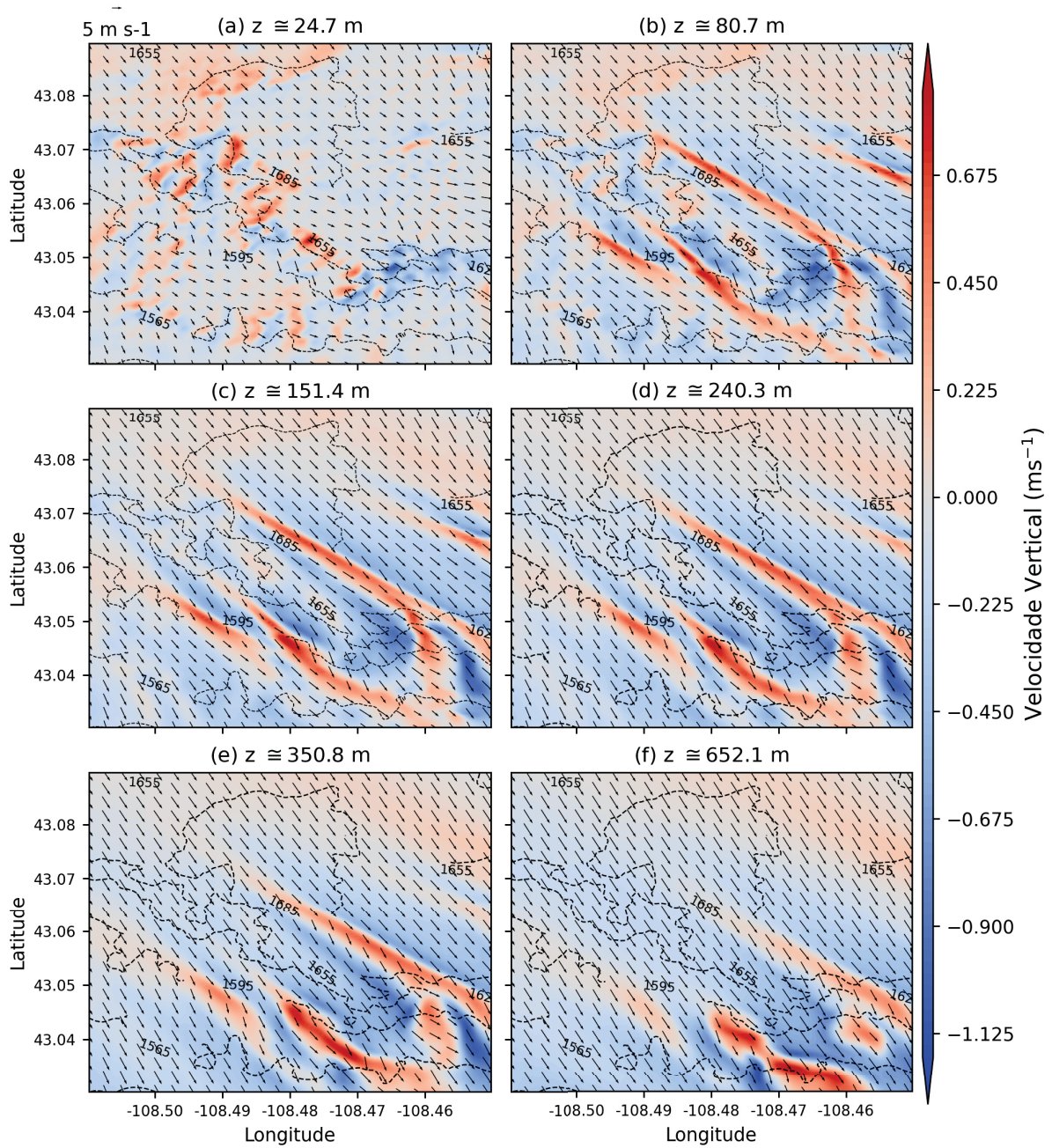
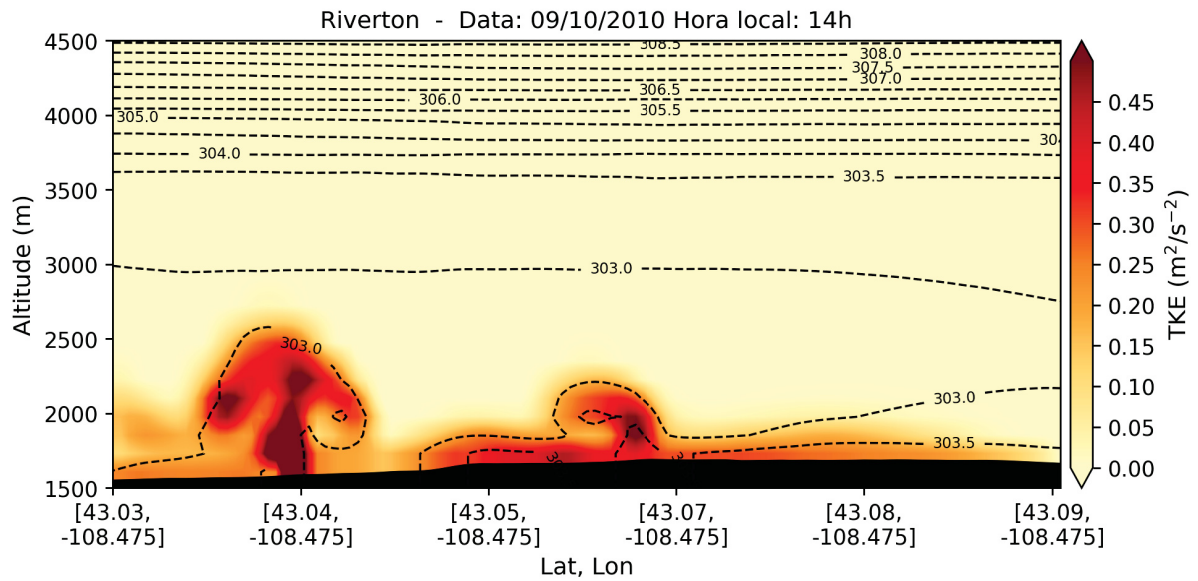
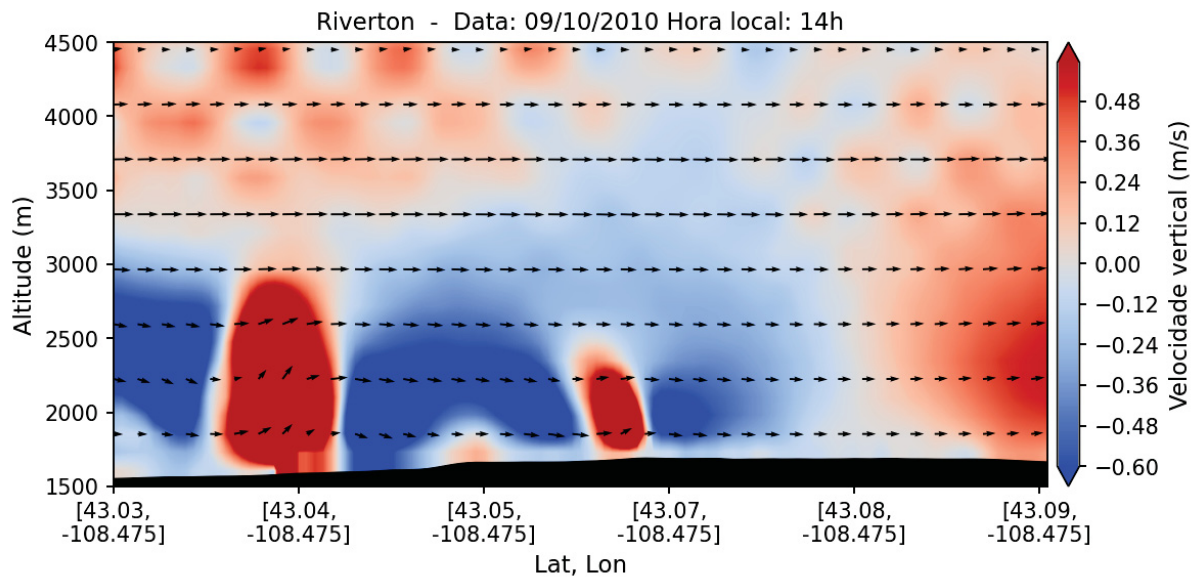


FIGURA 31 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO SUL - NORTE, DISTRIBUIÇÃO DE (A) TKE E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL, E (B) COMPONENTES V E W DO CAMPO DE VENTO EM RIVERTON, ÀS 14H DO DIA 09 DE OUTUBRO.

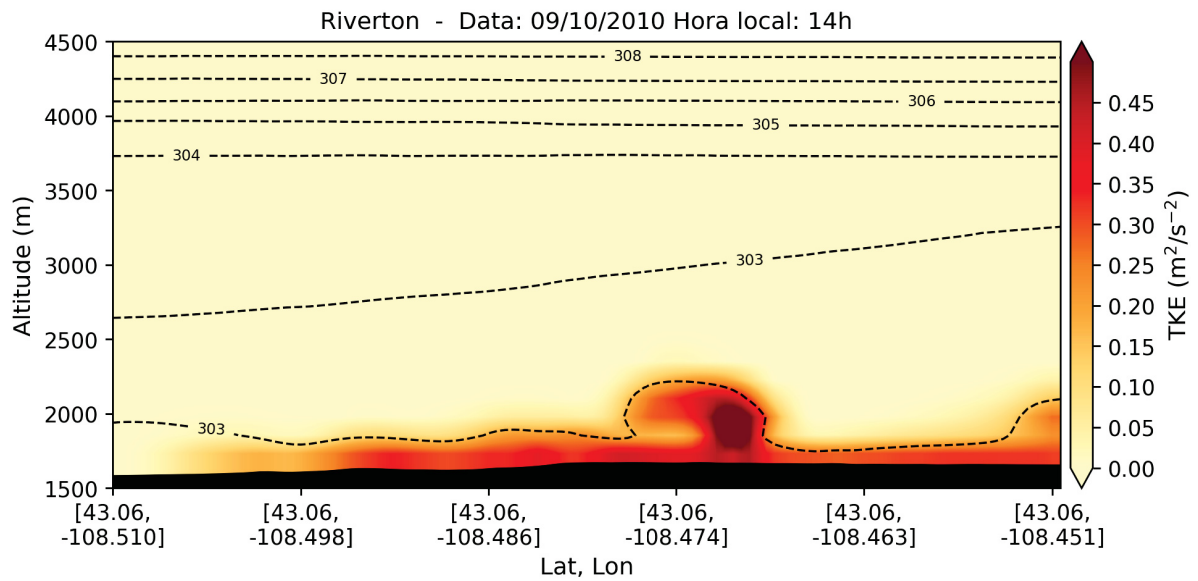


(a)

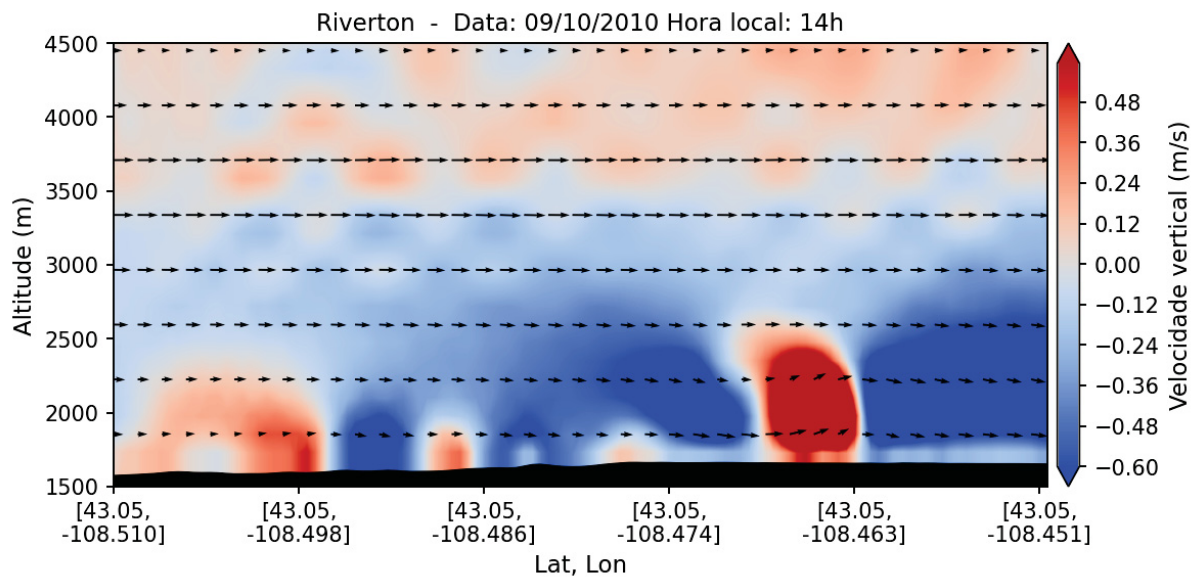


(b)

FIGURA 32 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO OESTE-LESTE, DISTRIBUIÇÃO DE (A) TKE E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL, E (B) COMPONENTES V E W DO CAMPO DE VENTO EM RIVERTON, ÀS 14H DO DIA 09 DE OUTUBRO.



(a)

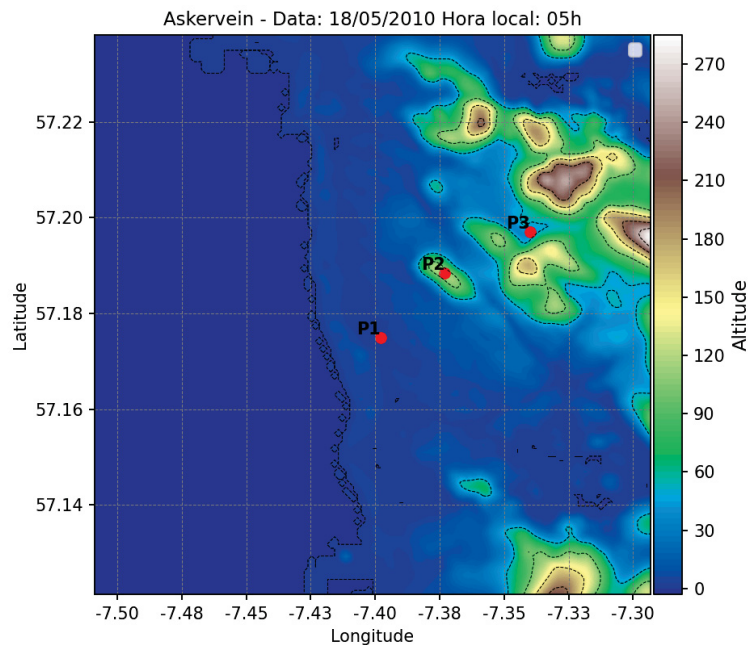


(b)

5.3 ANÁLISE DOS PROCESSOS TURBULENTOS E DINÂMICA DA CLA NA REGIÃO DE ASKERVEIN

Uma análise inicial para caracterização de comportamento da CLA na região de Askervein foi realizada a partir dos perfis de vento horizontal e temperatura potencial no ponto $P1$, ponto de referência para radiossondagens durante o experimento realizado na região (Taylor; Teunissen, 1987). Além de $P1$, foram incluídos na análise os pontos $P2$, sobre a montanha de Askervein, e $P3$ no vale a nordeste da montanha de Askervein, na base de outra montanha de região. Os pontos $P1$, $P2$ e $P3$ estão indicados na FIGURA 33.

FIGURA 33 – PONTOS DE INTERESSE PARA ANÁLISE DE PERFIS DE VELOCIDADE, TEMPERATURA E TKE , NO DIA 18 DE MAIO.

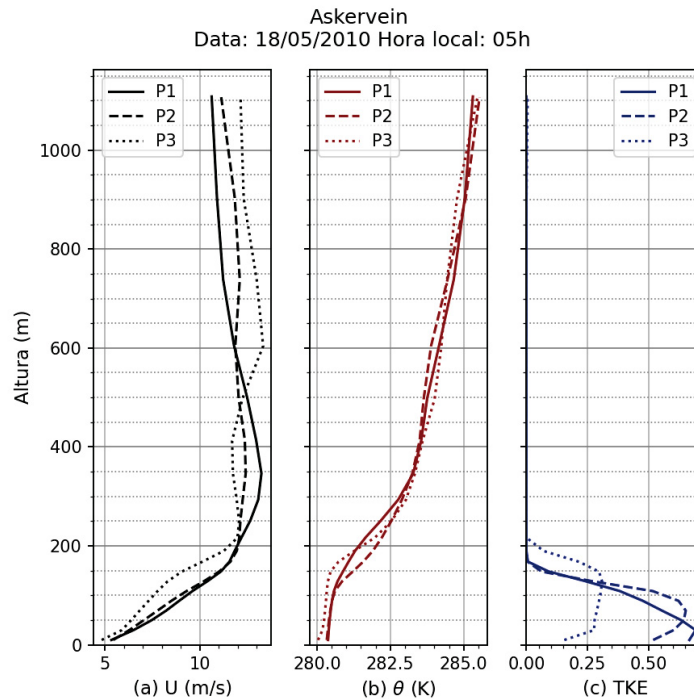


Para todos os horários de simulações, apesar de algumas diferenças principalmente em relação à camada superficial e à altura de CLA, os perfis foram marcados por um comportamento característico de neutralidade ou quase neutralidade termodinâmica. É importante considerar que pode haver gradiente próximo a superfície não representado nas simulações devido à resolução da grade e altura de seu primeiro nível vertical. Contudo, o primeiro nível da grade das simulações em Askervein está a uma altura média de 10 m, e ainda assim não é possível identificar instabilidade local na maior parte dos casos observados, com ausência de gradiente de temperatura potencial acentuado.

Durante a noite está presente em parte dos casos um gradiente de temperatura potencial positivo na camada superficial, seguido por uma região de neutralidade

termodinâmica. Contudo, em outra parte dos casos o que vemos é uma camada limite neutra ou quase neutra em toda sua extensão. Na FIGURA 34 são apresentados os perfis de velocidade horizontal do vento, temperatura potencial e TKE , nos pontos P1, P2 e P3 indicados na FIGURA 33, às 05 h da manhã do dia 18 de março de 2010.

