



Universidade Federal do Rio de Janeiro

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Meteorologia

**ALTURA DA CAMADA LIMITE NOTURNA EM SANTA CRUZ
(RJ) ESTIMADA USANDO MODELOS DETERMINÍSTICOS E
ESTOCÁSTICOS**

Jefferson Xavier de Mello

Orientadores: *Gutemberg Borges França, Prof.º PhD.*

Luiz Claudio Gomes Pimentel, Prof.º D. Sc.

Rio de Janeiro, RJ

Março, 2018

JEFFERSON XAVIER DE MELLO

**ALTURA DA CAMADA LIMITE NOTURNA EM SANTA CRUZ
(RJ) ESTIMADA USANDO MODELOS DETERMINÍSTICOS E
ESTOCÁSTICOS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (Área: Meteorologia).

Orientadores:

Gutemberg Borges França, *PhD.*

Luiz Claudio Gomes Pimentel, *D. Sc.*

Rio de Janeiro, RJ

Março, 2018

Mello, Jefferson Xavier de. M. ALTURA DA CAMADA LIMITE NOTURNA EM SANTA CRUZ (RJ) ESTIMADA USANDO MODELOS DETERMINÍSTICOS E ESTOCÁSTICOS

/ Jefferson Xavier de Mello. Rio de Janeiro, 2017. 98f.: il. col.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, 2018.

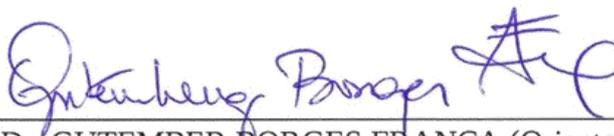
Orientadores: Gutemberg Borges França e Luiz Claudio Gomes Pimentel.

1. Camada Limite. 2. Estimativa. 3. RNA. I. França, Gutemberg Borges. II. Pimentel, Luiz Claudio Gomes. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ, Programa de Pós-graduação em Meteorologia. IV. Título.

ALTURA DA CAMADA LIMITE NOTURNA EM SANTA CRUZ (RJ)
ESTIMADA USANDO MODELOS DETERMINÍSTICOS E ESTOCÁSTICOS

JEFFERSON XAVIER MELLO

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ)
COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO
GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (ÁREA: METEOROLOGIA).



Prof. Dr. GUTEMBER BORGES FRANÇA (Orientador)



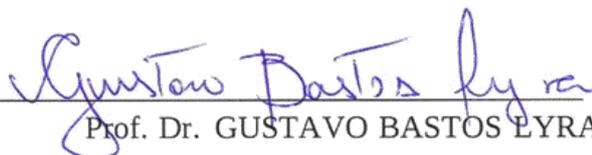
Prof. Dr. LUIZ CLAUDIO GOMES PIMENTEL (Orientadora)



Prof. Dr. HUGO ABI KARAM



Prof. Dr. MANOEL VALDONEL DE ALMEIDA



Prof. Dr. GUSTAVO BASTOS EYRA

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MARÇO DE 2018

AGRADECIMENTOS

Nossas vidas é um resumo de escolhas que fazemos, minhas escolhas me proporcionaram a conhecer pessoas incríveis para a minha caminhada. Esse trabalho não teria sido concluído sem os esforços diretos e indiretos de algumas pessoas em específico, e por isso gostaria de dedicar a elas essa vitória em minha vida.

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus por me proporcionar viver e experimentar coisas que muitos sonham e não conseguem alcançar, por Ele e para Ele são feitas todas as coisas.

Em seguida, quero agradecer à dedicação e ao empenho da minha mãe, Iara Regina Xavier Ribeiro, que com muito esforço me conduziu nesse caminho. A partir de seus esforços dedicados, pude construir a base dos conhecimentos científicos e morais que me permitiram alcançar mais essa realização.

Agradeço muitíssimo aos meus orientadores Gutemberg Borges França e Luiz Claudio Gomes Pimentel, que fizeram todo o possível para a conclusão desse trabalho, agradeço pela paciência e dedicação que puderam me dispensar, na tentativa de transmitirem o enorme cabedal de conhecimentos que detém. Certamente, essa conquista é, em grande parte, também de vocês, por não terem recuado ante o laborioso e desafiador problema científico que tínhamos em mãos.

Um agradecimento especial ao meu grande amigo Francisco Leite de Albuquerque Neto, que me ajudou em diversos momentos em toda a minha caminhada, gostaria de agradecer por todos os momentos extra UFRJ no qual teve toda a paciência do mundo para sentar e conversar e me conduzir não só na área acadêmica, mas também na vida, essa vitória também é sua.

Não poderia deixar de mencionar a enorme força e tempo que foi dedicado pela minha amiga Thaina Christyne de Alvarenga Ribeiro, que com toda sua simplicidade e limitações me incentivou, com todo o seu carinho me fez levantar a cabeça nos momentos difíceis, que suportou meu estresse e murmúrio. Gostaria de dizer que você também faz parte.

Dispensável dizer que cometerei muitas injustiças não citando todos os inúmeros companheiros que fizeram parte dessa conquista, porém o faço pela simples impossibilidade de os elencar nestas breves palavras. Espero, com sinceridade, que eles sintam a minha mais pura gratidão pelos seus esforços e sua dedicação que, de alguma forma, deixaram sua contribuição neste esforço despretensioso.

RESUMO

MELLO, Jefferson Xavier. Altura da camada limite noturna na região industrial de Santa Cruz, estimada usando modelos determinísticos e estocásticos. Rio de Janeiro, 2018. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Departamento de Meteorologia, Instituto de Geociências, Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

Neste trabalho são comparados diferentes métodos de estimativa de altura da camada limite estável, juntamente com um modelo de rede neural artificial (RNA), o trabalho foi realizado na região industrial de Santa Cruz, zona oeste do Município do Rio de Janeiro RJ. Utilizaram-se os dados do SODAR instalado na TKCAS obtidos de 1º de janeiro a 30 de junho de 2015, na região industrial de Santa Cruz, no estado do Rio de Janeiro, com o objetivo de ajustar e validar os modelos. Para execução dos modelos, foram utilizados os dados de alta frequência obtidos da estação micrometeorológica instalada no mesmo local do SODAR. Os resultados mostram que os modelos utilizados não obtiveram bons resultados quando utilizados na versão original encontrada na literatura, por isso, foi necessário realizar ajustes para aplicar na região de estudo. Após os ajustes, os resultados encontrados foram mais próximos da realidade. O modelo que apresentou os melhores resultados foi o de RNA, com erro médio de -8,4m e mediana de -10,61m.

ABSTRACT

MELLO, Jefferson Xavier. Estimativa da altura da camada limite estável na região de Santa Cruz, utilizando modelos empíricos e estocásticos. Rio de Janeiro, 2018. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Departamento de Meteorologia, Instituto de Geociências, Centro de Ciências Matemática e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

In this work different methods of height estimation of the stable boundary layer are compared, together with an artificial neural network (RNA) model, the work was carried out in the industrial region of Santa Cruz, in the western part of the municipality of Rio de Janeiro RJ. We used the SODAR data installed in TKCAS from January 1 to June 30, 2015, in the industrial region of Santa Cruz, in the state of Rio de Janeiro, with the objective of adjusting and validating the models. For the execution of the models, the high frequency data obtained from the micrometeorological station installed in the same place of the SODAR were used. The results show that the models used did not obtain good results when used in the original version found in the literature, adjustments were necessary. After the adjustments, the results were closer to reality. The model that presented the best results was RNA, with an average error of -8.4 m and a median of -10.61 m.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: ÁREA INDUSTRIAL DA TKCSA INDICADA PELO PONTO VERMELHO: ELABORADA PELO AUTOR.	43
FIGURA 2: LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES DE METEOROLOGIA PERTENCENTES AO INEA - COROA GRANDE, ILHA DA MADEIRA E CSA (PONTOS AMARELOS). PONTOS VERMELHOS SÃO REFERENTES A LOCALIZAÇÃO DA EMM E DO SODAR. FONTE: ELABORADO PELO AUTOR.	44
FIGURA 3: ÁREA INDUSTRIAL DA TKCSA, PONTOS INDICANDO LOCAL ONDE O SODAR ESTÁ INSTALADO E A ESTAÇÃO MICROMETEOEOLÓGICA (EMM) FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	45
FIGURA 4: SODAR/RASS INSTALADO NAS DEPENDÊNCIAS DA TKCSA. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	46
FIGURA 5: PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA OBTIDO ÀS 04H00 DO DIA 09 DE MAIO DE 2015 VIA SODAR. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	46
FIGURA 5: ESTAÇÃO MICROMETEOROLÓGICA INSTALADO NAS DEPENDÊNCIAS DA TKCSA. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	47
FIGURA 7: CORTE VERTICAL TRANSVERSAL DA TERRA E TROPOSFERA MOSTRANDO A CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA COMO A PORÇÃO MAIS BAIXA DA TROPOSFERA. FONTE: ADAPTADA DE WALLACE E HOBBS, 2006.	5
FIGURA 8: ESBOÇO DO BALANÇO RADIATIVO DE SUPERFÍCIE, F^* , E FLUXOS RESULTANTES DE CALOR PARA A ATMOSFERA E DO SOLO PARA DIFERENTES CENÁRIOS (A) DIA SOBRE UMA SUPERFÍCIE DE VEGETAÇÃO ÚMIDA. (B) NOITE SOBRE UMA SUPERFÍCIE DE VEGETAÇÃO ÚMIDA. FONTE: WALLACE E HOBBS, 2006.	7
FIGURA 9: ESPECTRO DE ENERGIA CINÉTICA TURBULENTE EM FUNÇÃO DO TAMANHO DOS VÓRTICES. A CASCATA DE ENERGIA TRANSMITE A TKE DOS TURBILHÕES DE GRANDE PORTE ATÉ OS DE MICRO ESCALA ONDE É DISSIPADA PELA VISCOSIDADE MOLECULAR. FONTE: ADAPTADA DE WALLACE E HOBBS, 2006.	9
FIGURA 10: IDEALIZAÇÃO DO (A) VENTO MÉDIO, (B) VENTO INSTANTANEO, E (C) TURBULÊNCIA. NA REALIDADE O VENTO INSTANTÂNEO OU TURBULÊNCIA SÃO MUITAS VEZES SOBREPOSTA AO VENTO MÉDIO. U É A COMPONENTE DO VENTO NA DIREÇÃO X. FONTE: STULL, 1988.	10
FIGURA 11: PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA PARA A CLE, FONTE: ADAPTADO DE STULL 1988.	12
FIGURA 12: PERFIL VERTICAL DE INTENSIDADE DO VENTO PARA A CLE, ONDE M REPRESENTA A VELOCIDADE DO VENTO. FONTE: ADAPTADO DE STULL 1988.	12