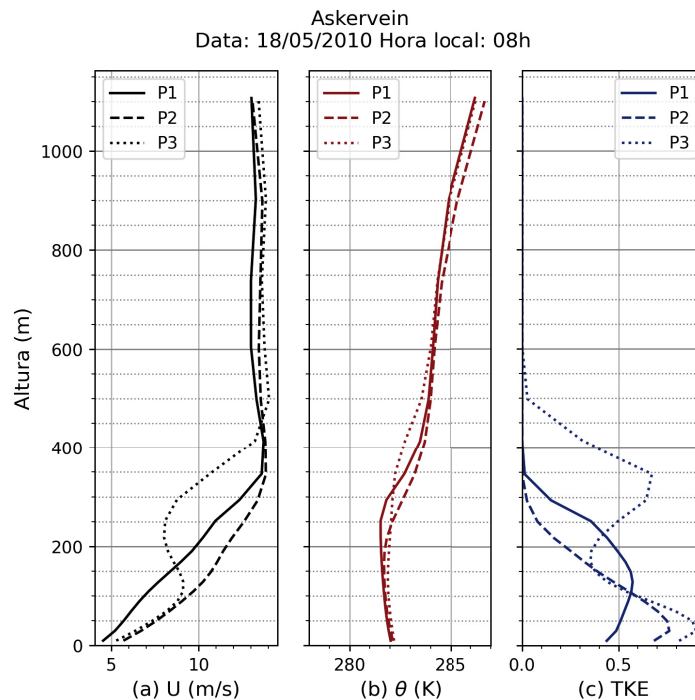
FIGURA 34 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 05 H DO DIA 18 DE MAIO.



Na camada até 100 m de altura, os pontos $P2$ e $P3$ tem perfis de θ com gradiente positivo, com variação inferior a 0,5 K. A mesma variação é vista em $P1$, mas ao longo dos primeiros 170 m a partir da superfície. Acima dessa região quase neutra há inversão térmica em todos os pontos apresentados, os quais coincidem com o nível de atenuação da TKE . O critério de definição da altura da CLN (H_{CLN}) como o nível do pico de velocidade do LLJ não parece se aplicar aos perfis em $P1$, onde inversão acima da camada neutra se mostra mais importante como limitante da turbulência, critério utilizado para CLA diurna. Para $P2$ e $P3$ o critério do LLJ coincide com a inversão de temperatura e atenuação da TKE , definindo a CLN a uma altura média de 150 m.

A característica de neutralidade da CLN impacta diretamente a formação da CLA diurna. Por não haver estabilidade junto à superfície, não há resistência termodinâmica ao movimento ascendente do ar que começa a ser aquecido, e rapidamente toda a camada antes neutra passa a ter um gradiente negativo, ainda que se mantendo próxima da neutralidade. A FIGURA 35 traz os mesmos perfis da FIGURA 34, também nos pontos $P1$, $P2$ e $P3$, às 08 h da manhã. Em $P1$, a base da inversão que se encontrava a cerca de 150 m às 05 h da manhã está agora a cerca 300 m, e apresenta um gradiente negativo inferior a 0,5 K nos primeiros 250 m.

FIGURA 35 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 08 H DO DIA 18 DE MAIO.



O perfil de velocidade horizontal na FIGURA 35(a) para o ponto P3 se difere dos outros pontos por apresentar dois máximos locais, o mais baixo em $z = 120$ m e o segundo em $z = 500$ m. O perfil de TKE também apresenta dois máximos locais, o primeiro um pouco abaixo de $z = 50$ m, e o segundo em $z = 350$ m, que parecem estar associados ao perfil de vento. Após o primeiro máximo, a intensidade da turbulência é reduzida até um mínimo local cerca de 50 m acima do primeiro máximo de vento. Após o segundo máximo local de TKE , a turbulência decai até ser quase totalmente atenuada em $z = 500$ m, nível do máximo local de vento mais elevado.

A prevalência de perfis termodinamicamente neutros e quase neutros é, provavelmente, uma influência da proximidade com o oceano. O fato de observarmos tal característica tanto à noite quanto durante o dia reforça a tese de um efeito moderador do oceano sobre a camada limite na região de Askervein de um modo geral. Ainda assim, há diferenças no comportamento da CLA noturna e diurna, e alguns casos serão apresentados com maior detalhamento a seguir.

5.3.0.1 Camada Limite Noturna

A CLN do dia 10 de abril às 05 horas é estável, próxima à neutralidade, com gradiente de temperatura aproximadamente nulo ao longo de toda sua extensão nos três pontos analisados (FIGURA 36(b)). O ponto P3 para essa análise se encontra sobre a montanha a nordeste da montanha de Askervein (FIGURA 37), com altitude máxima de 230 m.

FIGURA 36 – PERFIS DE (A) VENTO E (B) TEMPERATURA POTENCIAL E (C) TKE EM TRÊS PONTOS DO DOMÍNIO, ÀS 05 H DO DIA 10 DE ABRIL.

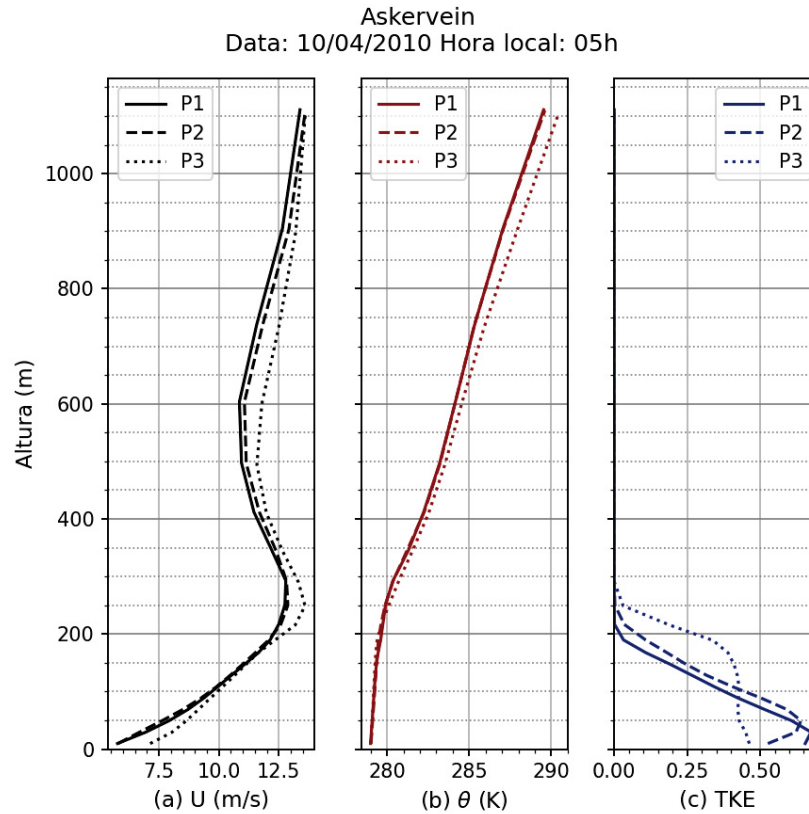
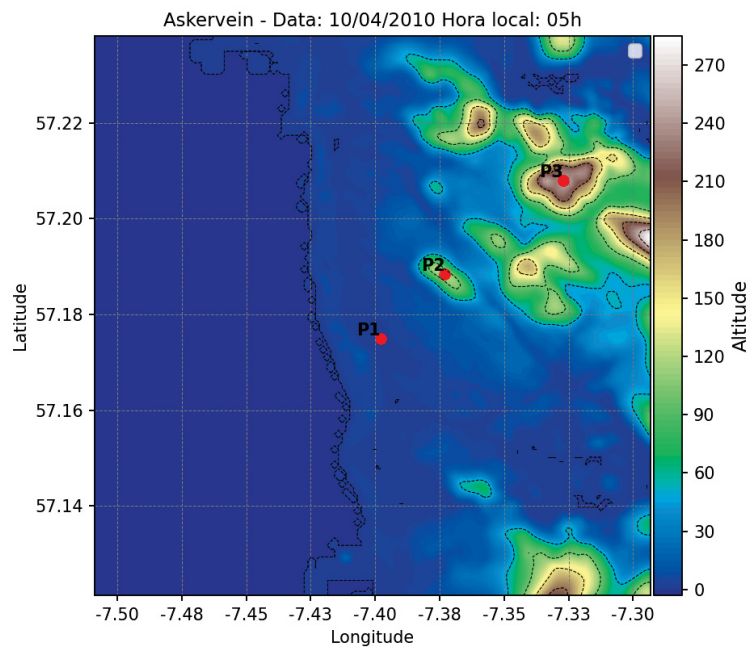


FIGURA 37 – PONTOS DE INTERESSE PARA ANÁLISE DE PERFIS DE VELOCIDADE, TEMPERATURA E TKE , NO DIA 10 DE ABRIL.



Os perfis de U e θ não apresentam variação significativa entre os 3 pontos

analisados. A presença da montanha de Askervein (P2) não parece forçar aceleração do escoamento em relação à região plana (P1). Já a presença da segunda montanha, com pouco mais que o dobro da altura de Askervein, apresenta pico de velocidade 0,5 m/s superior em $z = 250$ m, nível do LLJ em todos os pontos. O perfil de TKE sobre P3 é distinto dos perfis dos outros dois pontos. Em P1 e P2 a turbulência atinge sua máxima intensidade até 50 m, decaindo de forma acentuada até ser totalmente atenuada em aproximadamente $z = 200$ m. Já em P3, vemos uma redução de apenas 10% de TKE até 175 m, seguida por queda acentuada e atenuação a $z = 250$ m. Apesar de não influenciar necessariamente a quantidade de TKE na camada como um todo, a presença da segunda montanha alterou sua distribuição vertical. Há concordância entre o critério de LLJ para determinar a altura da CLN e os perfis de TKE , sendo $H_{CLN} = 250$ m.

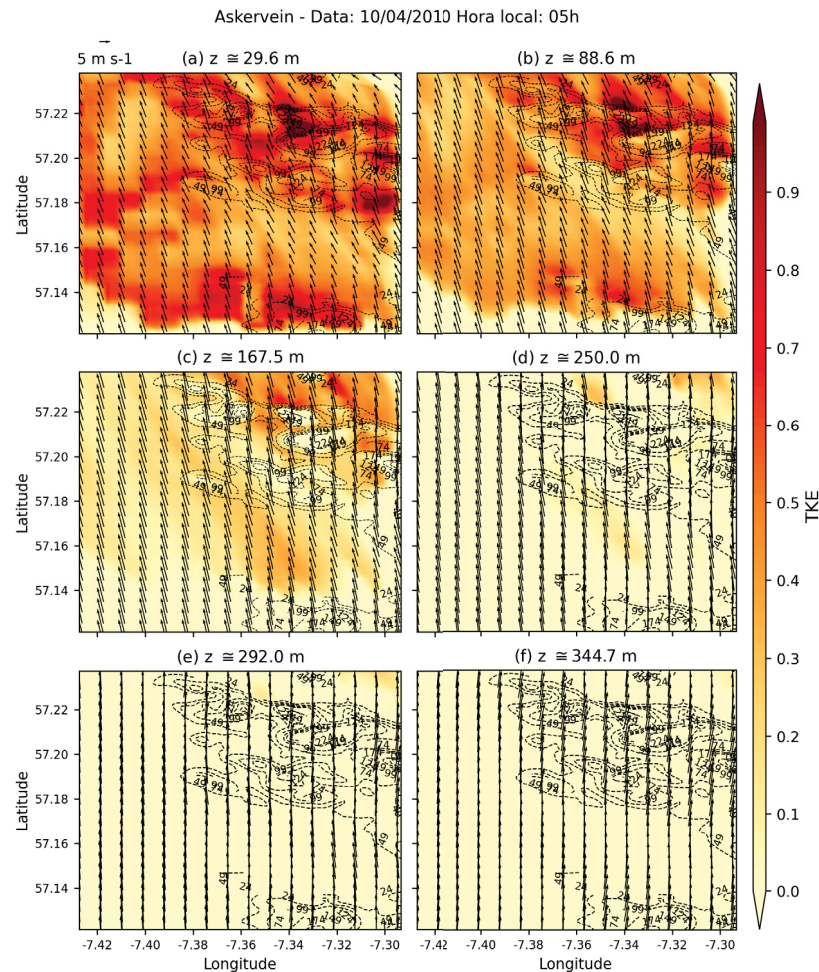
A distribuição horizontal de TKE em diferentes níveis de altura é apresentada na FIGURA 38. Há desenvolvimento de turbulência próximo à superfície, e mesmo na região de relevo plano a intensidade da TKE está entre 0,25 e 0,4. Nos níveis de (a) $z \cong 29,6$ e (b) $z \cong 88,6$ fica evidente a não homogeneidade da distribuição de TKE .

Na FIGURA 38(b) chama atenção a montanha a nordeste do domínio, onde está localizado o ponto P3 dessa análise. Nessa montanha temos uma diferença de intensidade da TKE superior a 70% entre o pico e a base da montanha a sotavento. Outros pontos do domínio também apresentam o mesmo padrão de aumento da intensidade da turbulência em regiões de relevo descendente a sotavento. Podemos ver que essas regiões de aumento de turbulência tendem a apresentar forma levemente alongada acompanhando o relevo, e transversal ao escoamento horizontal. O mesmo padrão foi observado na CLN em Riverton, porém lá de forma mais evidente, devido às diferenças entre a forma da topografia dos dois locais.

No corte horizontal de $z = 250$, 38(d), ainda há turbulência em alguns pontos, resultado da interação com o relevo em níveis inferiores e advecção horizontal, mas na maior parte do domínio já não existe turbulência significativa.

A distribuição de velocidade vertical é apresentada nas Figuras 39(a,b) para os mesmos níveis apresentados para TKE na FIGURA 38(a,b). É evidente a tendência do escoamento a acompanhar o relevo, com regiões bem demarcadas de w ascendente a barlavento e descendente a sotavento das montanhas. Diferentemente da TKE , o vento apresenta influência direta do relevo até pelo menos $z = 411$ m, mantendo o padrão w ascendente a barlavento e descendente a sotavento dos elementos de topografia, mas com magnitude de w inferior, e agindo em áreas maiores.

FIGURA 38 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE TKE EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM ASKERVEIN, ÀS 05 H DO DIA 10 DE ABRIL.



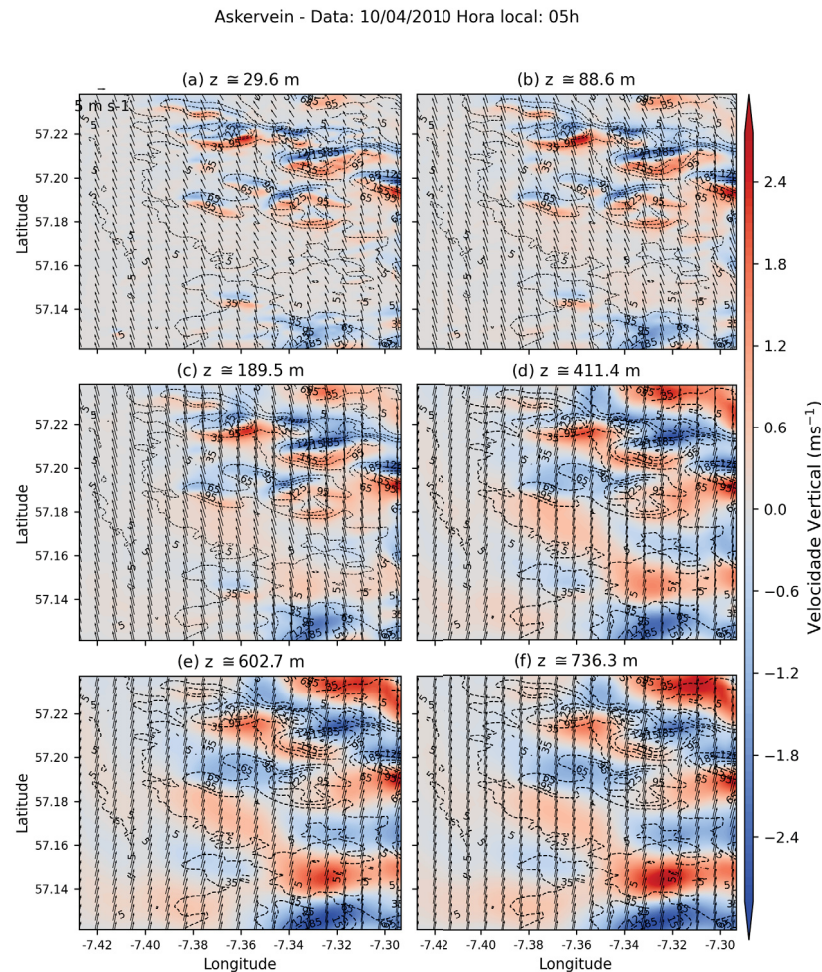
5.3.1 Camada de Mistura

Como mencionado no início da seção 5.3, a região de Askervein estudada se caracteriza por CLA predominantemente neutra ou quase neutra sob o critério termodinâmico, mesmo durante o dia. A ausência de instabilidade termodinâmica local observável na camada superficial durante o dia pode ser um limitante ao crescimento da CM, a qual não ultrapassou a altura de 1000 m em nenhuma das simulações, mesmo naquelas referentes a meses de verão no hemisfério norte.

O caso do dia 13 de agosto às 15 h, cujos perfis de U , θ e TKE são apresentados na FIGURA 40, é um dos poucos casos em que temos CLA diurna com instabilidade termodinâmica nas simulações de Askervein. A posição dos pontos $P1$, $P2$ e $P3$ para análise do dia 13 de agosto é apresentada na FIGURA 41, juntamente ao campo de velocidade horizontal em $z = 10$.

Começando a pelos perfis de θ na FIGURA 40, vemos diferenças entre os três

FIGURA 39 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE W EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM ASKERVEIN, ÀS 05 H DO DIA 10 DE ABRIL.



perfis. Em $P1$, sobre a planície, $\Delta\theta/\Delta z < 0$ até 250 m, caracterizando CLA diurna instável, porém não bem misturada, $\Delta\theta/\Delta z > 0$ acima de 250, caracterizando inversão no topo da camada. Em $P3$ temos $\Delta\theta/\Delta z < 0$ até $z = 200$ m, uma região bem misturada com $\Delta\theta/\Delta z = 0$ para $200 < z < 400$, e a inversão característica do topo da CLA diurna a partir dos 400 m de altura. Em $P2$ temos desenvolvimento de uma camada de mistura, com $\Delta\theta/\Delta z \cong 0$ desde a superfície até cerca de 500 m de altura, com acentuação de gradiente positivo a partir dos 600 m.

A diferença marcante de $P2$ em relação a $P1$ e $P3$ fica evidente também ao compararmos os perfis de U (FIGURA 40(a)). Em $P1$, localizando na região plana, e $P3$, sobre a montanha de 230 m no nordeste do domínio, o vento tem perfil semelhante, sem diferenças evidentes entre 0 e 250 m de altura, com U_{max} em $P1$ situado 50 m abaixo de U_{max} em $P3$. Os perfis de TKE nos dois pontos também segue o mesmo padrão, com um valor máximo em $P3$ cerca de 14% maior que o máximo em $P1$, e nível de atenuação com diferença de 50 m, acompanhando o nível de U_{max} em seus

FIGURA 40 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO OESTE - LESTE, DISTRIBUIÇÃO DE TKE E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL EM ASKERVEIN, ÀS 15H DO DIA 13 DE AGOSTO.