- FIGURA 13: EVOLUÇÃO DA CM MEDIDA PELO LIDAR PARA 15 DE JUNHO DE 1983. AS LINHAS SUPERIOR E INFERIOR REPRESENTAM A PARTE SUPERIOR E INFERIOR DA ZONA DE ENTRANHAMENTO, RESPECTIVAMENTE, ENQUANTO QUE A LINHA MÉDIA É A PROFUNDIDADE DA CAMADA MISTA. FONTE: ADAPTADA DE STULL, 1988. 15
- FIGURA 14: IDEALIZAÇÃO DE TÉRMICAS EM UMA CAMADA DE MISTURA, PLUMA DE POLUENTES E TOPO DA CAMADA FONTE: ADAPTADA DE STULL, 1988. 15
- FIGURA 15: EVOLUÇÃO TEMPORAL DA CLA. FONTE: ADAPTADA DE STULL, 1988. 16
- FIGURA 16: ESQUEMA DE DESENVOLVIMENTO DA CLA E A MODIFICAÇÃO DO PERFIL DE VENTO SEGUINDO A MUDANÇA DE RUGOSIDADE DO TERRENO. FONTE: ADAPTADA DE ARYA, 1998. 18
- FIGURA 17: REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA ATMOSFERA URBANA QUE ILUSTRA UMA CLASSIFICAÇÃO DE DUAS CAMADAS DE MODIFICAÇÃO URBANA. FONTE: ADAPTADA DE OKE, 1987. 19
- FIGURA 18: VARIAÇÃO TEMPORAL E ESPACIAL DA ENERGIA CINÉTICA TURBULENTA. FONTE: ADAPTADA DE STULL 1988. 21
- FIGURA 19: ILUSTRAÇÃO ESQUEMÁTICA DA REGRESSÃO LINEAR SIMPLES. A LINHA DE REGRESSÃO, $y = a + bx$, É ESCOLHIDA DE FORMA A MINIMIZAR AS MEDIDAS DAS DIFERENÇAS VERTICAIS (RESIDUAL) ENTRE OS PONTOS E A LINHA. NA REGRESSÃO DE MÍNIMOS QUADRADOS ESSA MEDIDA É A SOMA DE DISTÂNCIAS VERTICAIS QUADRADAS. e É A DIFERENÇA ENTRE O PONTO DE DADOS E A LINHA DE REGRESSÃO. FONTE: ADAPTADA DE WILKS, 1995. 30
- FIGURA 20: MODELO DO NEURÔNIO ARTIFICIAL K, ONDE SÃO DESTACADOS OS ELOS DE CONEXÃO $x_i w_{ki}$, O COMBINADOR LINEAR Σ , A FUNÇÃO DE ATIVAÇÃO F E A SAÍDA y_k . FONTE: ALMEIDA, 2009. 33
- FIGURA 21: EXEMPLOS DE CLASSIFICAÇÕES DE RNA: ÚNICA CAMADA (A), MÚLTIPLAS CAMADAS (B, C, D); ACÍCLICA OU ALIMENTADA ADIANTE OU FEEDFORWARD (A, B, C, D); CÍCLICA OU RECORRENTE OU FEEDBACK (E). FONTE: BRAGA ET AL, 2000. 35
- FIGURA 22: ARQUITETURA GRNN. FONTE: HAYKIN, 2000. 36
- FIGURA 23: REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DE UMA REDE ALIMENTADA ADIANTE EM CASCATA DE CINCO ENTRADAS. FONTE: FRANÇA ET. ALL. 38
- FIGURA 24: FLUXOGRAMA DOS PASSOS METODOLÓGICOS. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR. 40

FIGURA 25: FLUXOGRAMA DOS PASSOS METODOLÓGICOS. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	41
FIGURA 26: LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES DE METEOROLOGIA PERTENCENTES AO INEA - COROA GRANDE, ILHA DA MADEIRA E CSA (PONTOS AMARELOS). PONTOS VERMELHOS SÃO REFERENTES A LOCALIZAÇÃO DA EMM E DO SODAR. FONTE: ELABORADO PELO AUTOR.	49
FIGURA 27: DADOS DE RADIAÇÃO (BARRAS VERMELHAS) E PRECIPITAÇÃO (BARRAS AZUIS) PARA AS ESTAÇÕES: ILHA DA MADEIRA, COROA GRANDE E CSA, PERTENCENTES AO INEA. FONTE: ELABORADO PELO AUTOR.	50
FIGURA 28: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DO MODELO 1 (LINHA AZUL) E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 31 DE MAIO DE 2015. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	51
FIGURA 29: HISTOGRAMA DE OCORRÊNCIA DE u^* PARA O MÊS DE MAIO DE 2015. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	52
FIGURA 30: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DO MODELO 1 (LINHA AZUL) E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 31 DE MAIO DE 2015 E DIVIDIDOS EM TRÊS CONJUNTOS, $u^* \leq 0,02$, $0,02 < u^* \leq 0,04$ E $0,04 < u^*$, FIGURA (A), (B) E (C), RESPECTIVAMENTE. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	53
FIGURA 31: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DA EQUAÇÃO 26 - MODELO 1 (LINHA AZUL) - E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 31 DE MAIO DE 2015 E DIVIDIDOS EM TRÊS CONJUNTOS, $u^* \leq 0,02$, $0,02 < u^* \leq 0,04$ E $0,04 < u^*$, FIGURA (A), (B) E (C), RESPECTIVAMENTE. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	54
FIGURA 32: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DA EQUAÇÃO 26 (LINHA AZUL) E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 30 DE JUNHO DE 2015. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	55
FIGURA 33: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DO MODELO 2 (LINHA AZUL) E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 31 DE MAIO DE 2015. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	56
FIGURA 34: ESTIMATIVAS DO MODELO 2 (LINHA AZUL) EM ORDEM DECRESCENTE, JUNTAMENTE COM U^* (LINHA VERDE) E FLUXO DE CALOR SENSÍVEL (LINHA VERMELHA), ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 31 DE MAIO DE 2015 FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.	57

- FIGURA 35: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DO MODELO 2 (LINHA AZUL) E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 31 DE MAIO DE 2015 FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.58
- FIGURA 36: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DA EQUAÇÃO 27 (LINHA AZUL) E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 30 DE JUNHO DE 2015. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.59
- FIGURA 37: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DO MODELO 3 (LINHA AZUL) E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 31 DE MAIO DE 2015. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.60
- FIGURA 38: ESTIMATIVAS DO MODELO 3 (LINHA AZUL) EM ORDEM DECRESCENTE, JUNTAMENTE COM U^* (LINHA VERDE) E FLUXO DE CALOR SENSÍVEL (LINHA VERMELHA), ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 31 DE MAIO DE 2015 FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.61
- FIGURA 39: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DA EQUAÇÃO 28 (LINHA AZUL) E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 31 DE MAIO DE 2015. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.62
- FIGURA 40: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DA EQUAÇÃO 27 (LINHA AZUL) E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 30 DE JUNHO DE 2015. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.63
- FIGURA 41: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DA EQUAÇÃO 30 (LINHA AZUL) E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 31 DE MAIO DE 2015. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.65
- FIGURA 42: COMPARAÇÃO DIÁRIA DAS ESTIMATIVAS DA EQUAÇÃO 30 (LINHA AZUL) E OBSERVAÇÕES DO SODAR (LINHA VERMELHA) DA ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL, ENTRE 19H00 E 06H00, NO PERÍODO DE 1 A 30 DE JUNHO DE 2015. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.66
- FIGURA 43: COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DE ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL ENCONTRADOS PELO MODELO DE RNA (LINHA AZUL) E PELO SODAR (LINHA VERMELHA), O PERÍODO DOS DADOS UTILIZADOS É DE 1 A 31 DE MAIO DE 2015 (377 AMOSTRAS), OS DADOS FORAM EXTRAÍDOS ENTRE OS HORÁRIOS DE 19H AS 06H. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.67
- FIGURA 44: NOVA COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DE ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL ENCONTRADOS PELA RNA UTILIZANDO OS DADOS DE VALIDAÇÃO (LINHA AZUL) E

PELO SODAR (LINHA VERMELHA), O PERÍODO DOS DADOS UTILIZADOS É DE 1 A 30 DE JUNHO DE 2015, OS DADOS FORAM EXTRAÍDOS ENTRE OS HORÁRIOS DE 19H AS 06H. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.68