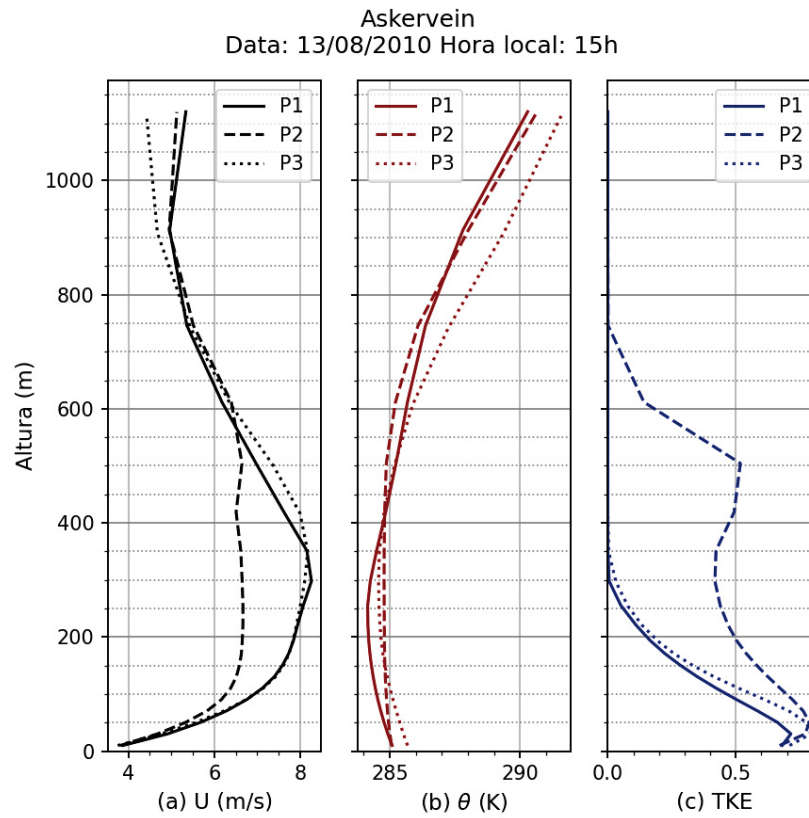
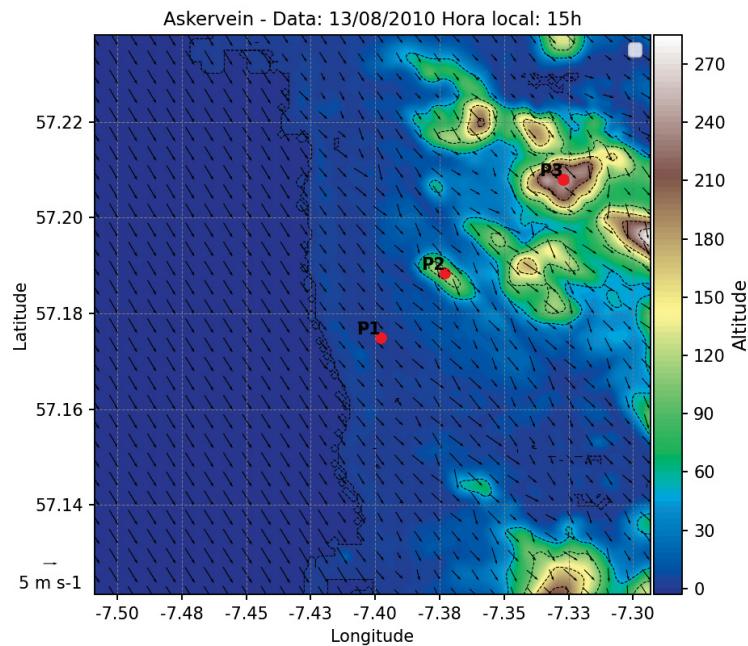


FIGURA 41 – PONTOS DE INTERESSE E CAMPO DE VENTO A 10 M EM ASKERVEIN, ÀS 15H DO DIA 13 DE AGOSTO.



respectivos pontos.

A intensidade da turbulência sobre Askervein (P_2) em 13 de agosto tem um padrão bastante diferente dos outros pontos do domínio no mesmo dia, mas com características semelhantes ao observado no vale no dia 18 de maio (Figuras 33 e 35). Aqui ainda que não tão evidentes, temos dois máximos locais de turbulência, mas neste caso, diferentemente do dia 18 de maio, não há forçante mecânica significativa sobre P_3 a partir de 200 m, com a forçante térmodinâmica exercendo o papel principal para propagação da turbulência até 750 m de altura.

A distribuição de TKE sobre o domínio, FIGURA 42, tal qual os perfis, nos mostra uma não homogeneidade horizontal da CLA diurna na região de topografia complexa. Em níveis mais próximos à superfície, há tendência de maior formação de turbulência nas regiões a sotavento das montanhas, tal o observado para CLN. Entretanto, já no segundo nível apresentado, em $z \cong 90,5$ m, ao invés do padrão transversal ao escoamento observado na CLN, vemos um alongamento na mesma direção do vento, formando células com característica de faixas. O mesmo padrão alongado acompanhando a direção do vento foi observado para a CM em Riverton

A distribuição de w também se apresenta com um padrão que remete ao observado em Riverton. Na FIGURA 43 vemos células alongadas de convecção e subsidência, nas mesmas regiões em que temos os núcleos alongados de TKE .

Com intuito de aprofundar nossa compreensão sobre os núcleos de TKE e de convecção, são apresentados os cortes verticais sobre o domínio nas Figuras 44 e 45. Há maior intensidade de turbulência sobre a região de topografia complexo quando a comparamos com a região plana ao sul do centro do domínio. No corte Sul-Norte, a região plana se encontra após a montanha na latitude 57,14, e se estende até a latitude 57,17.

Assim como observado nos perfis sobre os pontos P_1 , P_2 , e P_3 , vemos aqui que de fato, apesar de a topografia complexa estar associada às regiões maior intensidade de turbulência, a relação entre tamanho da estrutura topográfica e essa intensidade e abrangência vertical da TKE não é diretamente proporcional. A própria montanha de Askervein tem aproximadamente metade da altura da montanha a nordeste no domínio, mas está associada a uma extensão vertical de região turbulenta até duas vezes maior.

Outra diferença observada entre Askervein e Riverton quanto aos núcleos alongados de convecção e de TKE é que em Askervein esses núcleos não tem homogeneidade vertical nem de temperatura, nem de intensidade de turbulência. Já em Riverton, há uma CM bem desenvolvida, com homogeneidade de TKE e θ nos núcleos observados.

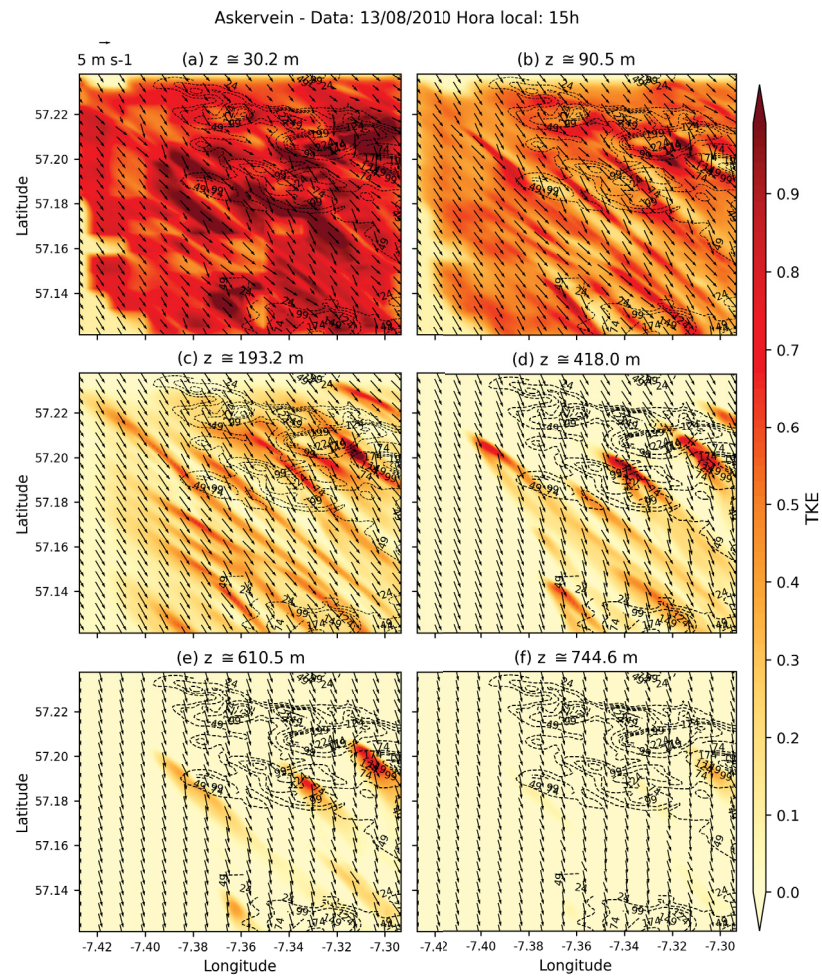
FIGURA 42 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE TKE EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM ASKERVEIN, ÀS 15 H DO DIA 13 DE AGOSTO.

FIGURA 43 – DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE W EM 6 NÍVEIS DE ALTURA DA ATMOSFERA EM ASKERVEIN, ÀS 15 H DO DIA 13 DE AGOSTO.

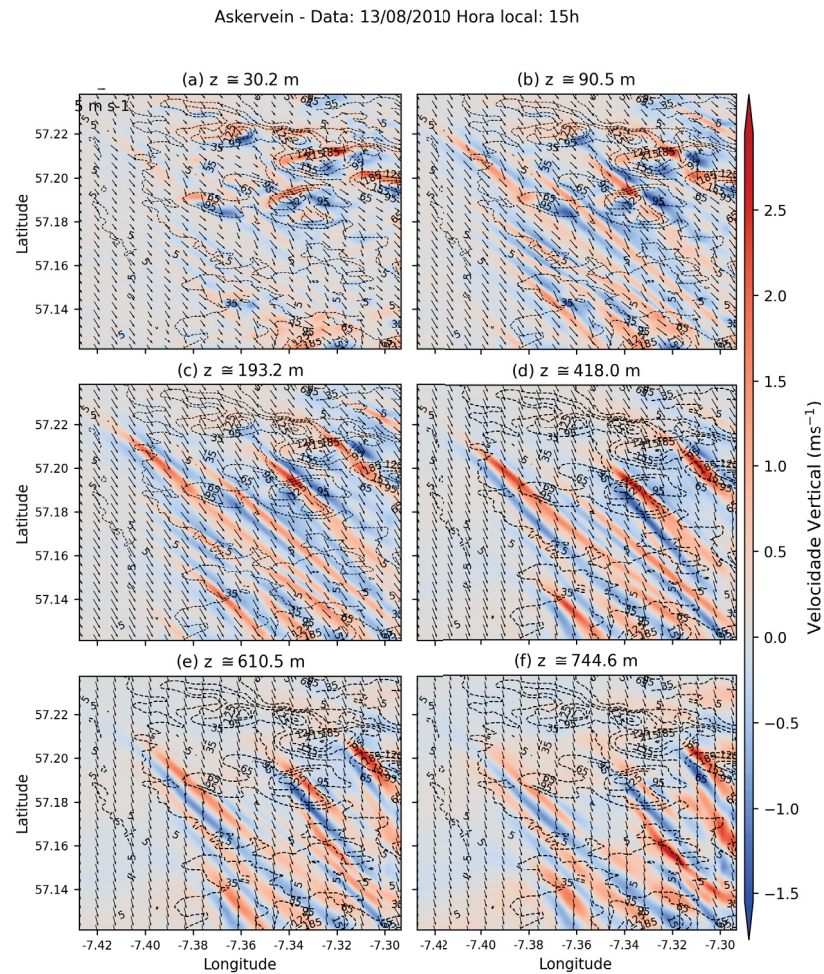


FIGURA 44 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO SUL-NORTE, DISTRIBUIÇÃO DE TKE E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL EM ASKERVEIN, ÀS 15H DO DIA 13 DE AGOSTO.

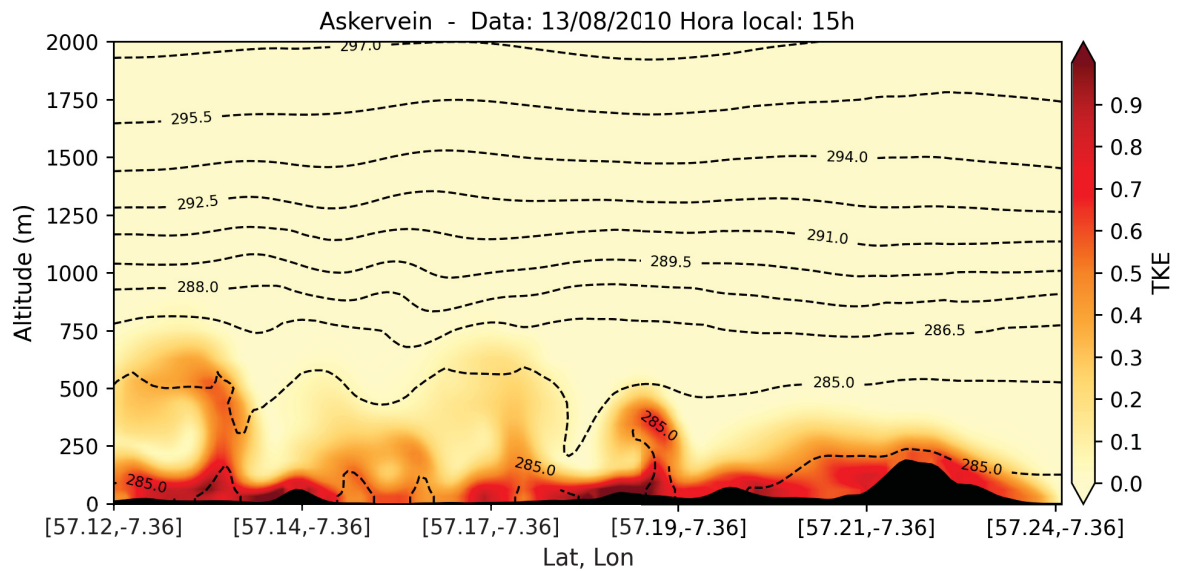
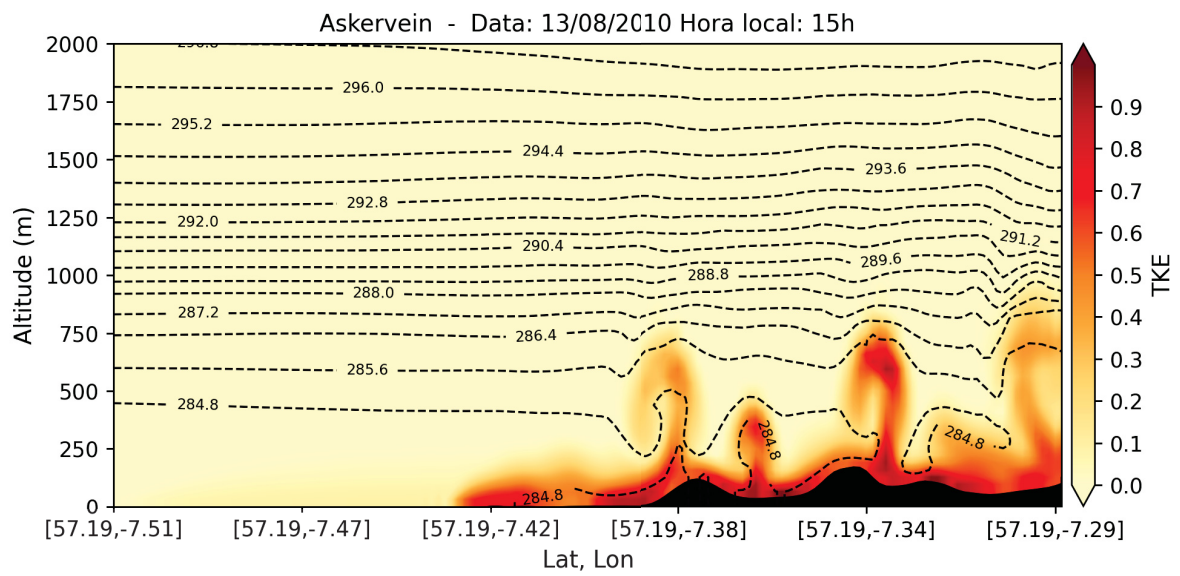


FIGURA 45 – SEÇÃO RETA NA DIREÇÃO OESTE - LESTE, DISTRIBUIÇÃO DE TKE E ISOLINHAS DE TEMPERATURA POTENCIAL EM ASKERVEIN, ÀS 15H DO DIA 13 DE AGOSTO.



5.4 EMPREGO DE MODELOS DE ÁRVORES DE DECISÃO PARA PREDIÇÃO DA TKE EM DIFERENTES ALTURAS

Nesta seção são apresentados os resultados obtidos para predição de valores de energia cinética da turbulência em Askervein e em Riverton, empregando como dados de entrada os valores simulados pelo modelo WRF. Além de avaliar o desempenho dos algoritmos de árvore de decisão para predição da TKE , queremos também ampliar nosso conhecimento sobre as relações entre os diversos parâmetros micrometeorológicos envolvidos nos processos turbulentos na camada limite atmosférica.

Para compor o conjunto inicial de análise de cada uma das localidades, foram selecionados pontos de grade igualmente espaçados, com pelo menos quinze pontos de grade de separação entre si. A intenção do espaçamento é não criar uma amostra com informações redundantes, o que poderia prejudicar o desempenho dos modelos. Além disso, foram desprezados ao menos quinze pontos nas margens dos domínios, a fim de evitar interferência de efeitos da borda.

Inicialmente, limitamos a altura máxima de interesse em 800 m tanto para Askervein quanto para Riverton. Os registros de TKE dos conjuntos resultantes foram analisados em faixas de alturas: faixas de 50 m entre 0 e 100 m de altura; faixas de 100 m entre 100 m e 800 m de altura. Após a análise da distribuição de valores de TKE para as diferentes faixas de altura, definimos as faixas de altura para treinamento dos modelos AD gerais e especializados, conforme previamente mencionado no Capítulo 4. Cabe ressaltar que devido à característica irregular da grade vertical empregada nas simulações do WRF, com resolução mais fina próximo à superfície, o número de registros por camada tende a diminuir com a altura.