FIGURA 45: COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DE ALTURA DA CAMADA ESTÁVEL ENCONTRADOS PELO MODELO RNA (LINHA AZUL) E PELO SODAR (LINHA VERMELHA), O PERÍODO DOS DADOS UTILIZADOS É DE 1 A 30 DE JUNHO DE 2015, OS DADOS FORAM EXTRAÍDOS ENTRE OS HORÁRIOS DE 19H AS 06H. FONTE: ELABORADA PELO AUTOR.69

LISTA DE TABELAS

TABELA 1: RESUMO DOS DADOS UTILIZADOS.	48
TABELA 2: RESUMO DOS VALORES ENCONTRADOS PARA C_n NA LITERATURA.	25
TABELA 3: RESUMO DOS VALORES ENCONTRADOS PARA C_h NA LITERATURA.	26
TABELA 4: CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DOS ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA, MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, RESPECTIVAMENTE.	52
TABELA 5: TABELA DE ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA, u^* , MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, COLUNAS 1,2,3 E 4, RESPECTIVAMENTE.	53
TABELA 6: TABELA DE ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA UTILIZANDO A EQUAÇÃO 26: u^* , MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, COLUNAS 1,2,3 E 4 RESPECTIVAMENTE.	54
TABELA 7: VALORES DA MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DOS ERROS (ESTIMATIVA – OBSERVAÇÃO) DA EQ (26), PARA O PERÍODO DE 1 A 30 DE JUNHO DE 2015.	55
TABELA 8: CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DOS ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA, MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, RESPECTIVAMENTE.	56
TABELA 9: TABELA ESTATÍSTICA DE ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA, h , MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, COLUNAS 1,2,3 E 4, RESPECTIVAMENTE.	57
TABELA 10: CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DOS ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA PELO MODELO AJUSTADO E A OBSERVADA, MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, RESPECTIVAMENTE.	58
TABELA 11: CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DOS ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA PELO MODELO AJUSTADO E A OBSERVADA, MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, RESPECTIVAMENTE.	59
TABELA 12: AJUSTE DAS CONSTANTES DA EQUAÇÃO (15), VERSÃO DEFAULT E AJUSTADA.	61

TABELA 13: CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DOS ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA, MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO RESPECTIVAMENTE.	62
TABELA 14: CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DOS ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA, MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, RESPECTIVAMENTE.	63
TABELA 15: CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DOS ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA, MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO RESPECTIVAMENTE.	66
TABELA 16: VALORES DA MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO (ESTIMATIVA – OBSERVAÇÃO) PARA O PERÍODO DE 1 A 31 DE JUNHO DE 2015.	66
TABELA 17: CÁLCULOS ESTATÍSTICOS DOS ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA, MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, RESPECTIVAMENTE.	67
TABELA 18: TABELA DE ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA UTILIZANDO DADOS PARA VALIDAÇÃO, MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, RESPECTIVAMENTE.	68
TABELA 19: TABELA DE ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA UTILIZANDO DADOS PARA VALIDAÇÃO, MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, RESPECTIVAMENTE.	69
TABELA 20: TABELA DE ERROS ENTRE A ALTURA PREVISTA E A OBSERVADA UTILIZANDO DADOS PARA VALIDAÇÃO, MEDIANA DO ERRO, ERRO MÉDIO E DESVIO PADRÃO DO ERRO, RESPECTIVAMENTE.	70

LISTA DE SÍMBOLOS

CLC – Camada Limite Convectiva

CLE – Camada Limite Estável

CLI – Camada Limite Interna

CLN – Camada Limite Neutra

CLP – Camada Limite Planetária

CM – Camada de Mistura

CR – Camada Residual

EMM – Estação Micrometeorológica

EMS – Estação Meteorológica de Superfície

ε – Energia Cinética Turbulenta

F^* - Fluxo de radiação líquida

F – Radiação líquida

F_{Es} - Fluxo de calor latente

F_{Gs} – Fluxo de calor no solo

F_{Hs} - Fluxo de calor sensível

$F_L \downarrow$ - Radiação de onda longa emitida pela atmosfera

$F_L \uparrow$ - Radiação de onda longa emitida pela superfície

$F_S \downarrow$ - Radiação solar

$F_S \uparrow$ - Radiação solar refletida

h – Altura da camada limite estável

JBN – Jato de Baixos Níveis

RNA – Rede Neural Artificial

u_* - Velocidade de Fricção

U – Vento instantâneo

\bar{U} – Vento médio

U' - Perturbação

$(\overline{w'\theta'})_0$ – Fluxo de Calor Sensível em superfície

TKE – Energia cinética turbulenta

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS.....	xii
LISTA DE SÍMBOLOS	xiv
1 INTRODUÇÃO	1
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	4
2.1 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA (CLA).....	4
2.2 BALANÇO DE ENERGIA	6
2.3 TURBULÊNCIA	7
2.4 ESTRUTURA DA CAMADA	11
2.4.1 CAMADA LIMITE ESTÁVEL (CLE).....	11
2.4.2 CAMADA DE MISTURA (CM)	13
2.5 CICLO DIURNO DA CLA	16
2.6 CAMADA LIMITE INTERNA (CLI)	17
2.6.1 CAMADA LIMITE URBANA.....	18
3 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA ALTURA DA CLA	19
3.1 FUNDAMENTOS	20
3.2 MÉTODOS EMPIRÍCOS	24
3.3 MÉTODOS ESTOCÁSTICOS	29
3.3.1 REGRESSÃO	29
3.3.2 REDES NEURAIS ARTIFICIAIS (RNA)	32
4 METODOLOGIA	40
5 ÁREA DE ESTUDO E INSTRUMENTOS.....	43
5.1 ÁREA DE ESTUDO	43
5.2 DADOS.....	44
5.2.1 SOUND DETECTION AND RANGE (SODAR).....	45
5.2.2 ESTAÇÃO MICROMETEOROLÓGICA (EMM)	47
5.2.2 ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE (EMS)	48
5.3 METEOROLOGIA	49
6 RESULTADOS.....	51
6.1 MODELO 1	51
6.2 MODELO 2	56
6.3 MODELO 3	60
6.4 MODELO 4	65
6.5 MODELO 5	67
7 CONCLUSÃO	71
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

1 INTRODUÇÃO

A camada limite atmosférica (CLA) está inserida na baixa troposfera, podendo atingir altura da ordem de centenas de metros a alguns quilômetros, em função da diversidade das escalas espaciais e temporais que regem o sistema terrestre associadas à: região do planeta, cobertura e uso do solo, topografia, estação do ano, ciclo do dia, e nebulosidade do céu. Essa porção da atmosfera é influenciada diretamente pelas forças mecânicas e térmicas de superfície e, devido às flutuações tridimensionais e instantâneas das variáveis meteorológicas, impõe ao escoamento atmosférico um regime turbulento na CLA. Essa turbulência é caracterizada pelas elevadas taxas de mistura e transporte de calor, quantidade de movimento, umidade e poluentes, quando comparadas com a difusão molecular (Almeida de Souza et al, 2011). Deve-se destacar que diversas citações discutem a aleatoriedade e as características não preditíveis dos escoamentos em regime turbulento, inclusive reconhecidos pesquisadores da comunidade científica argumentam sobre a impossibilidade de uma abordagem determinística universalista para a representação do fenômeno (Tennekes e Lumley, 1972; Kundu e Cohen, 2002 e Almeida de Souza et al., 2011).

A compreensão da dinâmica da CLA e dos processos turbulentos característicos dessa região é fundamental para o avanço do conhecimento em importantes áreas das Ciências Atmosféricas, como por exemplo, a Meteorologia Urbana, Meteorologia de Montanha, Meteorologia Marinha e Meteorologia Aeronáutica, responsáveis em prover estudos sobre a dispersão de poluentes atmosféricos, formação de nevoeiro, previsão de eventos severos, ilha e onda de calor, inversão térmica, tesoura de vento, *downbust* entre outros (Wilde, 1985; Wetzell, 1988; Beyrich, 1994, Seilbert, Gryning, Joffre, Ras-mussen and Tercier, 2000; Salmond & McKendry, 2005; Steeneveld and A. A. M. Holtslag, 2009).

A altura da camada limite atmosférica é um parâmetro micrometeorológico importante para a caracterização da estrutura e regime da CLA, com uso direto nos modelos numéricos turbulentos para a difusividade turbulenta de calor, massa e quantidade de movimento e em modelos paramétricos da CLA para variáveis meteorológicas como o perfil vertical do vento, da temperatura e da concentração de poluentes (Dyer e Bradley, 1982; Foken e Skeib, 1983; Foken, 2006)

Em função da importância da altura da CLA na formulação matemática de modelos atmosféricos de tempo e clima e da qualidade do ar, diversos estudos científicos tem sido desenvolvidos considerando metodologias determinísticas para a estimativa desse parâmetro (Holzworth 1964, Lilly 1968, Deardorf 1974, Driedonks 1982, Seilbert, Gryning, Joffre, Ras-mussen e Tercier, 2000; STEENEVELD, VAN DE WIEL e HOLTSLAG, 2006) e estocásticas (Li, 2013; Cabral, 2015). A dificuldade na determinação da altura da CLA a partir da modelagem determinística está associada a inexistência de teorias para a descrição universalista do fenômeno da turbulência, que permita a sua adequação para qualquer problema de interesse, como a diversidade de regimes da CLA, com características demarcadas pela condição de estabilidade instável, estável ou neutra da atmosfera. Com relação a abordagem estocástica para a determinação da altura da CLA a partir de Redes Neurais Artificiais (RNA), deve-se destacar que além da necessidade da ampliação de estudos teóricos sobre o tema, há a necessidade da consolidação de uma rede de estações meteorológicas de superfície e de altitude para a região de estudo e, objetiva o apropriado treinamento e validação da RNA a partir das informações meteorológicas.