Para ambas as localidades foram utilizadas como variáveis preditoras: altura do nível de referência (z), componente x da velocidade horizontal a 10 m (U_{10}), componente y da velocidade horizontal a 10 m (V_{10}), temperatura a 2 m (T_2), umidade relativa a 2 m (RH_2), pressão atmosférica no nível da superfície (P_{sfc}), velocidade de atrito (u_*), fluxo de calor cinemático ($(\overline{w'\theta'_v})_0$), inverso do comprimento de Monin-Obukhov ($1/L$), declividade do relevo na direção x (sl_x), declividade do relevo na direção y (sl_y), variável categórica para estação do ano ($S1, S2, S3, S4$).

Em todos os experimentos, a amostra foi separada aleatoriamente em conjuntos de treinamento e teste, com proporções de 75% e 25% dos registros totais, respectivamente. Os resultados dos treinamentos e testes indicaram um desempenho superior dos modelos gerais utilizando R^2 como referência, e desempenho semelhante para as demais métricas. Os métodos BG, RF e BS foram então aplicados apenas para modelos gerais. Além do número de árvores (n), para o modelo *boosting* temos que avaliar também o parâmetro de taxa de aprendizagem para o ajuste, resultando em

mais configurações a serem treinadas e testadas.

Os resultados para Askervein e Riverton são apresentados separadamente a seguir, com descrição mais detalhada das particularidades das diferenças de distribuição de TKE em relação à altura e das configurações testadas para os modelos de árvore de decisão.

5.4.1 Askervein

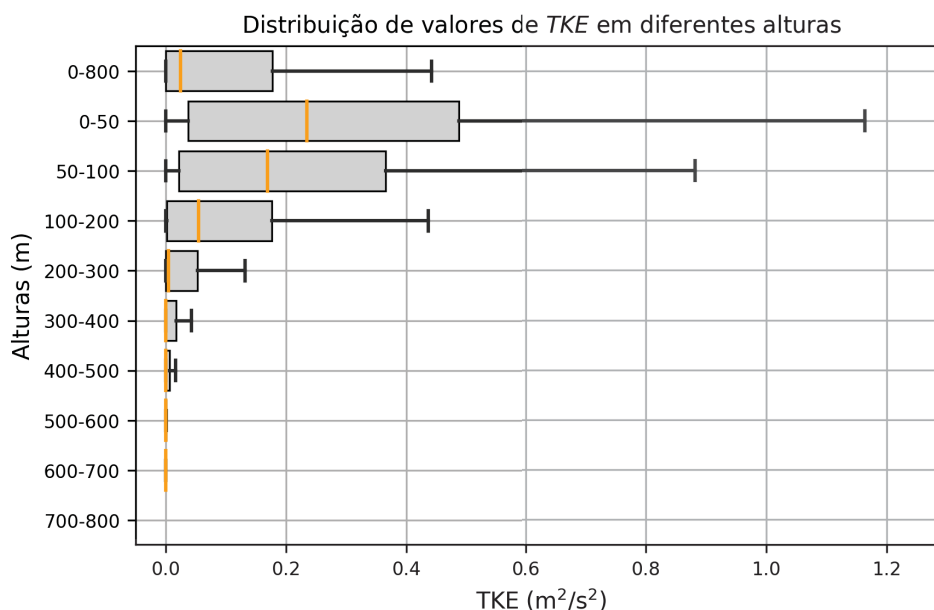
Na localidade de Askervein, a análise apresentada na seção 5.3 demonstrou prevalência de perfis quase neutros e estáveis, com CLA usualmente inferior a 600 m, e alguns casos de CM chegando a 800 m de altura.

Para compor a base de dados, selecionamos doze pontos do domínio, igualmente espaçados, desconsiderando os quinze pontos nas margens do domínio, conforme previamente mencionado. Além dos efeitos de borda inerentes a modelos numéricos, as simulações de Askervein contam também com o fator adicional de parte do domínio estar localizado sobre o oceano. Considerando que o comportamento do escoamento da CLA sobre a superfície de água é distinto do comportamento sobre a superfície continental, a região de oceano foi desconsiderada para geração do conjunto de dados. Essa seleção resultou em uma amostra de $s = 85833$ registros entre 0 e 800 metros de altura, tanto em região de planície quanto em região de topografia complexa. Devido à grade vertical irregular empregada, com maior refinamento próximo à superfície, e aumento gradual do espaçamento com altura, faixas mais próximas da superfície tem um maior número de registros, e não há registros na camada entre 700 m e 800 m.

As distribuições da TKE em Askervein, tanto horizontal quanto vertical, são bastante heterogêneas, como vimos na seção 5.3. Na FIGURA 46 podemos ver essa diferença vertical de forma mais clara a partir dos diagramas do tipo *boxplot*. Cada *box* ou caixa representa a distribuição dos dados entre o primeiro (Q1) e o terceiro (Q3) quartis. A mediana está indicada pela linha amarela, e as hastes horizontais representam os valores de $Q1 - 1,5 \times IQR$ (esquerda) e $Q3 + 1,5 \times IQR$ (direita), sendo IQR a distância interquartil entre Q1 e Q3. Os valores discrepantes (*outliers*) não são apresentados nos gráficos para facilitar a comparação entre Askervein e Riverton, pois os valores altos acabavam por achatá-las. Esses diagramas foram gerados a partir de uma amostra aleatória do conjunto total de registros, contendo $0,5 \times s$.

A região até 50 m de altura concentra os maiores registros, incluindo o valor máximo de $TKE = 2,363 \text{ m}^2/\text{s}^2$ do conjunto total de 0 a 800 m. Além disso, aproximadamente 75% dos registros nessa faixa são de valores menores que $0,488 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (Q_{30-50}), e a mediana é de $0,235 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Em comparação, a camada entre 100 m e 200 m tem mais de 75% dos registros abaixo desse valor, e valores acima de $0,451 \text{ m}^2/\text{s}^2$

FIGURA 46 – DISTRIBUIÇÃO DOS VALORES DE TKE PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA EM ASKERVEIN.



são considerados *outliers*. Esse limite superior para determinação de *outliers* entre 100 m e 200 m é menor que Q_{30-50} , reforçando o que foi apresentado na análise da seção 5.3, e exemplificado nas FIGURAS 44 e 45, nas quais observamos turbulência intensa predominantemente próxima à superfície, ainda que com eventuais regiões de turbulência significativa alcançando alturas da ordem de 700 m.

Considerando essas diferenças nas distribuições, foram realizados também os treinamentos e testes de modelos de árvore de decisão especializados, nos quais os dados de treinamento e validação foram separados por faixas de alturas. As métricas de cada modelo de árvore de decisão são apresentadas na TABELA 11, e os resultados são referentes a modelos que foram treinados e testados com registros pertencentes a cada faixa de alturas indicada.

O modelo para toda camada de 0 m a 700 m teve $R^2 = 0,9357$, e apesar de um bom ajuste, podemos ver na FIGURA 47f que os erros são proporcionalmente mais significativos para valores de TKE de até $0,25 \text{ m}^2/\text{s}^2$, que representam mais de 75% dos registros da camada de 100 m a 200 m, e porcentagens ainda maiores para as camadas até 700 m. Os diagramas de dispersão para os modelos especializados das camadas de 0-50 m, FIGURA 47a, e de 50 m a 100 m, FIGURA 47b, sugerem um ajuste melhor para valores de TKE menores que $0,25 \text{ m}^2/\text{s}^2$. O modelo de 50 a 100 m, contudo, teve um $R^2 = 0,7675$, seguido por valores ainda mais baixos para as camadas subsequentes.

A análise do desempenho dos modelos especializados não é trivial. Tomando

TABELA 11 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM ASKERVEIN, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.

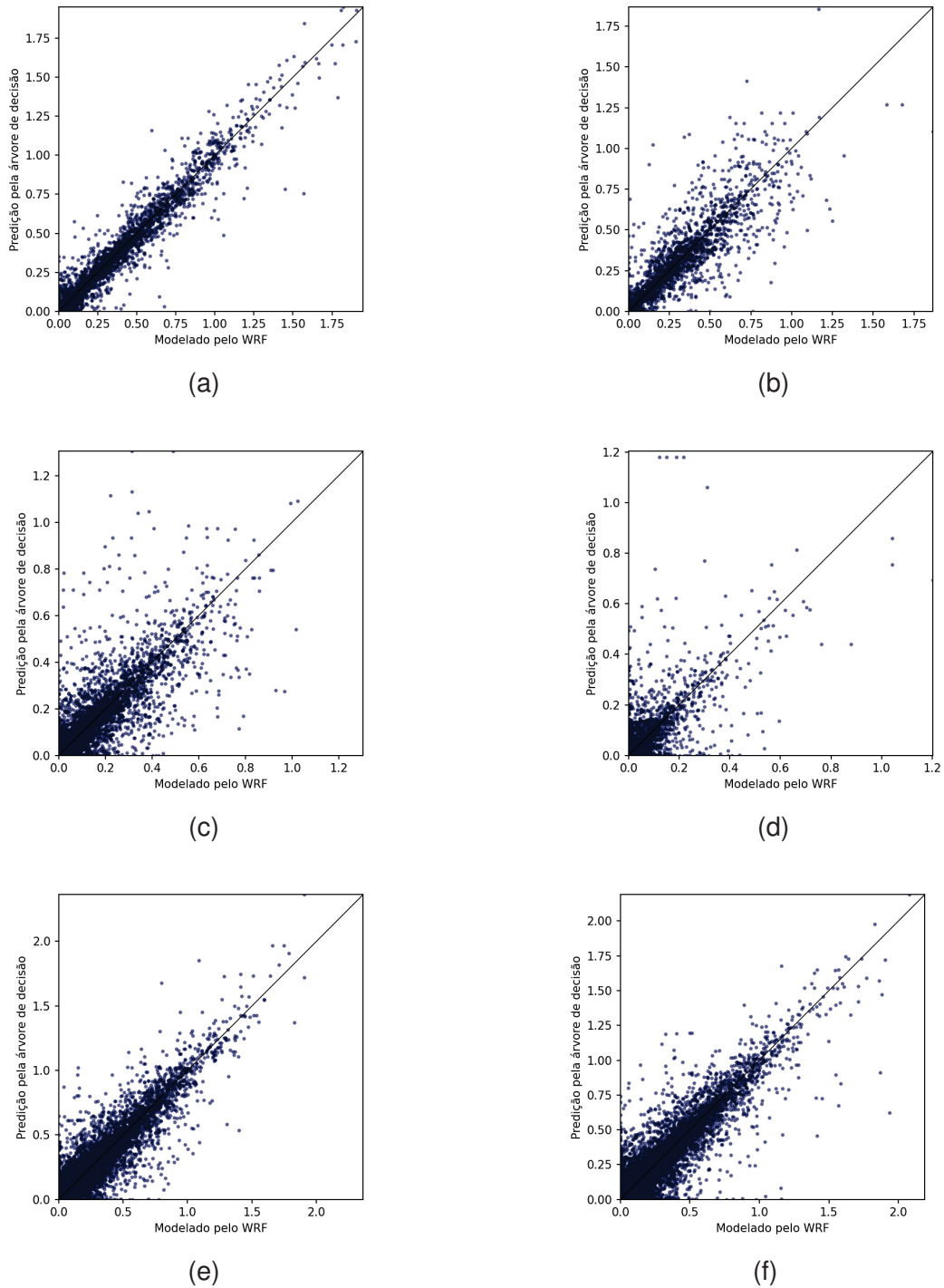
Alturas	R^2	MSE	MAE	$RMSE$	s
ASK-AD-0-700	0,8657	0,0063	0,0365	0,0792	85833
ASK-AD-0-300	0,8719	0,0069	0,0427	0,0832	65622
ASK-AD-0-50	0,9419	0,0062	0,0474	0,0788	13775
ASK-AD-50-100	0,7675	0,0139	0,0655	0,1179	11470
ASK-AD-100-200	0,6515	0,0081	0,0444	0,0900	25245
ASK-AD-200-300	0,3483	0,0057	0,0305	0,0756	15132
ASK-AD-300-400	-1,0691	0,0097	0,0356	0,0984	5077
ASK-AD-400-500	0,2318	0,0029	0,0198	0,0541	8484
ASK-AD-500-600	-0,2067	0,0043	0,0238	0,0658	3550
ASK-AD-600-700	-0,3935	0,0041	0,0179	0,0639	3100

FONTE: O autor (2023)

como base as métricas de MSE , MAE e $RMSE$, parecem, em geral, ter resultado igual ou superior ao modelo geral. Contudo, essas métricas estão relacionadas à magnitude dos valores dos registros de TKE na amostra. Considerando a variabilidade das distribuições apresentada na FIGURA 46, fica claro que essas métricas devem ser usadas para uma avaliação individual em relação à própria amostra, mas não como parâmetro de comparação entre os modelos. Em contraposição, temos os valores de R^2 , métrica amplamente utilizada para avaliar o quão bem ajustado está um modelo de regressão. Com base no R^2 , vemos que os únicos modelos especializados que superam o modelo geral são os ajustados para a faixa superficial de 0 a 50 m, e para camada de 0 a 300 m. A importância relativa das variáveis para essas duas configurações é a apresentada da FIGURA 52, e em ambas as configurações a variável preditora de maior importância é u_* , independente da métrica utilizada para a análise, tanto para o treinamento (MDI) quanto para o teste (MAE e R^2).

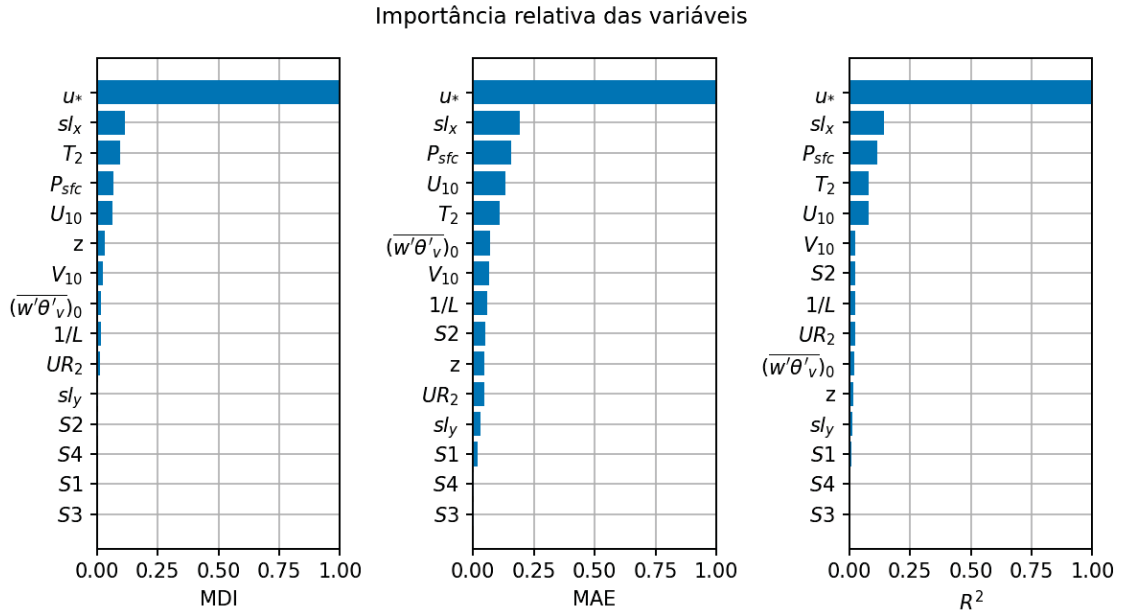
Na camada de 0 a 50 m, a declividade do relevo na direção x aparece como segunda mais importante variável preditora, seguida por T_2 no treinamento, e por P_{sfc} no teste. Para todas as métricas avaliadas, as cinco principais variáveis preditoras, não necessariamente na ordem apresentada, são: velocidade de atrito (u_*), declividade do relevo na direção x (sl_x), componente x da velocidade horizontal a 10 m (U_{10}), temperatura a 2 m (T_2) e pressão atmosférica no nível da superfície (P_{sfc}). A importância relativa de u_* sugere a predominância da força mecânica sobre o desenvolvimento e distribuição da turbulência na camada de até 300 m de altura na região de Askervein, algo também já observado na análise dos perfis de U , θ e TKE apresentados na seção 5.3, tanto para camada limite noturna quanto para a camada de mistura.

FIGURA 47 – DIAGRAMAS DE DISPERSÃO DOS VALORES DE TKE (M^2/S^2) EM ASKERVEIN MODELADOS PELO WRF (EIXO X) E PREDITOS PELOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO AJUSTADOS PARA AS FAIXAS DE ALTURAS DE (A) 0 A 50 M; (B) 50 M A 100 M; (C) 100 M A 200 M; (D) 200 M A 300 M; (E) 0 M A 300 M; (F) 0 M A 700 M.

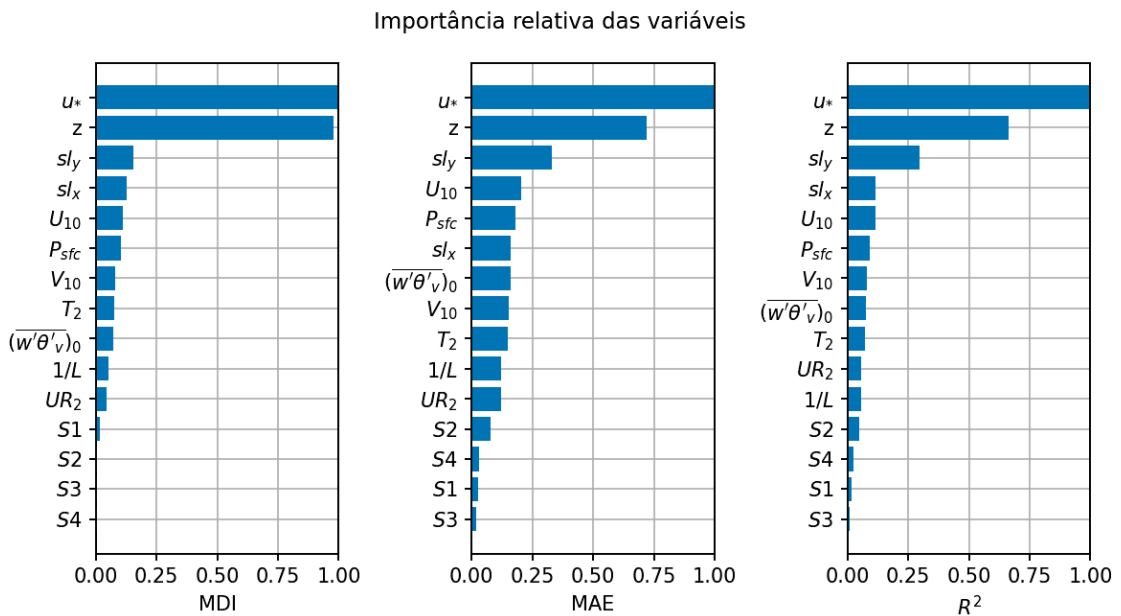


A distribuição horizontal de w e TKE para Askervein também sugerem um comportamento do escoamento de acompanhar as variações verticais da topografia, com regiões de maior intensidade de turbulência, em relação ao entorno, a sotavento das montanhas. A altura de influência dessas interações sobre a distribuição de TKE

FIGURA 48 – IMPORTÂNCIA RELATIVA DA VARIÁVEIS NO TREINAMENTO E TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO ESPECIALIZADOS PARA AS FAIXAS DE (A) 0 A 50 M; (B) 0 M A 300 M; OS VALORES DE IMPORTÂNCIA ESTÃO NORMALIZADOS PELA VALOR DA VARIÁVEL DE MAIOR IMPORTÂNCIA, VARIANDO DE 0 A 1.