A modelagem dos processos na camada limite estável apresentam complexidades adicionais associadas ao desafio na representação de fenômenos e processos na camada limite noturna (CLN) como: intermitência, ondas de gravidade,

acoplamento dos processos na interface superfície-atmosfera, balanço de energia em terrenos heterogêneos entre outros (Steenefeld, 2011; Li, 2013). Tais considerações reforçam a relevância no desenvolvimento de abordagens e parametrizações para a estimativa da altura da CLA, com ênfase principal em condições atmosféricas de estabilidade.

O objetivo do presente trabalho é avaliar a habilidade de modelos paramétricos determinísticos e o desenvolvimento de metodologias estocásticas baseadas em Modelo de Regressão Múltipla e de Rede Neural Artificial para a estimativa da altura da CLN, considerando para a avaliação dos resultados os dados observacionais de altitude do sondador acústico SODAR, instalado no Município de Santa Cruz, Zona Oeste do estado do Rio de Janeiro.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste são sucintamente apresentados os fundamentos físicos dos métodos de estimativa da CLA. Inicialmente são abordadas algumas definições básicas importantes sobre a estrutura da CLA bem como suas principais características e períodos de atuação e formação da mesma.

2.1 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA (CLA)

Segundo Garrat (1992) a Camada Limite Atmosférica pode ser considerada como: "A região da troposfera que é diretamente influenciada pela superfície da Terra, e possui um tempo de resposta as suas forçantes, de cerca de uma hora ou menos". Tal camada é formada como consequência das interações entre a atmosfera e a superfície (terra ou água), e os principais agentes destas interações são: evaporação, transpiração, fluxos de calor, emissão de poluentes, chuvas, nuvens, etc. Cabe ressaltar que fora da CLA indiretamente toda a troposfera muda em resposta às características da superfície, este processo é relativamente lento (Garrat, 1992).

O comportamento da CLA é função dos agentes mencionados acima, e as variações da altura da CLA vão de centenas de metros a alguns quilômetros, representada na Figura 1. Dependendo das influências das forçantes citadas acima, as quais ocorrem por meio de mecanismos de transferência turbulenta (Stull, 1988). Essas variações geralmente são caracterizadas por um ciclo sazonal no qual as máximas magnitudes são encontradas durante os meses de verão, devido às mudanças de: temperatura da superfície, umidade específica, estabilidade e etc. As alternâncias nos valores da altura também estão relacionadas a ciclos diários (devido a mudanças no fluxo de calor) e a questões de latitude (variações sazonais).

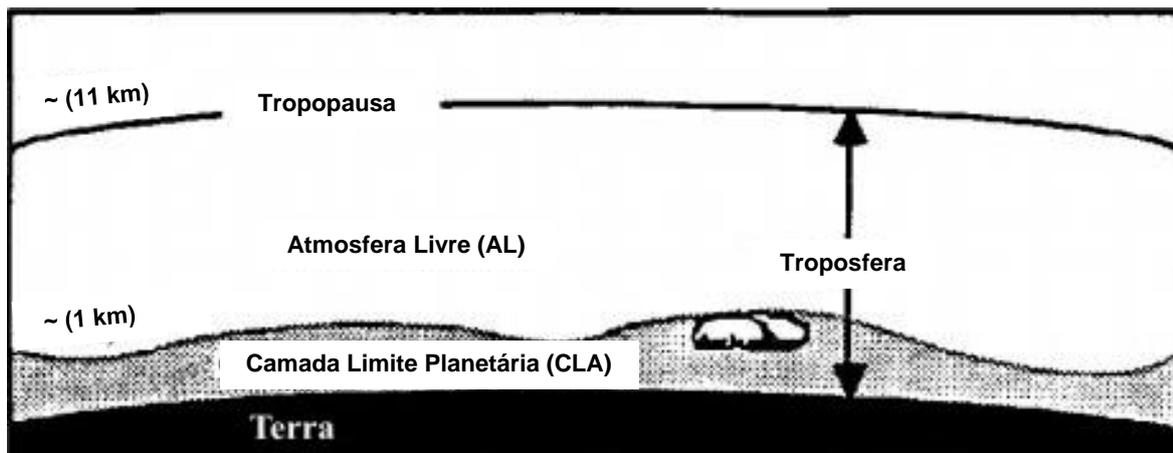


Figura 1: Corte vertical transversal da Terra e troposfera mostrando a camada limite atmosférica como a porção mais baixa da troposfera. Fonte: Adaptada de Wallace e Hobbs, 2006.

Um parâmetro importante da CLA é o seu topo, o qual é definido como: o local onde o ar da CLA e o da troposfera livre são encontrados em iguais proporções. Tal altura é um parâmetro importante para a determinação de diversos processos que ocorrem na troposfera, como por exemplo: distribuição de aerossóis, atividade convectiva, formação de nuvens, determinação do volume avaliável para dispersão de poluentes, etc. Além de também atuar como dado de entrada para modelos atmosféricos (Vilhena et al, 1998).

Para compreender tais processos é necessário descrever corretamente os fenômenos físicos e químicos envolvidos, a dinâmica e a evolução da altura da CLA ao longo do tempo. Portanto, é de fundamental importância à realização de observações experimentais nesta camada, principalmente por causa do efeito de aprisionamento dos aerossóis, vapor d'água e poluentes. Um estudo apurado da região de estudo irá possibilitar um melhor entendimento dos processos que a regulam, e conseqüentemente uma melhor compreensão, por exemplo, dos impactos das emissões antropogênicas na atmosfera e gênese, maturação e dissipação dos nevoeiros.

2.2 BALANÇO DE ENERGIA

A Terra depende da energia que vem do sol na forma de ondas curtas para se aquecer, sendo assim, o Sol torna-se a principal fonte de energia do planeta, sendo responsável pela maior parte dos processos dinâmicos e termodinâmicos do planeta. Quantificar essa energia é extremamente importante, e com isso, o balanço de radiação se torna útil para saber quanto da energia é disponibilizada para tais processos.

Assim, define-se $F_S \downarrow$ o fluxo de radiação solar (onda curta) que incide na superfície, integrada sobre todos os comprimentos de onda dentro e perto do espectro visível, em um dado instante. A superfície reflete um pouco de radiação solar de volta para cima, de magnitude $F_S \uparrow$. Além disso, a atmosfera emite uma radiação de ondas longas na forma de $F_L \downarrow$, que incide na superfície da Terra. A superfície da Terra emite radiação de ondas longas para cima, com a magnitude do fluxo $F_L \uparrow$. A soma das entradas para a superfície subtraídas das saídas, produz o fluxo de radiação líquida F absorvida na superfície Equação (1),

$$F = F_S \downarrow - F_S \uparrow + F_L \downarrow - F_L \uparrow. \quad (1)$$

A principal parte da energia absorvida na superfície é utilizada para evaporar água (no caso de uma superfície vegetada), outra parte é perdida para a atmosfera como calor sensível e uma menor parte é perdida para as camadas do subsolo ou utilizada para derreter neve ou gelo. Os fluxos correspondentes são: fluxo líquido de radiação F^* , fluxo de calor sensível F_{HS} , fluxo de calor latente F_{ES} e fluxo de calor no solo F_{GS} Equação (2),

$$F^* = F_{HS} + F_{ES} + F_{GS}. \quad (2)$$

Durante o dia quando a superfície do solo está mais aquecida do que a atmosfera, ela aquece a camada de ar imediatamente adjacente por condução e esta, por convecção, aquecerá a CLA por inteiro. Portanto pode-se afirmar que há um fluxo positivo de calor representado na Figura 2 (a). Porém, durante a noite, o solo passa a emitir radiação de onda longa, perdendo calor, passando então a receber calor da atmosfera. A partir de então, ocorre uma inversão no processo, ou seja, o solo atua como sumidouro de calor e

o fluxo torna-se negativo (ou positivo, dependendo da orientação adotada) visto na Figura 2 (b).

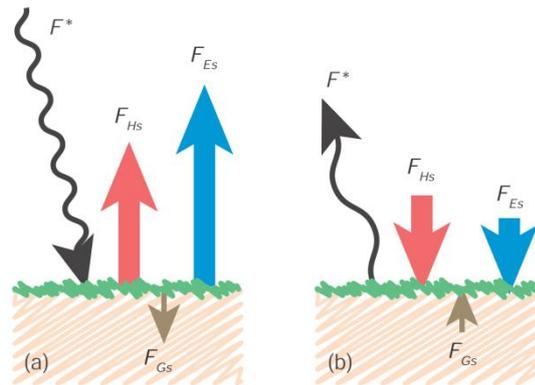


Figura 2: Esboço do balanço radiativo de superfície, F^* , e fluxos resultantes de calor para a atmosfera e do solo para diferentes cenários (a) Dia sobre uma superfície de vegetação úmida. (B) Noite sobre uma superfície de vegetação úmida. Fonte: Wallace e Hobbs, 2006.

Nos estudos referentes à CLA, ela quase sempre é idealizada como uma superficial homogênea e sem irregularidades (lisa), mas na realidade a superfície na maioria das vezes é rugosa, isto é, composta de montanhas, vegetação diferenciada, divisões terra mar entre outras características que afetam os fluxos de diversas formas.

2.3 TURBULÊNCIA

A turbulência é uma resposta natural a instabilidades do fluxo que tende a reduzir a instabilidade, a partir de um experimento Reynolds (1894) mostrou que o escoamento se divide em laminar ou turbulento com as seguintes características:

- ✓ Escoamento laminar: é definido como aquele no qual o fluido se move em camadas, ou lâminas, uma camada escorregando sobre a adjacente havendo somente troca de quantidade de movimento molecular. Qualquer tendência para instabilidade e turbulência é amortecida por forças viscosas de cisalhamento, que dificultam o movimento relativo entre as camadas adjacentes do fluido.
- ✓ Escoamento turbulento: é aquele no qual as partículas apresentam movimento caótico macroscópico, isto é, a velocidade apresenta componentes transversais ao movimento geral do conjunto ao fluido.

Com tudo, fluxos atmosféricos podem ser vistos como uma superposição complexa de muitas diferentes escalas horizontais, e de movimento que acabam gerando escoamentos turbulentos, principalmente nas camadas mais próximas da superfície devido ao atrito com o solo.

A turbulência pode ser gerada mecanicamente e termicamente.

- Turbulência mecânica: também conhecida como convecção forçada, pode ser formada se houver cisalhamento significativo no vento. Tal cisalhamento pode ser causado por arrastamento de atrito, o que faz com que os ventos fiquem mais lentos próximos do chão do que no ar acima.
- Turbulência térmica ou convectiva: também conhecida como convecção livre, composta por plumas ou térmicas de ar quente que sobe e ar frio que afunda devido a forças de flutuação. Perto do chão, o ar ascendente é muitas vezes sob a forma de bolsões de ar ascendentes.

Pequenos turbilhões também podem ser gerados ao longo das bordas de turbilhões maiores (Wallace e Hobbs, 2006), um processo chamado de cascata de turbulência, onde uma parte da energia inercial dos turbilhões maiores é perdida para os turbilhões menores. A superposição de todas as escalas de movimento pode ser quantificada através de um espectro de energia (Figura 3). A energia cinética turbulenta (TKE) não é conservada e está continuamente em dissipação de energia interna pela viscosidade molecular. Esta dissipação normalmente acontece somente no menor tamanho dos turbilhões (1 mm de diâmetro), mas afeta todas as escalas de turbulência por causa da cascata turbulenta de energia que vai das maiores para as menores escalas.

Para a turbulência existir, deve haver geração contínua de cisalhamento ou flutuabilidade (geralmente para os sorvedouros de maior escala), para compensar a transferência de energia cinética para baixo do espectro de tamanhos de vórtices cada vez menores em relação a eventual dissipação (Stull, 1988).

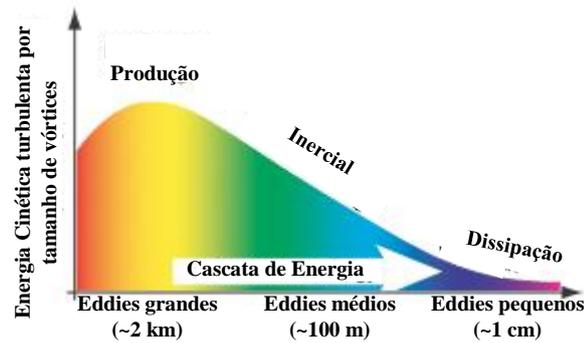


Figura 3: Espectro de energia cinética turbulenta em função do tamanho dos vórtices. A cascata de energia transmite a TKE dos turbilhões de grande porte até os de micro escala onde é dissipada pela viscosidade molecular. Fonte: Adaptada de Wallace e Hobbs, 2006.

Há uma maneira fácil de avaliar o escoamento turbulento, Stull (1988) mostrou que o escoamento pode ser analisado dividindo em três partes: média, instantâneo e variação em torno da média que é a perturbação, observada na Equação (3),

$$U = \bar{U} + U', \quad (3)$$

onde, U é a medida instantânea da velocidade, \bar{U} é a média temporal da velocidade do vento e U' é a diferença entre a velocidade do vento medida e a média, visto na Equação (4),

$$U' = U - \bar{U}. \quad (4)$$

A Figura 10 mostra a representação de cada uma das três partes, na CLA eles podem existir separadamente ou simultaneamente, em que o transporte de quantidades tais como a umidade, calor, momento e poluentes é dominado na horizontal pela média do vento, e em relação à vertical pela turbulência.

O vento médio (Figura 4 - a) é responsável pelo rápido transporte ou advecção horizontal. Ventos horizontais na ordem de 2 a 10 m/s são comuns na CLA. O atrito faz com que a velocidade média do vento passe a ser mais lenta perto do chão.

O vento instantâneo, que é frequentemente observado na camada limite noturna (Figura 4 - b), não são tão eficazes no transporte de calor, umidade e outros escalares, tais

como poluentes, no entanto, tem um resultado melhor no transporte de momento, esses ventos tem origens locais.

A perturbação tem frequência relativamente elevada de ocorrência perto do chão (Figura 4 – c), que é uma das características que faz com que a CLA seja diferente do resto da atmosfera. Do lado de fora da CLA, à turbulência é encontrada principalmente perto da corrente de jato, onde os fortes cisalhamentos do vento podem criar turbulência de céu claro.

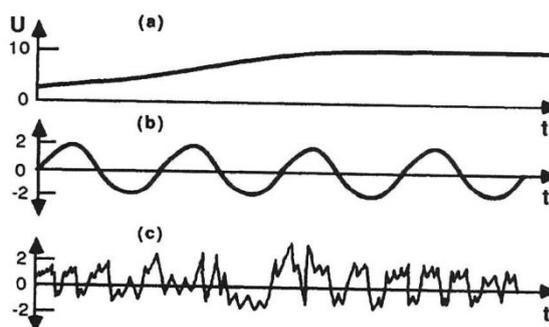


Figura 4: Idealização do (a) vento médio, (b) vento instantâneo, e (c) turbulência. Na realidade o vento instantâneo ou turbulência são muitas vezes sobreposta ao vento médio. U é a componente do vento na direção x. Fonte: Stull, 1988.

2.4 ESTRUTURA DA CAMADA

O contato entre a CLA e a superfície proporciona uma troca de energia entre essas camadas, troca essas que são feitas através dos fluxos de calor latente, sensível e de solo fazendo com que tal camada possua características diferentes de acordo com a interação sofrida entre a camada e a superfície a que ela estiver exposta. As interações proporcionaram diferentes estruturas de camadas.

2.4.1 CAMADA LIMITE ESTÁVEL (CLE)

A camada limite estável (CLE) é assim denominada pela sua estratificação estável, em sua maioria, é formada quando a superfície terrestre é mais fria do que o ar adjacente. Grande parte das vezes essa situação ocorre à noite, e por isso a CLE é muitas vezes conhecida como Camada Limite Noturna (CLN), no entanto, ela também pode se formar por advecção de ar mais quente sobre uma superfície mais fria. Stull (1988) mostra que o equilíbrio entre geração mecânica de turbulência e seu enfraquecimento devido a estabilidade pode variar de caso para caso, dando origens a camadas limites estáveis que vão de bem misturada a não turbulenta. Às vezes, a turbulência da CLE é esporádica e desigual, permitindo que as partes superiores da camada limite se desacoplem das forçantes de superfície, resultando em uma camada difícil de descrever e modelar.

Quando a mistura turbulenta é fraca, grande parte da estabilidade estática está perto do solo diminuindo suavemente em direção com altura, fazendo com que a temperatura aumente com a altura, com isso uma parte da CLE pode ser classificada como uma inversão de temperatura, no entanto, muitas vezes a CLE inteira é vagamente chamada de inversão noturna, como observado na Figura 5.

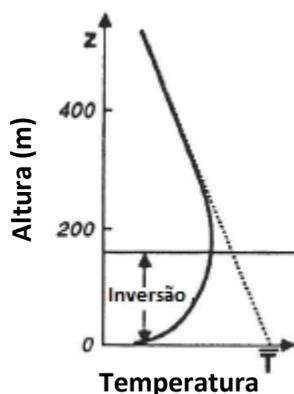


Figura 5: Perfil vertical de temperatura para a CLE, Fonte: Adaptado de Stull 1988.

Na CLE o vento é muito influenciado pelo relevo local, sendo esse, fator determinístico para determinar a sua direção e intensidade. Segundo Stull (1988), fatores como fluatibilidade, rugosidade e arrastamento regem a velocidade do vento, mostrando que as forçantes locais são mais importantes que as sinóticas. O perfil vertical de velocidade do vento mostra um aumento desde a superfície, atingindo seu máximo no topo da CLE, nessa camada, velocidade máxima do vento às vezes é maior do que a velocidade geostrofica, chamado de jato noturno. Acima do jato a velocidade e a direção do vento mudam suavemente para o geostrofico, a Figura 6 é uma representação esquemática do perfil vertical do vento na CLE.

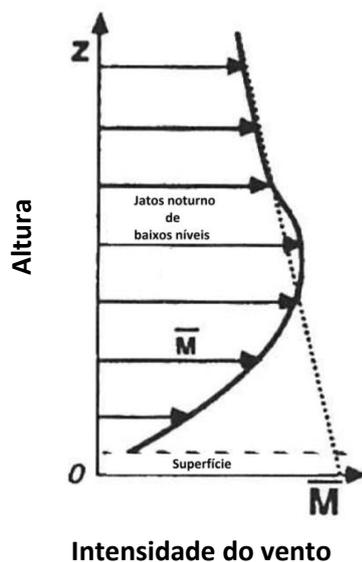


Figura 6: Perfil vertical de intensidade do vento para a CLE, onde M representa a velocidade do vento. Fonte: Adaptado de Stull 1988.