(a)



(b)

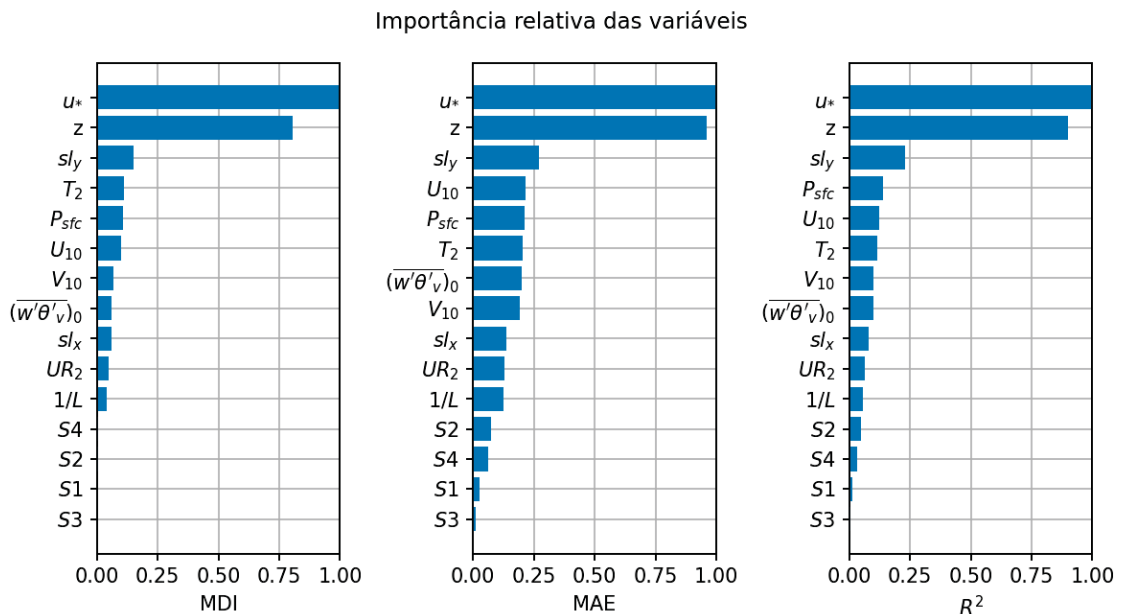
é, num geral, da ordem de 100 m, podendo chegar a 400 m.

Os pesos para o modelo especializado de 0 a 300 m mostram uma importância ainda bastante significativa do relevo, considerando agora também a sua declividade em y entre as quatro mais importantes variáveis preditoras. Cabe ressaltar que nessa configuração, é esperado, e de fato ocorre, que a altura em que se encontra o

registro ganhe importância, pois temos um intervalo maior de alturas. Além disso, a turbulência na região de Askervein apresentou, em grande parte dos casos, perfis de TKE inversamente proporcionais à altura.

Para o modelo de 0 a 300 m, tanto $(\overline{w'\theta'_v})_0$ quanto T_2 não ficaram entre as cinco variáveis de maior importância, tanto para o treinamento quanto para o teste. Isso não significa que a forçante termodinâmica seja desprezível para predição de TKE até 300 m de altura, mesmo considerando os perfis predominantemente neutros ou próximos à neutralidade observados nas análises preliminares. A importância das variáveis para o modelo geral, FIGURA 49, é bastante parecida com o obtido para o modelo de 0 a 50 m. Como já esperado, a altura do nível em que se está estimando a TKE passa a segunda maior importância, assim como para o modelo de 0 a 300 m. A topografia complexa, representada pelas variáveis de declividade do relevo, aparece como terceira variável preditora mais importante, para treinamento e teste, na direção y .

FIGURA 49 – IMPORTÂNCIA RELATIVA DA VARIÁVEIS NO TREINAMENTO E TESTE DO MODELO DE ÁRVORE DE DECISÃO PARA A CAMADA DE 0 A 700M; VALORES DE IMPORTÂNCIA ESTÃO NORMALIZADOS PELA VALOR DA VARIÁVEL DE MAIOR IMPORTÂNCIA, VARIANDO DE 0 A 1.



Os resultados observados a partir dos treinamentos de modelos de árvore de decisão simples sugerem que o emprego de registros de todas as alturas consegue se ajustar melhor ao problema estudado para a região de Askervein. Em relação à importância das variáveis, parece haver pouca ou nenhuma variação entre os modelos geral e especializados. Isto posto, os métodos de *bagging*, *random forest* e *boosting* foram avaliados apenas para: o modelo geral, treinamento e teste incluindo os registros de todas as alturas; modelo especializado, treinamento e testes incluindo registros de alturas entre 0 e 300 m.

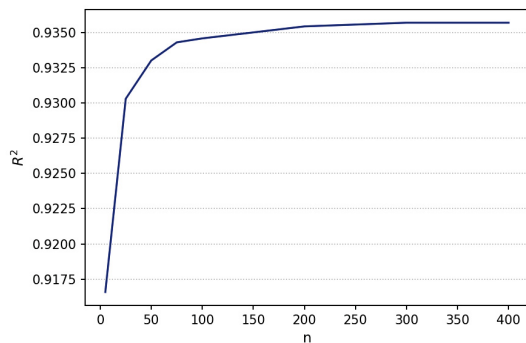
Os modelos de conjuntos *bagging* (BG) e *random forest* (RF) foram treinados com o emprego de diferentes números de árvores ($n = 5, 25, 50, 75, 100, 200, 300, 400$), avaliando o ajuste para as diferentes configurações utilizando como referência a métrica de R^2 . Tanto para BG quando para RF, a evolução de R^2 com incremento de n é acentuada entre $n = 5$ e $n = 75$, e se estabiliza a partir de $n = 300$ (FIGURAS 50a e 50b).

TABELA 12 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM ASKERVEIN, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.

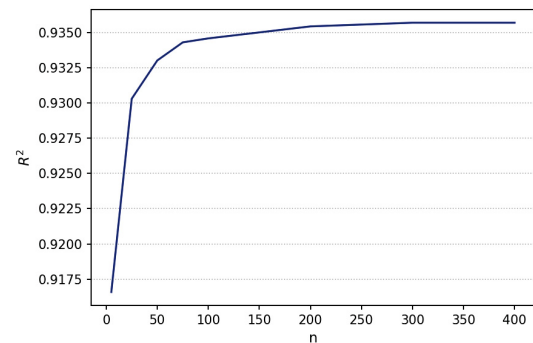
Modelo	0 a 700 m				Modelo	0 a 300 m			
	R^2	MSE	MAE	$RMSE$		R^2	MSE	MAE	$RMSE$
ASK-AD-0-700	0,8657	0,0063	0,0365	0,0792	ASK-AD-0-300	0,8719	0,0069	0,0427	0,0832
ASK-BG-0-700	0,9357	0,0030	0,0285	0,0548	ASK-BG-0-300	0,9400	0,0032	0,0317	0,0570
ASK-RF-0-700	0,9617	0,0018	0,0222	0,0423	ASK-RF-0-300	0,9682	0,0017	0,0238	0,0411
ASK-BS-0-700	0,9686	0,0015	0,0222	0,0383	ASK-BS-0-300	0,9773	0,0012	0,0213	0,0351

FONTE: O autor (2023)

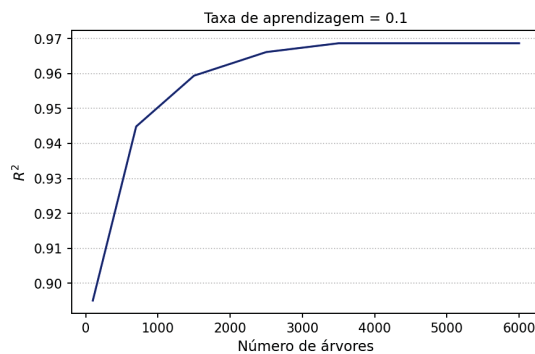
FIGURA 50 – EVOLUÇÃO DE R^2 PARA DIFERENTES VALORES DE N NOS MODELOS (A) *BAGGING*; (B) *RANDOM FOREST*; (C) *BOOSTING*. TREINAMENTOS E TESTES COM DADOS DE 0 A 700 M.



(a) *bagging*



(b) *random forest*



(c) *boosting*

Já o modelo *boosting* tem variação de configuração não apenas do número de árvores, mas também da taxa de aprendizagem, atributo que não está presente nos outros métodos de conjunto utilizados neste estudo. O treinamento do modelo *boosting* requereu um número de árvores maior que os anteriores, sendo necessárias 4000 árvores. Começamos utilizando os mesmos valores de ($n = 100, 700, 1500, 2500, 3500, 4500, 6000$) previamente utilizados para os outros métodos, com incremento até nos aproximarmos da estabilização de R^2 em $n = 4500$ (FIGURA 50c). Para $n = 4500$, foram testadas as taxas de aprendizagem ($lr = 0.05, 0.1, 0.5, 0.75, 7.0$), com melhores resultados para $lr = 0.1$, valor padrão da biblioteca.

Nos diagramas de dispersão da FIGURA 51 podemos comparar o ajuste obtido por cada um dos métodos empregados, para a predição de valores de TKE em Askervein, para alturas entre 0 e 700 m. Ainda que o desempenho da árvore de decisão simples não seja ruim, os modelos de conjunto se mostraram superiores, o método *boosting* tendo o melhor desempenho.

Tanto treinamento quanto testes tiveram como as quatro variáveis mais importantes para previsão de TKE : altura do registro (z); velocidade de atrito (u_*); declividade na direção x (sl_x); e declividade na direção y (sl_y), não necessariamente nessa ordem.

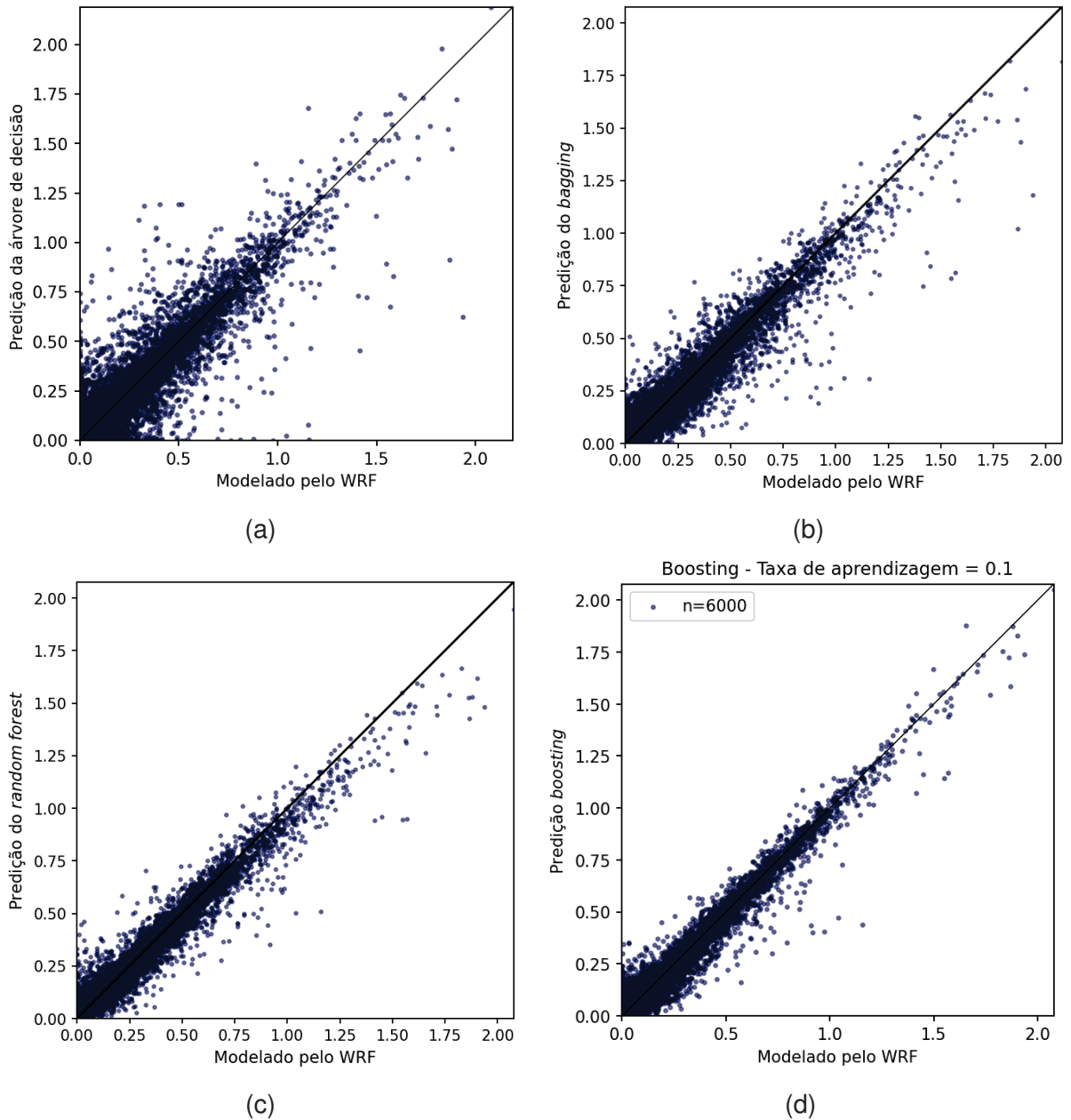
Para o ajuste do modelo, a altura do registro superou em importância a velocidade de atrito. Já para os testes, u_* é a variável preditora de maior impacto sobre o desempenho do modelo (MAE e R^2). A declividade em x estão em terceiro tomando como referência o método de MDI, e quarto com MAE e R^2 . Já a declividade em y ocupa a terceira posição para MAE e R^2 , e a quarta para MDI .

O fluxo cinemático de calor é a sétima variável mais importante considerando MAE e R^2 , e apenas a nona para o conjunto de treinamento (MDI). Esse resultado está alinhado com as características termodinâmicas da região de Askervein, discutidas na seção 5.3. Askervein apresentou perfil de temperatura potencial predominantemente neutro, sem gradiente de θ identificável próximo à superfície. Com predominância de perfis neutros e estáveis, é esperado que a velocidade de atrito e a declividade do relevo tenham peso maior, com CLA's mais baixas e formação de núcleos de TKE próximos à superfície, em regiões principalmente de sotavento das montanhas do domínio.

5.4.2 Riverton

Diferente de Askervein, as simulações para Riverton mostraram CLA's com ciclo diário bem definido: desenvolvimento de camada de mistura ao longo do dia, restrita em seu topo por uma inversão de temperatura potencial, alcançando em dias de verão alturas superiores a 3 km; após o pôr do sol, há o resfriamento do ar próximo à superfície, com estabilização da porção inferior da CLA e formação de camada estável

FIGURA 51 – DIAGRAMAS DE DISPERSÃO DOS VALORES MODELADOS PELO WRF E PREDITOS PELOS MODELOS DE (A) ÁRVORE DE DECISÃO (B) *BAGGING*; (C) *RANDOM FOREST*; (D) *BOOSTING*. TREINAMENTOS E TESTES COM DADOS DE 0 A 700 M.

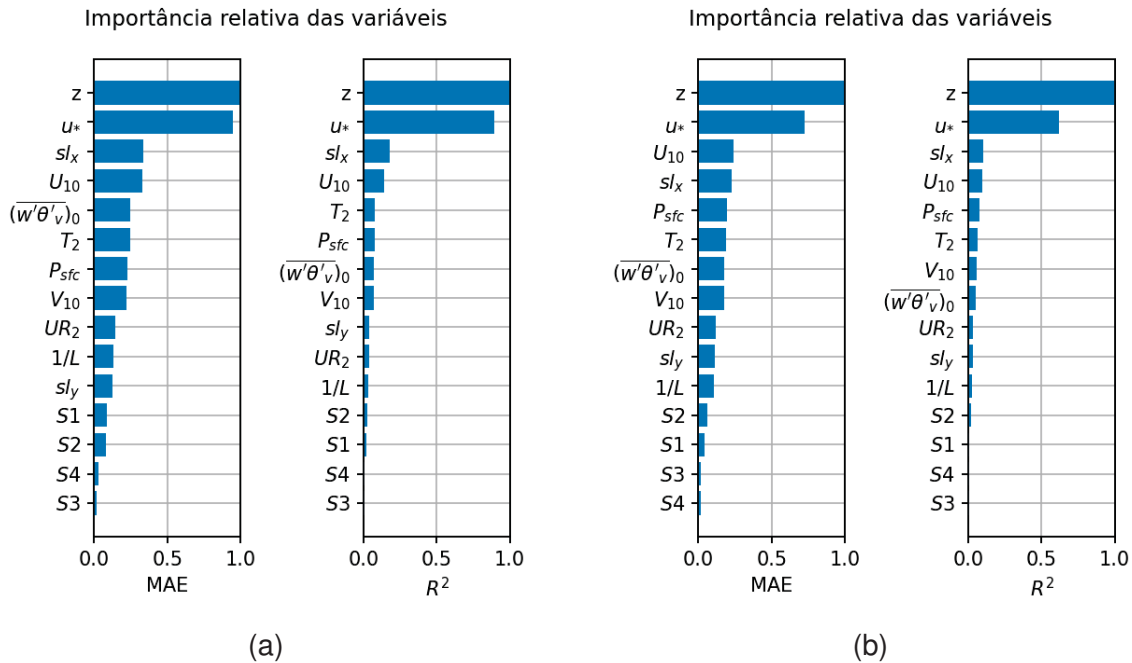


noturna.