Devido a CLE misturar-se suavemente com a camada residual (RL) no alto sem uma forte demarcação no topo, a altura do topo da CLE é mais difícil de quantificar, o que resulta em muitas das definições de profundidade de CLE serem baseadas em comparações relativas com a superfície, as principais definições de altura são:

- $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = 0$, Altura onde o *lapse rate* é adiabático;
- $\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} = 0$, Altura onde o *lapse rate* é isotérmico;
- $TKE = 0.05 * TKE_s$ Altura onde a energia cinética turbulenta é 5% do valor em superfície;
- $\bar{M} = \text{Máximo}$, Altura onde a intensidade do vento tem velocidade máxima (Jatos Noturno de Baixos Níveis).

Cabe lembrar que o gradiente, ou fluxo, igual a zero no topo da camada não é uma verdade, essas quantidades se aproximam, mas nunca exatamente se igualam, isso torna essas definições difíceis de serem usadas. Além disso, diferentes autores podem usar o mesmo critério e encontrar diferentes profundidades de CLE, que varia de profundidades de cerca de 100 a 500 m.

2.4.2 CAMADA DE MISTURA (CM)

Stull (1988) caracteriza a camada de mistura como a região de mistura intensa em uma situação estaticamente instável em que as térmicas do ar quente se elevam do solo, essa camada cresce arrastando o ar e misturando o calor, a umidade e o momento, uniformemente na vertical, atingindo sua profundidade máxima no final da tarde. Pouco tempo após o nascer do sol a superfície terrestre tende a ficar mais quente do que a atmosfera adjacente, esse aquecimento diferenciado acaba gerando um fluxo de calor no sentido superfície atmosfera, então surgem movimentos convectivos na parte mais baixa da atmosfera (Garrat, 1992). A mistura dessa camada geralmente tem origem convectiva, sendo as principais forçantes a transferência de calor solo atmosfera, no entanto, cabe ressaltar que essa turbulência na camada de mistura poder ser também de origem mecânica, mesmo a convecção sendo o mecanismo dominante, geralmente há

cisalhamento do vento na parte superior da CM, contribuindo para a geração de turbulência, como em regiões de ventos fortes por exemplo. No entanto, as misturas geradas termicamente tendem a ser mais uniformemente misturada, favorecendo movimentos na vertical, do que as misturas geradas mecanicamente que favorecem movimentos horizontais. Três porções de diferentes características podem ser identificadas dentro da camada limite convectiva (Driedonks e Tennekes, 1981), a camada superficial próxima a superfície, chegando a 5 a 10% da CLA, (2) a camada de mistura que compõe o meio de 35 a 80% da CLA, (3) a zona de arrastamento no topo 10 a 60%.

A camada superficial é caracterizada por uma taxa superadiabática, variáveis como umidade e temperatura, tem uma leve diminuição com altura, tornando-se quase zero na parte superior da camada superficial. Os fortes gradientes na micro camada são devidos a condução molecular, conforme discutido anteriormente, enquanto os gradientes no restante da camada superficial são devidos a difusão turbulenta de gradiente descendente (pequenos-eddy). Tais processos diminuem com a altura dentro da camada superficial e a mistura assume o lugar. Evaporação/transpiração da superfície ocorre se o solo estiver úmido e / ou vegetativo, o gradiente de umidade diminui com a altura de forma semelhante ao gradiente de temperatura, tornando-se relativamente pequeno na parte superior da camada superficial (Stull, 1988).

Stull (1988) mostra que na camada de mistura as variáveis conservativas alcançam grande uniformidade na vertical devido à inércia dos processos de mistura, sendo a escala de tempo de convecção da ordem de 10-20 minutos em muitos casos, a temperatura potencial apresenta um perfil vertical no qual se observa um mínimo próximo ao meio da CM, devido ao aquecimento na parte inferior, e o arrasto na parte superior da camada. A umidade, por sua vez, é adicionada por evaporação na superfície, juntamente com o arrasto do ar seco na parte superior da CM, essa umidade tende a diminuir com a altura. O crescimento da profundidade CM durante um ciclo diurno é geralmente um processo de três fases: (1) Formação de CM superficial, que se aprofunda lentamente, (2) Crescimento rápido da CM, (3) CM profunda, de espessura quase constante. A Figura 7 mostra exemplo da evolução da CM utilizando dados de um LIDAR ao longo o dia, onde pode ser observado a presença de três fases, conforme Wilde, et al. (1985).

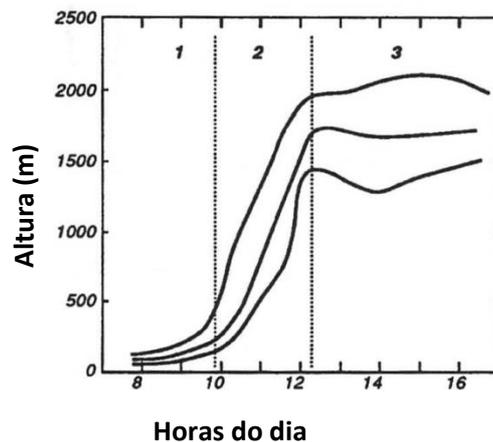


Figura 7: Evolução da CM medida pelo lidar para 15 de junho de 1983. As linhas superior e inferior representam a parte superior e inferior da zona de entrancamento, respectivamente, enquanto que a linha média é a profundidade da camada mista. Fonte: Adaptada de Stull, 1988.

É importante dizer que a profundidade da CM pode variar de um lugar para outro em função de diversos fatores, algumas regiões oceânicas tropicais alcançaram uma profundidade de 400 m, enquanto áreas de desertos chegam a atingir 5000m de profundidade, em latitudes médias as profundidades típicas são da ordem de 1000 a 2000 m.

No topo da CM há a presença de uma camada estável que arrasta o ar da atmosfera livre para dentro da CM, essa camada é chamada zona de entrancamento, que atua como uma tampa impedindo a ascensão das térmicas e restringindo o domínio da turbulência, a Figura 8 faz uma representação dessa camada.

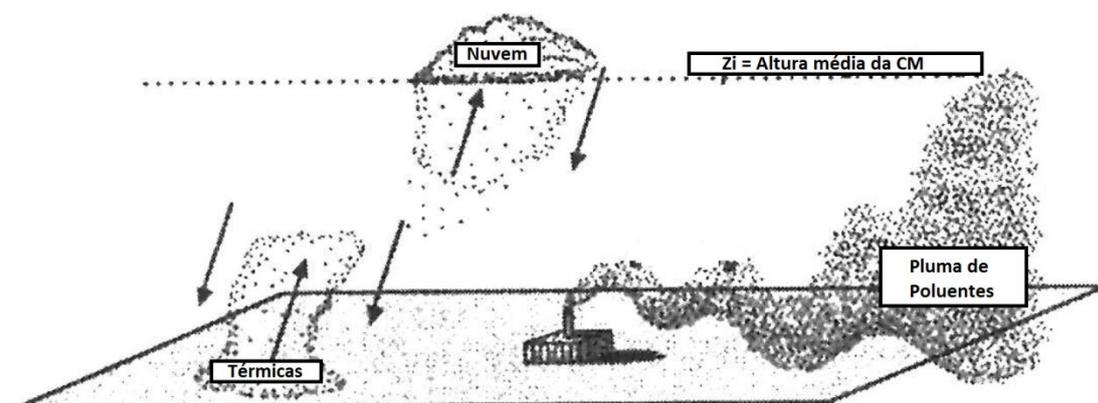


Figura 8: Idealização de térmicas em uma camada de mistura, pluma de poluentes e topo da camada
Fonte: Adaptada de Stull, 1988.

A zona de entranhamento é uma camada estável, e as vezes é suficientemente forte para ser classificada como uma inversão de temperatura, ou seja, a temperatura absoluta aumenta com a altura. Na verdade, é frequentemente chamada de camada de inversão independentemente da magnitude da estabilidade. O símbolo mais comum para a profundidade CM é Z_j , que representa a altura média da base de inversão.

2.5 CICLO DIURNO DA CLA

Como a CLA sofre a variação das forçantes superficiais, sua dinâmica e estrutura são afetadas em uma curta escala de tempo. Essas variações são em função da radiação solar, que varia de intensidade durante o dia. A variação temporal e a subdivisão da CLA podem ser visualizadas na Figura 9 (Stull, 1988).

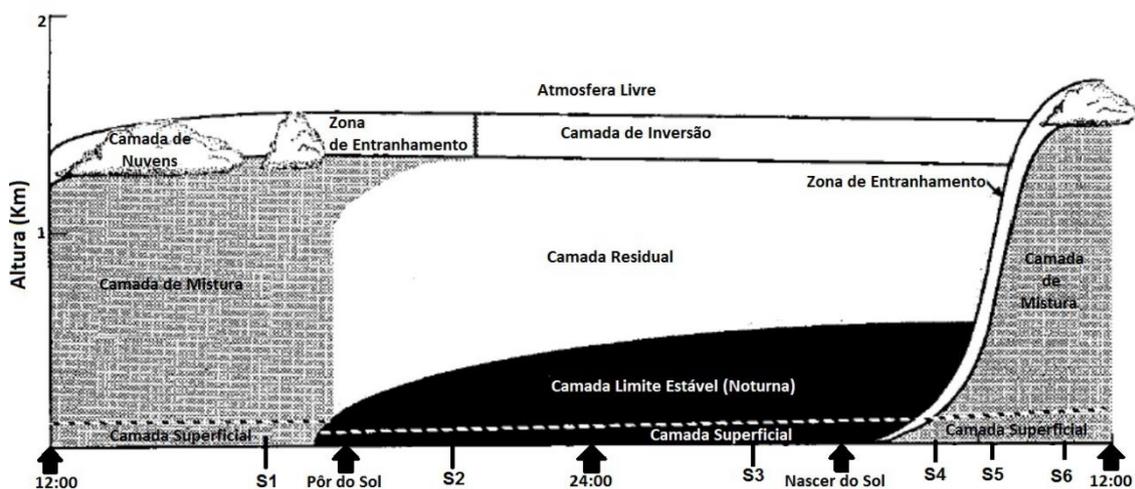


Figura 9: Evolução temporal da CLA. Fonte: Adaptada de Stull, 1988.

Nesta figura observam-se duas subcamadas e uma região de transição.

- Camada Limite Superficial: Independente do período do dia há uma camada próxima à superfície que é conhecida como camada limite superficial, essa camada representa aproximadamente 10% da CLA. A variação dos fluxos e cisalhamento é pequena com a altura implicando em fluxos verticais turbulentos constantes com a altura.

- Camada de Mistura: Intensos fluxos turbulentos, instabilidade, geralmente no período diurno alcançando grande desenvolvimento vertical.
- Zona de Entranhamento: É uma camada estável posicionada no topo da camada de mistura que funciona como uma tampa impedindo o crescimento das térmicas e restringindo o domínio das turbulências.
- Camada de Inversão: Às vezes, a zona de entranhamento é forte o suficiente para ser classificada como uma inversão de temperatura; isto é, a temperatura aumenta com a altura absoluta. De fato, ela é frequentemente chamada de uma camada de inversão, independentemente da magnitude da estabilidade.
- Camada Residual: Outra importante camada é a Residual (CR), a qual é proveniente da dissipação térmica da CM. Ela surge cerca de meia hora antes do pôr do Sol, causando uma redução no fluxo de calor da superfície e o decaimento da convecção. A mesma recebe este nome por deter características remanescentes da camada de mistura formada durante o dia, ou seja, as mesmas variáveis de estado e concentração, além de reter os poluentes, os quais ficarão ali confinados durante o período noturno.
- Camada Limite Noturna: Ao longo da noite o aquecimento do ar é orientado do solo para a atmosfera, o que origina uma camada limite estável. Esta é caracterizada por ar estaticamente estável, com fraca turbulência. Embora os ventos ao nível do solo se tornem mais calmos durante a noite, os ventos em altitude pode acelerar a velocidades supergeostrofica em um fenômeno que é chamado o jato de baixo nível ou jato noturno. (Stull, 1988)

2.6 CAMADA LIMITE INTERNA (CLI)

Arya (2001) mostrou que quando o escoamento flui sobre superfícies descontínuas (com rugosidades diferentes) isso tende a modificar a camada limite a favor do escoamento. Um diagrama esquemático do fluxo de abordagem e modificação do fluxo devido à mudança na rugosidade da superfície é mostrado na Figura 16 para o caso de estabilidade neutra. Note que o perfil de vento $U_1(z)$ é função da velocidade de fricção U_{*1} e rugosidade da superfície Z_{01} . Seguindo a mudança de rugosidade de Z_{01} para Z_{02} , a

velocidade de fricção é mudada e também o perfil de vento próximo a superfície gerando uma camada limite diferente da anterior. Essa nova camada modificada é chamada de camada limite interna (CLI).

Acima da CLI, as características do escoamento são as mesmas nas duas superfícies. Os efeitos da rugosidade da nova superfície enfraquecem a uma distância suficientemente grande da descontinuidade, fazendo com que a profundidade da CLI aumente gradativamente até alcançar a profundidade da CLA, ou pode ser limitada por uma forte inversão.

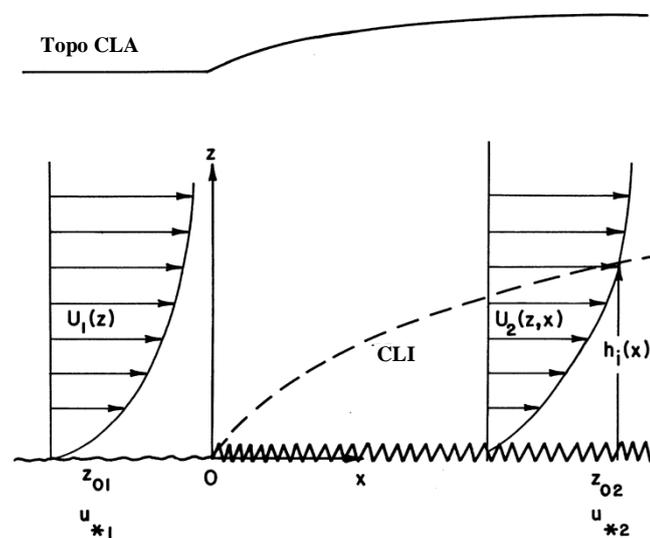


Figura 10: Esquema de desenvolvimento da CLA e a modificação do perfil de vento seguindo a mudança de rugosidade do terreno. Fonte: Adaptada de Arya, 1998.

2.6.1 CAMADA LIMITE URBANA

Os processos de urbanização produzem mudanças que transformam o saldo de: radiação, a temperatura, umidade e as características aerodinâmicas das construções tendem a deslocar os saldos solares e hidrológicos naturais. Oke (1987) verificou que à medida que correntes de ar vindas das áreas rurais chegam à cidade, encontram diferentes condições de contorno e uma atmosfera diferenciada com características próprias gerando uma camada limite urbana, desse modo, ele propôs a divisão da atmosfera urbana em duas camadas, sendo essa amplamente aceita, esquema representado na Figura 11.

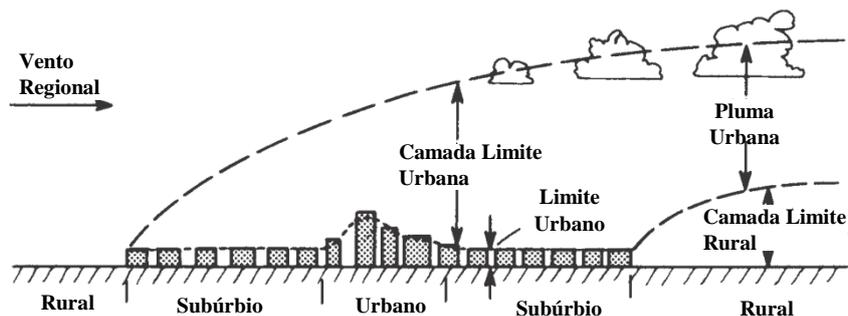


Figura 11: Representação esquemática da atmosfera urbana que ilustra uma classificação de duas camadas de modificação urbana. Fonte: Adaptada de Oke, 1987.

Abaixo do nível do telhado é a camada de dossel urbana, que é produzida por processos em microescala que operam nas ruas ('canyons') entre os prédios. Seu clima é um amálgama de microclimas cada um dos quais é dominada pelas características do seu entorno imediato.

As grandes cidades devido as suas características de cobertura do solo possuem a capacidade de gerar e armazenar tanto calor que criam camadas convectivas dia e noite, esse calor é associado com térmicas e correntes ascendentes de ar sobre as cidades, e correntes descendentes sobre o campo adjacente. Os poluentes são afetados de forma negativa, pois recirculam para as próprias cidades, além disso, a convecção de realce sobre uma cidade pode causar aumentos mensuráveis nas nuvens convectivas e chuva tempestade (Wallace & Hobbs, 2006).

3 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA ALTURA DA CLA

Formulações para a profundidade de equilíbrio da camada limite estratificada estendem-se sob as formas de número de Richardson, onde a estratificação em massa, e o cisalhamento do vento, são empregados. A formulação é à base de fluidos superficiais que requerem a estimativa do calor turbulento e fluxo de *momentum* na superfície. Estas formulações foram revistas por Zilitinkevich e Mironov (1996), Vogelezang e Holtslag (1996), e Zilitinkevich e Baklanov (2002). A altura h da camada limite estável é determinada a partir de medições de correlação de vórtices turbulentos dos perfis verticais de fluxo de flutuação e a energia de turbulência.

A seguir são sucintamente apresentados alguns métodos de estimativa da altura da camada disponíveis na literatura, que aqui foram julgados importantes e, assim, enfatizados. Além disso, devido a complexidade de resolver as equações que governam a turbulência, duas alternativas paramétricas da estimativa da altura da CLA noturna são apresentadas. Essas últimas são baseadas em ajuste de curva via regressão de mínimos quadrados e rede neurais artificiais.

3.1 FUNDAMENTOS

Segundo Stull 1988 a turbulência é constituída de vários redemoinhos de tamanho diferentes sobrepostos uns aos outros, chamados de vortices. A turbulência é o fator de respostas da camada limite, às forcas superficiais, cabe ressaltar que, a falta de turbulência na atmosfera livre, acima da camada limite, significa que mesma não tem esse fator de resposta às mudanças superficiais. Em sua maioria turbulência é gerada de duas principais formas:

- Pelo aquecimento do solo durante dias ensolarados que faz com que as térmicas do ar mais quente aumentem;
- Pelo arrasto do ar que flui sobre a superfície, gerando tesouras de vento, que em sua maioria se tornam turbulentas.

Visando a quantificação de intensidade dessa turbulência, tem-se então o termo de energia cinética da turbulência (TKE), que é uma das variáveis importantes na micrometeorologia, e está diretamente relacionada às forçantes de superfícies. A equação da TKE descrevem processos físicos que geram a turbulência, sendo possível indicar a estabilidade do fluxo por meio do equilíbrio relativo desses processos. A TKE pode variar sua magnitude com o tempo em qualquer altura conforme, por exemplo, resultados para o período de dois dias, conforme Figura 12, apresentados por Yamada e Mellor (1975).