Começamos a análise com a criação da amostra de registros a ser utilizada para os experimentos de árvore de decisão. Os dados de dezesseis pontos de interesse, para alturas inferiores a 800 m, totalizaram $s = 130002$ registros.

Na discussão da seção 5.2, foi observado que Riverton se caracteriza por turbulência mais intensa, quando comparada à Askervein, com distribuição mais homogênea nos primeiros níveis da CLA. Contudo na FIGURA 53 vemos que, diferente de Askervein, os valores de TKE assumem uma distribuição mais próxima entre os

FIGURA 52 – IMPORTÂNCIAS RELATIVAS DAS VARIÁVEIS PREDITORAS NOS TESTES DO MODELO *BOOSTING* PARA OS AJUSTES DE (A) 0 A 300 M; (B) 0 A 700 M; VALORES DE IMPORTÂNCIA ESTÃO NORMALIZADOS PELA VALOR DA VARIÁVEL DE MAIOR IMPORTÂNCIA, VARIANDO DE 0 A 1.



níveis, com todas as faixas de altura entre 50 m e 700 m contendo valores de $TKE \geq 3 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Outra diferença em relação à Askervein, onde a camada de 0 a 50 m apresentou os maiores valores de TKE , em Riverton e os maiores valores do conjunto estão localizados entre 200 m e 700 m, incluindo o valor máximo do conjunto de $TKE = 6,94 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Como semelhança entre as duas localidades, temos a concentração de parte significativa dos registros com valores de TKE próximos de $0 \text{ m}^2/\text{s}^2$.

Na camada até 50 m de altura em Riverton a mediana é de $0,0307 \text{ m}^2/\text{s}^2$, o correspondente a aproximadamente 19% do valor de Q3, e 0,9% do valor máximo na camada, que é de $3,4694 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Apesar da distribuição ligeiramente mais homogênea, e com valores de $TKE > 1,5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ para todas as camadas analisadas, a distribuição vertical da energia cinética da turbulência varia com a altura, e foram treinados modelos de árvore de decisão para cada uma das camadas apresentadas na TABELA 13, juntamente às métricas para avaliação do desempenho de cada configuração.

Os diagramas de dispersão apresentados na FIGURA 54, em conjunto às métricas de desempenho da árvore de decisão, reforçam o padrão já encontrado em Askervein de que o modelo geral (RIW-AD-0-800) para todas as alturas é vantajoso.

O modelo geral teve bom desempenho, com $R^2 = 0,8024$, e $MAE = 0,0274$, e o valor médio de TKE para a camada é de $0,075 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Os modelos especializados por camada apresentaram valores de $R^2 > 0,60$ até 200 m, e com $R^2 = -0,4905$ para

FIGURA 53 – DISTRIBUIÇÃO DOS VALORES DE TKE PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA EM RIVERTON.

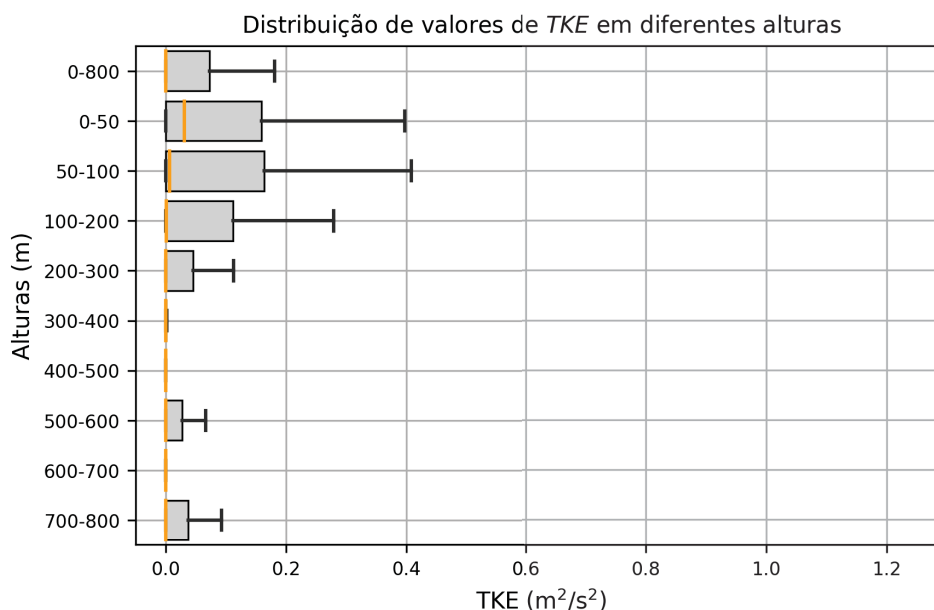


TABELA 13 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM RIVERTON, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.

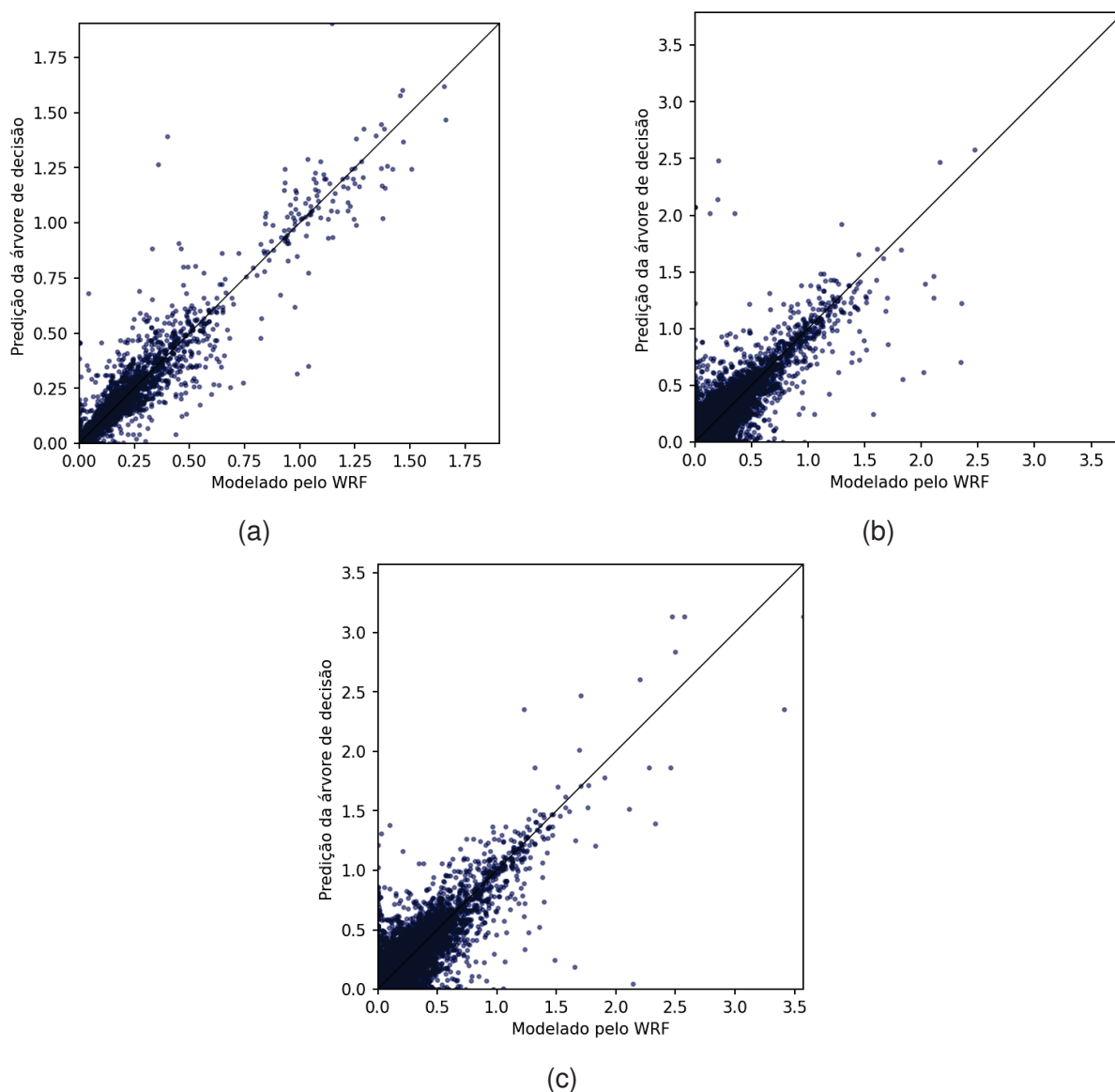
Alturas	R^2	MSE	MAE	$RMSE$	s
RIW-AD-0-800	0,8024	0,0057	0,0274	0,0755	130002
RIW-AD-0-50	0,9002	0,0045	0,0288	0,0671	17125
RIW-AD-50-100	0,6747	0,0145	0,0471	0,1201	18050
RIW-AD-100-200	0,6157	0,0092	0,0386	0,0960	24532
RIW-AD-200-300	0,4463	0,0121	0,0381	0,1098	19459
RIW-AD-300-400	0,2233	0,0162	0,0421	0,1274	16499
RIW-AD-400-500	0,2522	0,0121	0,0349	0,1100	13617
RIW-AD-500-600	-0,4905	0,0514	0,0752	0,2267	4403
RIW-AD-600-700	-0,1923	0,0294	0,0423	0,1715	13322
RIW-AD-700-800	0,1253	0,0315	0,0710	0,1774	2995

FONTE: O autor (2023)

camada de 500 m a 600 m. . Analisando novamente a FIGURA 53, vemos que a partir de 400 m temos uma redução significativa na intensidade da turbulência, ainda que haja eventualmente valores de TKE elevados até 800 m.

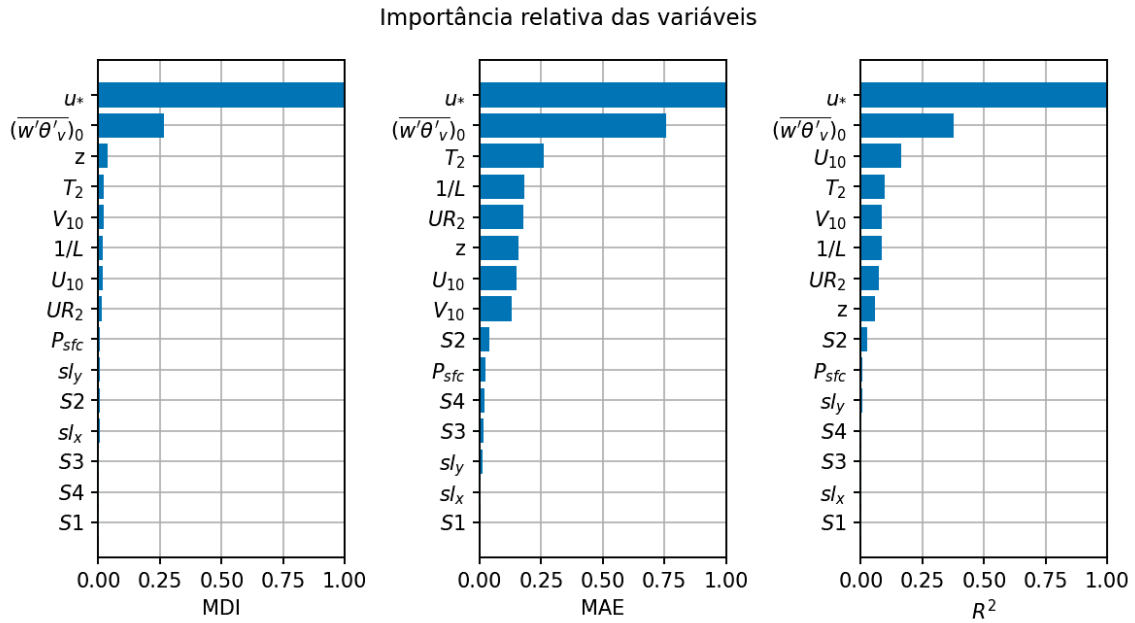
As importâncias relativas das variáveis preditoras são apresentadas na FIGURA 55. Para os dois cenários, alturas até 50 m e alturas até 800 m, a mais importante variável preditora foi o fluxo de calor cinemático. Para camada superficial até 50 m, $(\overline{w'\theta'})_0$ é seguido pela velocidade de atrito. Já para alturas até 800 m, u_* perde importância para a umidade relativa a 2 m, e para o vento horizontal a 10 m (U_{10} e V_{10}).

FIGURA 54 – DIAGRAMAS DE DISPERSÃO DOS VALORES DE TKE (M^2/S^2) EM RIVERTON MODELADOS PELO WRF (EIXO X) E PREDITOS PELOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO AJUSTADOS PARA AS FAIXAS DE ALTURAS DE (A) 0 A 50 M; (B) 0 M A 400 M; (C) 0 M A 800 M.

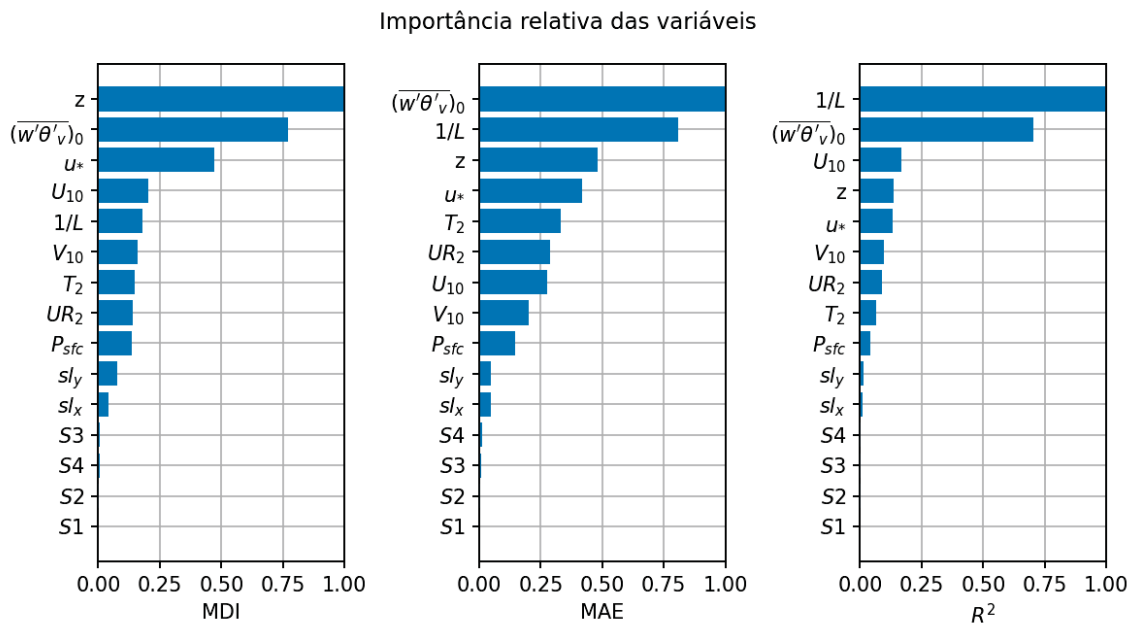


Considerando os resultados para os modelos de árvore de decisão, os modelos de conjunto foram treinados para toda a camada, de 0 a 800 m, e para a camada de 0 a 400 m. É esperado que a partir de um determinado número de árvores n , o incremento de mais árvores tenha pouca ou nenhuma influência no desempenho do modelo. Para avaliar a qualidade do ajuste frente ao número de árvores, inicialmente acompanhamos o valor de R^2 do conjunto de teste para diferentes valores de n , assim como realizado para os treinamentos de Askervein. Ao não atingir a estabilização do valor de R^2 , foi feito o incremento em n , e realizado novo treinamento. Contudo, os modelos de *bagging* e *random forest* não chegaram a apresentar estabilização completa, e o treinamento foi interrompido quando a taxa de variação de R^2 se tornou estável e suficientemente pequena ($\Delta R^2 \leq 10^{-4}$), (FIGURAS 56a e 56b), devido ao custo computacional elevado

FIGURA 55 – IMPORTÂNCIA RELATIVA DA VARIÁVEIS NO TREINAMENTO E TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO ESPECIALIZADOS PARA AS FAIXAS DE (A) 0 A 50 M; (B) 0 M A 800 M; OS VALORES DE IMPORTÂNCIA ESTÃO NORMALIZADOS PELA VALOR DA VARIÁVEL DE MAIOR IMPORTÂNCIA, VARIANDO DE 0 A 1.



(a)

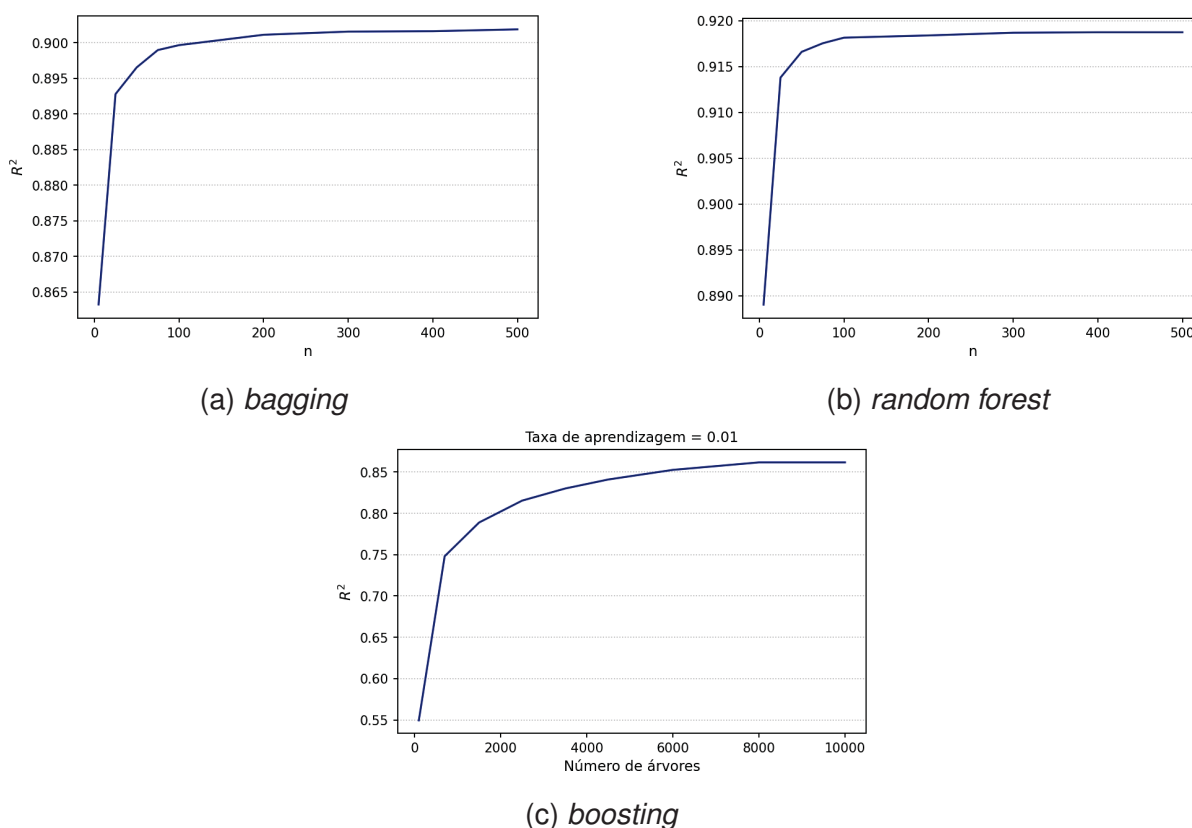


(b)

para valores de n maiores.

Já o modelo BS atingiu a estabilidade após $n = 10000$ árvores. Cabe ressaltar que o estimador empregado para o modelo *boosting* é otimizado para conjuntos com $s \geq 10000$, e os treinamentos, considerando todas as variações de n , levaram cerca de seis minutos cada um. Em contrapartida, os treinamentos de *bagging* e *random*

FIGURA 56 – EVOLUÇÃO DE R^2 PARA DIFERENTES VALORES DE N NOS MODELOS (A) *BAGGING*; (B) *RANDOM FOREST*; (C) *BOOSTING*. TREINAMENTOS E TESTES COM DADOS DE 0 A 800 M.



forest chegaram a levar cerca de 60 minutos cada, com interrupção das iterações ao atingirem um valor limite de memória utilizada.

As métricas calculadas, apresentadas na TABELA 14, não mostraram diferenças importantes entre os modelos gerais e especializados para cada método empregado, exceto para AD. Entre os métodos de conjuntos, o método RF apresentou os melhores valores para a maior parte das métricas calculadas, diferente dos treinamentos para Askervein, onde o modelo BS se sobressaiu em relação aos demais.

TABELA 14 – VALORES DE R^2 , MAE , MSE E $RMSE$ PARA O CONJUNTO DE TESTE DOS MODELOS DE ÁRVORE DE DECISÃO EM RIVERTON, PARA DIFERENTES FAIXAS DE ALTURA.

Modelos	0 a 800 m				Modelos	0 a 400 m			
	R^2	MSE	MAE	$RMSE$		R^2	MSE	MAE	$RMSE$
RIW-AD-0-800	0,8024	0,0057	0,0274	0,0755	RIW-AD-0-400	0,8976	0,0020	0,0509	0,1421
RIW-BG-0-800	0,9015	0,0028	0,0216	0,0533	RIW-BG-0-400	0,9081	0,0028	0,0226	0,0533
RIW-RF-0-800	0,9187	0,0023	0,0196	0,0484	RIW-RF-0-400	0,9194	0,0025	0,0214	0,0499
RIW-BS-0-800	0,8617	0,0040	0,0290	0,0632	RIW-BS-0-400	0,8680	0,0041	0,0303	0,0639

FONTE: O autor (2023)

A importância das variáveis no modelo geral de 0 a 800 m destaca, tanto para os testes quanto para os treinamentos, o fluxo cinemático de calor entre a primeira e a segunda posição em todos os métodos. Entre as quatro primeiras posições, há variação entre os métodos, não apenas da posição ocupada, mas também das variáveis. O inverso do comprimento de Monin-Obukhov e a velocidade de atrito aparecem entre as mais importantes variáveis para todos os métodos, juntamente à altura do registro. Aparecem também, mas apenas para uma ou duas métricas, as variáveis de temperatura e umidade relativa a 2 m. O fluxo cinemático de calor está diretamente relacionado à flutuabilidade das porções de ar, e mostra a importância da forçante termodinâmica na formação da CLA observada em Riverton, tanto para desenvolvimento da CM durante o dia, quanto para atenuação da turbulência na CLN estável. Além disso, o parâmetro de estabilidade $1/L$ também reforça as características de instabilização durante o dia e estabilização durante a noite. Já a declividade do relevo se mostrou menos importante, aparecendo apenas na décima posição para todos os métodos.

Não houve variação significativa nas importâncias relativas das variáveis preditoras entre os diferentes métodos, e para a comparação das importâncias entre as diferentes alturas, utilizamos como referência os modelos RF, por ter apresentado os melhores resultados. Como experimento adicional, treinamos um modelo *random forest* para a camada de 0 a 50 m (RIW-RF-0-50), a fim de observar características da camada superficial de Riverton. Os resultados são apresentados na FIGURA 57.

Assim como para o modelo de árvore de decisão (RIW-AD), as variáveis mais importantes para predição de TKE em Riverton foram o $(\overline{w'\theta'})_0$ e $1/L$, para o modelo geral (FIGURAS 57). Um ponto interessante é que para a camada superficial até 50 m, o fluxo cinemático de calor perde importância frente à velocidade de atrito, tanto para AD quanto para RF. As declividades do relevo em x e y não apareceram entre as cinco variáveis mais importantes.

6 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A dinâmica do escoamento da CLA é de extrema importância para diversos campos da engenharia: desde implementação de usinas eólicas a estudos de dispersão de poluentes na atmosfera, conhecer o comportamento de variáveis como campo tridimensional de vento, altura da CLA, condições de estabilidade e intensidade da turbulência é fundamental. Todos esses parâmetros são influenciados pelo relevo (Moraes et al., 2005), mas o papel ocupado pela topografia na dinâmica da CLA não é ainda amplamente conhecido, sendo muitas vezes um ponto de fraqueza na modelagem atmosférica (Giovannini et al., 2020).

Modelos teóricos para representar o escoamento e os fluxos turbulentos se baseiam na teoria de Monin-Obukhov, que supõe homogeneidade horizontal, o que não é válido para regiões de topografia complexa. Na área de dispersão de poluentes, por exemplo, apesar dos avanços em modelos numéricos, a presença do relevo segue sendo incorporada de forma simplificada, principalmente em estudos de caráter operacional ou regulatório.

Nos últimos anos houve um aumento no número de estudos acerca dos efeitos da topografia sobre os campos de vento da CLA, em grande parte impulsionados pelo crescimento da área de energia eólica. Com a instalação de parques eólicos em regiões de montanha, compreender as interações do escoamento com o relevo fez-se ainda mais necessário. Contudo, a maior parte dos trabalhos publicados na última década tem como foco os campos de vento, muitas vezes com estudo de sua interação com aerogeradores. Além disso, a instalação de turbinas eólicas se concentra em regiões de elementos topográficos com morfologia menos acidentada, que se aproximam de representações idealizadas do relevo, ainda que complexas.

Experimentos de campo para medição de parâmetros de interesse em regiões de relevo complexo mais acidentadas são de difícil execução. Atualmente os dois principais estudos de campo em regiões de relevo complexo, Askervein (Taylor; Teunissen, 1983, 1985) e Perdigão (Fernando et al., 2019), foram realizados em regiões caracterizadas por superfície suave, onde podem ser empregadas as aproximações de escoamento bidimensional. Alguns estudos como os realizados por Liu et al. (2020) e Udina et al. (2020) envolveram medições em regiões próximas a cordilheiras, mas ainda não são suficientes para generalizações e representações teóricas.

A medição de dados em campo também representa uma barreira para a compreensão das diversas escalas presentes no escoamento da CLA sobre a topografia complexa. Como alternativa, modelos numéricos vem sendo empregados como fer-

ramenta de estudo, com destaque para modelos acoplados de mesoescala e LES, capazes de representar as forçantes sinóticas, bem como as maiores escalas da turbulência.

Reconhecendo a complexidade do problema, nos propusemos a estudar as características do escoamento da camada limite atmosférica sobre regiões de relevo complexo com emprego de simulações numéricas, considerando dois locais com características distintas: Askervein, de características mais suaves, mas com dados de velocidade do vento sobre a montanha amplamente utilizados pela comunidade científica; e Riverton, um platô no centro-oeste dos Estados Unidos, onde está localizado um aeroporto, com disponibilidade de dados horários de superfície, e diários de ar superior.

Foram realizadas simulações do escoamento nas regiões com o emprego do modelo WRF-LES, que resolve as grandes escalas do escoamento turbulento. Os experimentos para validação foram realizados tanto para a parametrização de subgrade de Smagorinsky quanto para a parametrização de TKE, e os resultados mostraram que não houve diferença significativa entre as duas parametrizações, assim como em outros estudos encontrados na literatura (Liu et al., 2020; Talbot et al., 2012).

Novas simulações foram realizadas com a parametrização de TKE, e analisadas em relação a diversas características do escoamento. Tanto para Riverton quanto para Askervein o modelo apresentou boa representação do ciclo diário da CLA. Em Riverton, em inúmeras situações durante a noite, foi observada a presença de camadas residuais bem definidas, sobre a CLN estável desde a superfície. Durante o verão, foram observadas CM's com alturas superiores a 3 km, com TKE bem distribuída por toda a camada.

Já em Askervein, predominaram casos com estabilidade termodinâmica próxima da neutralidade, sem que tenham sido observados gradientes acentuados próximos a superfície. Mesmo no verão, a CM, quando formada, não ultrapassou 800 m, e por diversas vezes ficou caracterizada a importância da forçante mecânica para alimentar a turbulência na região.

Apesar de apresentarem características diversas, em ambas as localidades foi observado um padrão de aderência do escoamento ao relevo nas camadas mais próximas à superfície, intensificado à noite em situações de estabilidade. A sotavento dos obstáculos de relevo, mesmo pequenos, formaram-se regiões com TKE intensa, e, ainda que as perturbações do vento chegassem a se propagar a alturas da ordem de 500 m, a turbulência permaneceu limitada às porções inferiores da atmosfera, próxima à superfície, devido à estabilidade termodinâmica. Também nas duas localidades foram observados núcleos de convecção alongados na CLC, alinhados à direção predominante do vento horizontal. Após a análise dos resultados das simulações, não foi possível a generalização de características do escoamento para ajuste do modelo

conceitual.

Com intuito de compreender então o papel de diferentes parâmetros meteorológicos e micrometeorológicos no desenvolvimento e propagação da turbulência, foram aplicados modelos de aprendizado de máquina do tipo árvore de decisão, com diferentes técnicas de redução de variância e de viés, com resultados mais representativos.

Dentre as técnicas empregadas, o modelo *boosting* teve o melhor desempenho para Askervein, valores de $R^2 > 0,95$. Já para Riverton, o melhor desempenho foi obtido com o modelo *random forest*, com valores $R^2 > 0,91$. Foram empregadas as variáveis preditoras: altura do nível de referência (z), componente x da velocidade horizontal a 10 m (U_{10}), componente y da velocidade horizontal a 10 m (V_{10}), temperatura a 2 m (T_2), umidade relativa a 2 m (RH_2), pressão atmosférica no nível da superfície (P_{sfc}), velocidade de atrito (u_*), fluxo de calor cinemático ($(\overline{w'\theta'_v})_0$), inverso do comprimento de Monin-Obukhov ($1/L$), declividade do relevo na direção x (sl_x), declividade do relevo na direção y (sl_y), variável categórica para estação do ano ($S1, S2, S3, S4$).

Para as duas regiões não foi observada importância significativa da sazonalidade. A força mecânica, representada por u_* , tem importância relevante para alturas até 50 m, onde os efeitos da interação com a superfície são mais significativos, para Riverton e Askervein. Contudo, em Riverton, apenas nos 50 m inferiores da CLA, a força mecânica supera a força termodinâmica, enquanto em Askervein, u_* permanece como mais importante variável preditora de TKE , mesmo quando consideradas alturas até 700 m, resultado de acordo com a característica termodinâmica da região observada nas análises de campos de turbulência, velocidade e temperatura.

O relevo complexo foi incluído nos modelos de aprendizado de máquina através das informações de declividade em x (sl_x) e y (sl_y). Dentre os resultados dos métodos de árvore de decisão está a importância das variáveis preditoras em relação à predição. Para a região de Askervein, a declividade aparece entre as quatro variáveis mais importantes mesmo quando são incluídas as alturas até 700 m. O mesmo comportamento não foi observado para Riverton, onde a declividade não apareceu entre as quatro mais importantes variáveis preditoras nem mesmo para a camada superficial até 50 m, na qual a força mecânica superou a força térmica. Considerando as características analisadas para as regiões através das simulações do WRF-LES, consideramos que os resultados de importância das variáveis preditoras sugerem que a declividade do relevo não é uma variável importante para situações de extremos de estabilidade atmosférica, sendo mais relevante quando a estabilidade termodinâmica se encontra próxima à neutralidade.

Os resultados sugerem, ainda, que em condições próximas à neutralidade, a força mecânica prevalece para o controle da TKE , não apenas na camada superficial. Já em condições afastadas da neutralidade, a força termodinâmica

prevalece para o controle da TKE , salvo para a camada superficial até cerca de 50 m.

Como sugestões para continuidade de pesquisa, consideramos ser interessante:

- avaliar os dois locais conjuntamente, utilizado um único modelo generalizado de predição de TKE ;
- comparar os resultados da árvore de decisão ao emprego de um modelo de aprendizado de máquina mais complexo, como uma rede neural artificial;
- analisar a viabilidade de empregar o perfil de TKE como um indicativo da altura da CLA para regiões de relevo complexo;
- analisar a relação entre os valores de TKE e número de Richardson.

A predição de TKE com emprego apenas de variáveis medidas em superfície pode ter aplicações práticas. Na área ambiental, como mencionado anteriormente, modelos de dispersão de poluentes na atmosfera consideram a topografia de forma simplificada, o que pode ocasionar erros nos resultados. Atualmente, a dispersão nesses modelos é considerada aplicando-se perfis teóricos para coeficientes de difusividade turbulenta, e que também consideram homogeneidade horizontal. Considerar diretamente a TKE como variável de entrada em modelos de dispersão pode representar uma nova forma de tratar problemas de poluição atmosférica em regiões de relevo complexo.

Ainda, apesar de não podermos afirmar qual seria um valor de TKE considerado significativo para atividades como aviação, geração de energia eólica e construção civil, sabemos que todas essas áreas são, de alguma forma, impactadas pela turbulência da CLA, assim como atividades agrícolas e florestais. Atualmente, a presença de escoamento turbulento é usualmente determinada pelo número de Richardson, mas os valores limites que separam um escoamento turbulento de outro laminar variam para diferentes localidades. Da mesma forma, a predição da TKE , uma vez identificados os valores considerados críticos para cada aplicação de interesse, poderia ser empregado de forma operacional em aplicações de campos diversos.

REFERÊNCIAS

ANDERSON, J. D. Ludwig Prandtl's Boundary Layer. **Physics today**, p. 42–48, 2005. Citado 1 vez na página 18.

ARYA, S. P. **Air Pollution and Dispersion**. [S.l.]: Oxford University Press, 1999. Citado 3 vezes nas páginas 18, 41.

_____. **Air Pollution Meteorology and Dispersion**. [S.l.]: Oxford University Press, 1999. Citado 1 vez na página 26.

_____. **Introduction to micrometeorology**. [S.l.]: Academic Press, 1998. Citado 8 vezes nas páginas 18, 22, 23, 27, 31, 39, 41.

ASIMAKOPOULOS, D.; DELIGIORGI, D.; DRAKOPOULOS, C.; HELMIS, C.; KOKKORI, K.; LALAS, D.; SIKIOTIS, D.; VAROTSOS, C. An experimental study of nighttime air-pollutant transport over complex terrain in Athens. **Atmospheric Environment**, 26B, n. 1, p. 59–71, 1992. Citado 1 vez na página 41.

BELJAARS, A. **The parameterization of the planetary boundary layer**. [S.l.]: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 1992. Citado 1 vez na página 25.

BENKLEY, C. W.; SCHULMAN, L. L. Estimating Hourly Mixing Depths from Historical Meteorological Data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, p. 772–780, 1979. Citado 1 vez na página 18.

BERG, J.; MANN, J.; BECHMANN, A.; COURTNEY, M. S.; JØRGENSEN, H. E. The Bolund Experiment, Part I: Flow Over a Steep, Three-Dimensional Hill. **Boundary Layer Meteorology**, v. 141, p. 219–243, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 41, 49.

BLUMEN, W. Mountain Meteorology. In _____. **Atmospheric Processes over Complex Terrain**. Edição: William Blumen. [S.l.]: American Meteorology Society, 1990. v. 23. (Meteorological Monographs). cap. 1, p. 1–4. Citado 1 vez na página 39.

BROST, R. A.; WYNGAARD, J. C. A Model Study of the Stably Stratified Planetary Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, p. 1427–1440, 1978. Citado 2 vezes na página 35.

BRUTSAERT, W. **Hydrology: An Introduction**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2005. Citado 1 vez na página 32.

BUITINCK, L.; LOUPPE, G.; BLONDEL, M.; PEDREGOSA, F.; MUELLER, A.; GRISEL, O.; NICULAE, V.; PRETTENHOFER, P.; GRAMFORT, A.; GROBLER, J.; LAYTON, R.; VANDERPLAS, J.; JOLY, A.; HOLT, B.; VAROQUAUX, G. API design for machine learning software: experiences from the scikit-learn project. In: ECML PKDD Workshop: Languages for Data Mining and Machine Learning. [S.l.: s.n.], 2013. P. 108–122. Citado 2 vezes nas páginas 64, 65.

BUITINCK, L.; LOUPPE, G.; BLONDEL, M.; PEDREGOSA, F.; MULLER, A. C.; GRISEL, O.; NICULAE, V.; PRETTENHOFER, P.; GRAMFORT, A.; GROBLER, J.; LAYTON, R.; VANDERPLAS, J.; JOLY, A.; HOLT, B.; VAROQUAUX, G. **API design for machine learning software: experiences from the scikit-learn project**. [S.l.], 2013. P. 1–15. Citado 2 vez na página 64.

CAO, S.; TAMURA, T. Effects of roughness blocks on atmospheric boundary layer flow over a two-dimensional low hill with/without sudden roughness change. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 95, p. 679–695, 2007. Citado 1 vez na página 49.

_____. Experimental study on roughness effects on turbulent boundary layer flow over a two-dimensional steep hill. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 94, p. 1–9, 2006. Citado 1 vez na página 49.

CARRUTHERS, D. J.; HUNT, J. C. R. Fluid Mechanics of Airflow over Hills: Turbulence, Fluxes and Waves in the Boundary Layer. In: BLUMEN, W. (Ed.). **Atmospheric Processes over Complex Terrain**. [S.l.]: American Meteorology Society, 1990. v. 23. (Meteorological Monographs). cap. 5, p. 83–108. Citado 5 vezes nas páginas 16, 39, 41.

CLAYSON, C. A.; KANTHA, L. On Turbulence and Mixing in the Free Atmosphere Inferred from High-Resolution Soundings. **Journal of the Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 25, p. 833–852, 2008. Citado 1 vez na página 18.

CUCHIARA, G. C.; RAPPENGLÜCK, B. Performance analysis of WRF and LES in describing the evolution and structure of the planetary boundary layer. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 18, n. 5, p. 1257–1273, out. 2018. Citado 2 vezes nas páginas 52, 71.

CUSHMAN-ROISIN, B.; BECKERS, J.-M. Chapter 11 - Stratification. In _____. **Introduction to Geophysical Fluid Dynamics**. Edição: Benoit Cushman-Roisin e Jean-Marie Beckers. [S.l.]: Academic Press, 2011. v. 101. (International Geophysics). P. 347–364. Citado 1 vez na página 22.

DEARDORFF, J. W. Convective Velocity and Temperature Scales for the Unstable Planetary Boundary Layer and for Rayleigh Convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 27, p. 1211–1213, 1970. Citado 1 vez na página 32.

DEGRAZIA, G. A.; OLIVEIRA, A. P. de; GOEDERT, J. Multiple Master Length Scales for Stable Atmospheric Boundary Layer. **Il Nuovo Cimento**, v. 15, n. 4, p. 409–416, 1992. Citado 1 vez na página 35.

DELEON, R.; SANDUSKY, M.; SENOCAK, I. Simulations of Turbulent Flow Over Complex Terrain Using an Immersed-Boundary Method. **Boundary Layer Meteorology**, p. –, 2018. Citado 1 vez na página 50.

DIAS, N. L. **Mecânica da Turbulência**. Curitiba, Brasil, 2019. Notas de aula. Citado 1 vez na página 36.

DUDHIA, J. **Overview of WRF Physics Boundary Layer Turbulence**. [S.l.: s.n.], 2021. https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/presentation_pdfs/202101/dudhia_physics_pbl_turbulence.pdf. Último acesso em: 31/08/2023. Citado 1 vez na página 46.

DUEBEN, P. D.; SCHULTZ, M. G.; CHANTRY, M.; II, D. J. G.; HALL, D. M.; MCGOVERN, A. Challenges and Benchmark Datasets for Machine Learning in the Atmospheric Sciences: Definition, Status and Outlook. **American Meteorological Society**, p. 1–11, 2022. Citado 1 vez na página 63.

DURRAN, D. R. Mountain Waves and Downslope Winds. In: BLUMEN, W. (Ed.). **Atmospheric Processes over Complex Terrain**. [S.l.]: American Meteorology Society, 1990. v. 23. (Meteorological Monographs). cap. 4, p. 59–81. Citado 1 vez na página 41.

FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J.; WERNER, M.; OSKIN, M.; BURBANK, D.; ALSDORF, D. The Shuttle Radar Topography Mission. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>. eprint: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2005RG000183>.

Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005RG000183>. Citado 1 vez na página 61.

FERNANDO, H. J. S.; MANN, J.; PALMA, J. M. L. M.; LUNDQUIST, J. K.; BARTHELMIE, R. J.; BELO-PEREIRA, M.; BROWN, W. O. J.; CHOW, F. K.; GERZ, T.; HOCUT, C. M.; KLEIN, P. M.; LEO, L. S.; MATOS, J. C.; ONCLEY, S. P.; PRYOR, S. C.; BARITEAU, L.; BELL, T. M.; BODINI, N.; CARNEY, M. B.; COURTNEY, M. S.; CREEGAN, E. D.; DIMITROVA, R.; GOMES, S.; HAGEN, M.; HYDE, J. O.; KIGLE, S.; KRISHNAMURTHY, R.; LOPES, J. C.; MAZZARO, L.; NEHER, J. M. T.; MENKE, R.; MURPHY, P.; OSWALD, L.; OTAROLA-BUSTOS, S.; PATTANTYUS, A. K.; RODRIGUES, C. V.; SCHADY, A.; SIRIN, N.; SPULER, S.; SVENSSON, E.; TOMASZEWSKI, J.; TURNER, D. D.; VEEN, L. van; VASILJEVIĆ, N.; VASSALLO, D.; VOSS, S.; WILDMANN, N.; WANG, Y. The Perdigão: Peering into Microscale Details of Mountain Winds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 100, n. 5, p. 799–819, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0227.1>. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/100/5/bams-d-17-0227.1.xml>. Citado 2 vezes nas páginas 43, 116.

FERRERO, E.; ALESSANDRINI, S.; VANDENBERGHE, F. Assessment of Planetary-Boundary-Layer Schemes in the Weather Research and Forecasting Model Within and Above an Urban Canopy Layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 168, p. 289–319, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-018-0349-3>. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s10546-018-0349-3#citeas>. Citado 1 vez na página 17.

FINNIGAN, J. J. Air Flow Over Complex Terrain. **Flow and Transport in the Natural Environment: Advances and Applications**, p. 183–229, 1988. Citado 1 vez na página 16.

FREIRE, L. **Teorias de Camada Limite Atmosferica: modelo de crescimento, fluxo de entranhamento e análise espectral**. 2012. Diss. (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná. Citado 1 vez na página 32.

GARRATT, J. R. **The atmospheric boundary layer**. [S.l.]: Cambridge University Press, 1992. Citado 3 vezes nas páginas 25, 33.

_____. _____. **Earth-Sciences Review**, v. 37, p. 89–134, 1994. Citado 1 vez na página 32.

GARRATT, J. R.; BROST, R. A. Radiative Cooling Effects within and above the Nocturnal Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 2730–2746, 1981. Citado 1 vez na página 33.

GIOVANNINI, L.; FERRERO, E.; KARL, T.; ROTACH, M. W.; STAQUET, C.; CASTELLI, S. T.; ZARDI, D. Atmospheric Pollutant Dispersion over Complex Terrain: Challenges and Needs for Improving Air Quality Measurements and Modeling. **Atmosphere**, v. 11, n. 6, p. 1–32, 2020. Citado 2 vezes nas páginas 17, 116.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. [S.l.]: Elsevier Academic Press, 2004. Citado 5 vezes nas páginas 19, 20, 22, 23, 37, 38.

JAMES, G.; WITTEN, D.; HASTIE, T.; TIBSHIRANI, R. **An Introduction to Statistical Learning**. [S.l.]: Springer, 2013. Citado 4 vezes nas páginas 55–57.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric Boundary Layer Flows**. [S.l.]: Springer, 1995. Citado 1 vez na página 32.

KATOPODES, N. D. Chapter 8 - Turbulent Flow. In _____. **Free-Surface Flow**. Edição: Nikolaos D. Katopodes. [S.l.]: Butterworth-Heinemann, 2019. P. 566–650. ISBN 978-0-12-815489-2. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815489-2.00008-3>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128154892000083>. Citado 2 vezes na página 46.

KOLMOGOROV, A. The Local Structure of Turbulence in Incompressible Viscous Fluid for Very Large Reynolds' Numbers. **Akademiia Nauk SSSR Doklady**, v. 30, p. 301–305, 1941. Citado 1 vez na página 38.

LEMONE, M. A. Convective Boundary Layer. **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**, v. 1, p. 244–253, 2015. Citado 1 vez na página 27.

LIU, Y.; LIU, Y.; MUÑOZ-ESPARZA, D.; HU, F.; YAN, C.; MIAO, S. Simulation of Flow Fields in Complex Terrain wit WRF-LES: Sensitivity Assessment of Different PBL Treatments. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 59, p. 1481–1501, set. 2020. Citado 6 vezes nas páginas 52, 70, 71, 116, 117.

LIU, Z.; CAO, S.; LIU, H.; ISHIHARA, T. Large-Eddy Simulations of the Flow Over an Isolated Three-Dimensional Hill. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 170, p. 415–441, 2019. Citado 1 vez na página 50.

LOBOCKI, L. Surface-layer flux–gradient relationships over inclined terrain derived from a local equilibrium, turbulence closure model. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 150, p. 469–483, 2014. Citado 2 vez na página 17.

MAHRT, L. Modelling the depth of the stable boundary-layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 21, p. 3–19, 1981. Citado 1 vez na página 33.

MARTÍNEZ, D.; JIMENEZ, M. A.; CUXART, J.; MAHRT, L. Heterogeneous Nocturnal Cooling in a Large Basin Under Very Stable Conditions. **Boundary Layer Meteorology**, v. 137, p. 97–113, 2010. Citado 1 vez na página 41.

MCNIDER, R. T.; PIELKE, R. A. Diurnal Boundary-Layer Development over Sloping Terrain. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 2198–2212, 1981. Citado 1 vez na página 39.

MENEAVEAU, C.; KATZ, J. Scale-invariance and turbulence models for large-eddy simulation. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 32, n. 1, p. 1–32, jan. 2000. Citado 1 vez na página 51.

MERONEY, R. N. Fluid Dynamics of Flow over Hills/Mountains-Insights Obtained through Physical Modeling. In: BLUMEN, W. (Ed.). **Atmospheric Processes over Complex Terrain**. [S.l.]: American Meteorology Society, 1990. v. 23. (Meteorological Monographs). cap. 7, p. 145–171. Citado 1 vez na página 16.

MILLER, C.; DAVENPORT, A. Guidelines for the calculation of wind speed-ups in complex terrain. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 74, p. 189–197, 1998. Citado 1 vez na página 49.

MIROCHA, J. D.; LUNDQUIST, J. K.; CHOW, F. K.; KOSOVIĆ, B. **New Large Eddy Simulation Subfilter Turbulence Models Implemented Into the Advanced Research WRF Version 3.0**. Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California, 2008. Citado 2 vez na página 46.

MONIN, A. S. The Atmospheric Boundary Layer. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 2, p. 225–250, 1970. Citado 1 vez na página 36.

MONIN, A. S.; YAGLOM, A. M. **Statistical Fluid Mechanics: Mechanics of Turbulence**. [S.l.]: The MIT Press, 1971. v. 1. Citado 2 vezes nas páginas 36, 37.

MORAES, O. L. L.; ACEVEDO, O. C.; DEGRAZIA, G. A.; ANFOSSI, D.; SILVA, R. da; ANABOR, V. Surface layer turbulence parameters over a complex terrain. **Atmospheric Environment**, v. 39, p. 3103–3112, 2005. Citado 1 vez na página 116.

MUELLER, B.; REINHARDT, J.; STRICKLAND, M. T. **Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature**. [S.l.]: Springer, 1995. Citado 1 vez na página 25.

NCAR. **ARW Version 3 Modelling System User's Guide**. [S.l.], 2015. Citado 1 vez na página 44.

NIEUWSTADT, F. T. M. The Turbulent Structure of the Stable, Nocturnal Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 14, p. 2202–2216, 1984. Citado 2 vez na página 35.

PICHLER, M.; HARTIG, F. Machine learning and deep learning—A review for ecologists. **Methods in Ecology and Evolution**, Wiley, v. 14, n. 4, p. 994–1016, fev. 2023. DOI: [10.1111/2041-210x.14061](https://doi.org/10.1111/2041-210x.14061). Disponível em: <https://doi.org/10.1111/2041-210x.14061>. Citado 1 vez na página 54.

POPE, S. B. **Turbulent Flows**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2000. Citado 3 vez na página 37.

POWERS, J. G.; KLEMP, J. B.; SKAMAROCK, W. C.; DAVIS, C. A.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; COEN, J. L.; J. GOCHIS, david; AHMADOV, R.; PECKHAM, S. E.; GRELL, G. A.; MICHALAKES, J.; TRAHAN, samuel; G. BENJAMIN, stanley; ALEXANDER, C. r.; DIMEGO, G. J.; WANG, W.; SCHWARTZ, C. S.; ROMINE, G. S.; LIU, zhiquan; SNYDER, C.; CHEN, F.; BARLAGE, M. J.; YU, W.; G. DUDA, miChael. The Weather Research and Forecasting Model - Overview, System Efforts and Future Directions. **American Meteorology Society**, p. 1717–1737, 2017. Citado 2 vez na página 44.

PRAVEENA, R.; BABU, T. R. G.; BIRUNDA, M.; SUDHA, G.; SUKUMAR, P.; GNANASOUNDHARAM, J. Prediction of Rainfall Analysis Using Logistic Regression and Support Vector Machine. **Journal of Physics: Conference Series**, IOP Publishing, v. 2466, n. 1, p. 012032, mar. 2023. DOI: [10.1088/1742-6596/2466/1/012032](https://doi.org/10.1088/1742-6596/2466/1/012032).

Disponível em: <https://doi.org/10.1088/1742-6596/2466/1/012032>. Citado 1 vez na página 54.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X.-Y.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A Description of the Advanced Research WRF Version 4**. [S.l.], 2019. Citado 0 vez na página 45.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; HUANG, X.-Y.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**. [S.l.], 2008. Citado 3 vezes nas páginas 44, 45.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; LIU, Z.; BERNER, J.; WANG, W.; POWERS, J. G.; DUDA, M. G.; BARKER, D. M.; HUANG, X.-Y. A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4. en. UCAR/NCAR, 2019. DOI: [10.5065/1DFH-6P97](https://doi.org/10.5065/1DFH-6P97). Disponível em: <https://opensky.ucar.edu/islandora/object/opensky:2898>. Citado 1 vez na página 46.

SMAGORINSKY, J. GENERAL CIRCULATION EXPERIMENTS WITH THE PRIMITIVE EQUATIONS: I. THE BASIC EXPERIMENT. **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 91, n. 3, p. 99–164, 1963. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1963\)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2). Disponível em: https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/91/3/1520-0493_1963_091_0099_gcewtp_2_3_co_2.xml. Citado 1 vez na página 46.

STEENEVALD, G. J. Stable Boundary Layer Issues. **Workshop on Diurnal Cycles and the stable boundary layer**, p. 25–36, 2011. Citado 1 vez na página 36.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. [S.l.]: Kluwer Academic Publishers, 1988. Citado 10 vezes nas páginas 18, 24, 25, 28, 34–36.

_____. **Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science**. [S.l.]: University of British Columbia, 2017. Citado 5 vezes nas páginas 19, 21, 22, 37, 38.

_____. Static Stability - An update. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 72, n. 10, p. 1521–1529, 1991. Citado 1 vez na página 21.

TALBOT, C.; BOU-ZEID, E.; SMITH, J. Nested Mesoscale Large-Eddy Simulations with WRF: Performance in Real Test Cases. **American Meteorology Society**, v. 13, n. 5, p. 1421–1441, out. 2012. Citado 5 vezes nas páginas 50, 53, 70, 71, 117.

TANI, I. History of Boundary Layer Theory. **Annual Reviews Fluid Mechanics**, v. 9, p. 87–111, 1977. Citado 2 vez na página 18.

TAYLOR, P. A.; TEUNISSEN, H. W. **Askervein '82: Report on the September/October 1982 Experiment to Study Boundary-Layer Flow over Askervein, South Uist**. Downsview, Ontario, Canada, 1983. Citado 6 vezes nas páginas 43, 58, 62, 116.

_____. The Askervein Hill Project: Overview and background data. **Boundary Layer Meteorology**, v. 39, p. 15–39, 1987. Citado 3 vezes nas páginas 41, 58, 87.

_____. **The Askervein Hill Project: Report on the Sept./Oct. 1983, Main Field Experiment**. Downsview, Ontario, Canada, 1985. Citado 7 vezes nas páginas 5, 6, 43, 58, 62, 67, 116.

TENNEKES, H. A Model for the Dynamics of the Inversion Above a Convective Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, p. 558–567, 1973. Citado 3 vezes nas páginas 28, 29.

TENNEKES, H.; LUMLEY, J. L. **A First Course in Turbulence**. [S.l.]: The MIT Press, 1972. Citado 5 vezes nas páginas 18, 28, 36.

TOMASI, E.; GIOVANNINI, L.; FALOCCHI, M.; ANTONACCI, G.; JIMÉNEZ, P. A.; KOSOVIC, B.; ALESSANDRINI, S.; ZARDI, D.; MONACHE, L. D.; FERRERO, E. Turbulence parameterizations for dispersion in sub-kilometer horizontally non-homogeneous flows. **Atmospheric Research**, v. 228, p. 122–136, 2019. ISSN 0169-8095. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.05.018>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809518316387>. Citado 1 vez na página 17.

UDINA, M.; MONTORNÈS, À.; CASSO, P.; KOSOVIC, B.; BECH, J. WRF-LES Simulation of the Boundary Layer Turbulent Processes during the BLLAST Campaign. **Atmosphere**, v. 11, n. 11, p. 1–18, out. 2020. Citado 2 vezes nas páginas 51, 116.

VERCAUTEREN, N.; BOYKO, V.; FARANDA, D.; STIPERSKI, I. Scale interactions and anisotropy in stable boundary layers. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 145, p. 1799–1813, 2019. Citado 1 vez na página 34.

WHITEMAN, C. D. Observations of Thermally Developed Wind System in Mountainous Terrain. In: BLUMEN, W. (Ed.). **Atmospheric Processes over Complex Terrain**. [S.l.]: American Meteorology Society, 1990. v. 23. (Meteorological Monographs). cap. 2, p. 5–42. Citado 2 vez na página 41.

WISE, A. S.; NEHER, J. M. T.; ARTHUR, R. S.; MIROCHA, J. D.; CHOW, F. K.; LUNDQUIST, J. K. **Multi-scale modeling of a wind turbine wake over complex terrain in different atmospheric stability regimes**.
<https://ams.confex.com/ams/19Mountain/webprogram/Paper376283.html>, jul. 2020. Citado 1 vez na página 51.

WISE, A. S.; NEHER, J. M. T.; ARTHUR, R. S.; MIROCHA, J. D.; LUNDQUIST, J. K.; CHOW, F. K. Meso- to micro-scale modeling of atmospheric stability effects on wind turbine wake behavior in complex terrain. **Wind Energy Science**, p. 1–36, 2021. Preprint Discussion. Citado 1 vez na página 51.

WRF. **Weather Research and Forecasting**. [S.l.: s.n.], 2023.
<https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model>. Citado 1 vez na página 44.

WYNGAARD, J. C. ATMOSPHERIC TURBULENCE. **Annual Reviews of Fluid Mechanics**, v. 24, p. 205–233, 1992. Citado 1 vez na página 31.

_____. **Lectures on Air Pollution Modeling**. [S.l.]: American Meteorology Society, 1988. Citado 1 vez na página 18.

_____. **Turbulence in the Atmosphere**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2010. Citado 2 vezes nas páginas 32, 34.

XU, L.; LIU, H.; DU, Q.; XU, X. The assessment of the planetary boundary layer schemes in WRF over the central Tibetan Plateau. **Atmospheric Research**, v. 230, p. 104644, 2019. ISSN 0169-8095. DOI:
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104644>. Disponível em:
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809519306180>. Citado 2 vez na página 61.