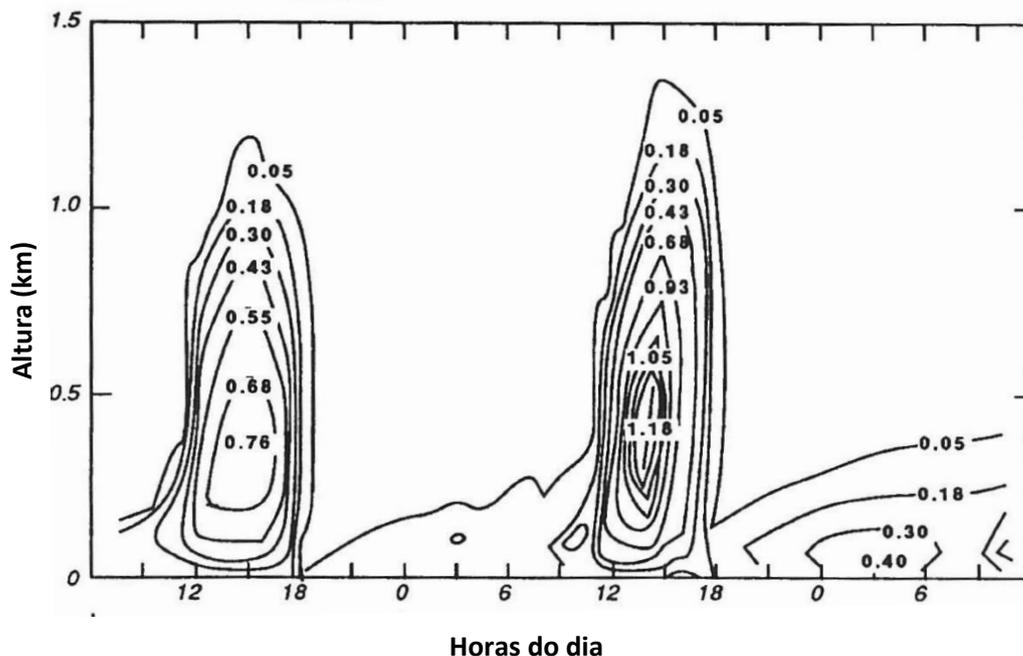


Figura 12: Variação temporal e espacial da energia cinética turbulenta. Fonte: Adaptada de Stull 1988.

Segundo Reynolds (1984) os fluxos podem ser laminares ou turbulentos, que por sua vez, vai depender de serem estáveis ou instáveis, mas existe muitos fatores que podem fazer fluxo laminar se tornar turbulento e outros fatores que tendem a estabilizar os fluxos dependerão se o efeito líquido de todos os fatores desestabilizadores excederem o efeito líquido dos fatores estabilizadores, esses fatores podem ser interpretados como termos na equação de balanço da TKE. Muitos pesquisadores buscaram diversas formas de entender esses fatores, chegando a algumas expressões sem dimensão, tais como: número de Reynolds, o número de Richardson, o número de Rossby, o número de Froude e o número de Rayleigh.

De forma simplificada, Stull (1988) considera a estabilidade de um sistema como a resposta do mesmo frente à exposição à perturbação. A amplificação ou amortecimento das perturbações caracterizam, respectivamente, sistemas instáveis e estáveis. Em um sistema neutro não há tais tendências de resposta observadas. Mesmo em uma camada considerada estaticamente estável pode haver instabilização de origem mecânica, devido ao cisalhamento do vento.

Analisando a equação de balanço da TKE, termo de produção/destruição térmica age de forma a destruir a turbulência e se houver cisalhamento do vento, o termo de

produção mecânica contribui para produzir turbulência. Apesar de outros termos da equação da TKE serem importantes, com a comparação entre estes dois termos já é possível de forma aproximada estimar a existência de turbulência. Assumindo, ainda, homogeneidade horizontal e negligenciando a subsidência, que faz com que alguns termos de produção mecânica seja cortado, uma forma aproximada desta comparação, o número de Richardson, R_f , fica:

$$R_f = \frac{\left(\frac{g}{\theta_v}\right) (\overline{w'\theta_v'})}{(\overline{u'w'}) \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} + (\overline{v'w'}) \frac{\partial \bar{V}}{\partial z}}, \quad (5)$$

Assim, uma maneira alternativa de avaliação é a estabilidade dinâmica, na qual são consideradas tanto forçantes mecânicas quanto térmicas, é usar o Número de Richardson para uma camada (R_B).

$$R_B = \frac{g \Delta \bar{\theta}_v \Delta z}{\bar{\theta}_v [(\Delta \bar{U})^2 + (\Delta \bar{V})^2]}, \quad (6)$$

$$\Delta \bar{U} = u(\text{topo}) - u(\text{superfície})$$

$$\Delta \bar{V} = v(\text{topo}) - v(\text{superfície})$$

Esta forma do número de Richardson que é usada com maior frequência na meteorologia, porque os dados do setor privado e as previsões numéricas do tempo fornecem medições de vento e temperatura em pontos discretos no espaço. Para a equação acima existe um valor de R_B crítico, R_{Bc} , em que o escoamento laminar torna-se turbulento quando $R_B < R_{Bc}$. A partir de experimentos, costuma-se trabalhar com R_{Bc} entre 0.21 a 0.25.

Alexander Obukhov em 1946 estabeleceu uma escala de comprimento proporcional à altura em que a produção de turbulência por forças mecânicas se iguala à perda de turbulência por forças de flutuação.

$$L = \frac{u_*^3}{kg \frac{-H_v}{c_p p T}}, \quad (7)$$

onde a velocidade de atrito é:

$$u_*^2 = \left[\overline{u'w_s'^2} + \overline{v'w_s'^2} \right]^{1/2}. \quad (8)$$

Sabe-se que L carrega informações sobre o escoamento, sua interação com a superfície e transferência de calor, pois u_* é a velocidade de atrito, k é a constante de vón Kármán com valor de 0.4, H_v é o fluxo de calor sensível virtual, c_p é calor específico a pressão constante, p é densidade do ar e T é a temperatura absoluta. De forma semelhante ao número de Richardson, o comprimento de Obukhov pode ser usado para estimar a estabilidade, conforme valores a seguir:

$$\begin{aligned} -10^5 < L < 0 & \text{ Condição instável} \\ L < -10^5 \text{ ou } L > 10^5 & \text{ Condição neutra} \\ 0 < L < 10^5 & \text{ Condição estável} \end{aligned}$$

A impossibilidade de resolver as equações que governam a turbulência atmosférica levou ao desenvolvimento da Teoria de Similaridade, a qual, torna possível o desenvolvimento de relações empíricas para as variáveis da camada limite. A Teoria de Similaridade baseia-se na organização de variáveis dentro de grupos adimensionais, e para isso, há um procedimento de Análise Dimensional chamado de Teoria Pi de Buckingham. Esta ferramenta ajuda a formar estes grupos adimensionais. A escolha apropriada das variáveis permitir á relações funcionais entre os grupos, sendo que estas relações possuem caráter universal (Stull, 1988).

Estas relações de similaridade são aplicadas, normalmente, em situações de equilíbrio. Nestas condições, pode-se derivar um perfil das variáveis médias e estatísticas

da turbulência como função da altura e posição. A Teoria de Similaridade é um mecanismo que ajuda entender o fenômeno da Turbulência, sendo esta controlada por influências dominantes como forçantes térmicos, mecânicos e topografia.

Segundo Stull (1988), o objetivo da hipótese de similaridade é encontrar escalas que permitam que observações feitas em diferentes alturas ou em diferentes condições sejam descritas através de relações comuns. Essas relações comuns são definidas como grupos adimensionais que são utilizadas na camada superficial, seguindo as escalas de velocidade u_* e temperatura T^* de acordo com a hipótese de similaridade de Monin-Obukhov.

Com uma manipulação dos parâmetros, pode ser encontrada uma representação de L em função do fluxo de calor na superfície θ , como mostra a Equação (9), apresentada por Arya (2001). 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 .

$$L = \frac{u_*^2}{k(g/T_0) \theta_*} \quad (9)$$

3.2 MÉTODOS EMPIRÍCOS

Segundo Rossby e Montgomery (1935) a rugosidade da superfície deve estabelecer um limite superior para a magnitude do comprimento de mistura, e este limite superior deve reduzir para as dimensões do percurso livre molecular no caso de uma superfície absolutamente lisa. Os autores consideraram uma camada limite que é tão fina que seu movimento é controlado inteiramente pelo arrasto friccional em seus dois limites horizontais, isto é, é assumido que as forças de volume (gradiente de pressão horizontal, força de deflexão) podem ser negligenciadas.

O arrasto friccional por unidade de área horizontal será então constante em intensidade e direção desde o solo até o nível h . A direção do vento também deve ser constante dentro da camada de altura h e deve coincidir com a direção do arrasto friccional. A suposição de que todas as forças de volume podem ser negligenciadas

representa uma restrição severa, chegando à expressão para a profundidade da camada limite expressa na Equação (10):

$$h_{M_1} = C_n \frac{u_*}{f}, \quad (10)$$

onde h_{M_1} é a altura da camada limite estável, u_* é a velocidade de fricção superficial ou raiz quadrada do fluxo momentum cinemática na superfície, f é o parâmetro Coriolis e C_n é um coeficiente não dimensional com valores variando de 0,1 a 0,3, como observado na Tabela 1, onde valores maiores estão associados a condições neutras.

Tabela 1: Resumo dos valores encontrados para C_n na literatura.

Medidas no oceano	C_n
Rossby and Montgomery (1935)	0,2
Kitaigorosaky (1970)	0,1 - 0,3
Medidas na atmosfera	C_n
Gill (1967)	0,1
Clarke (1970)	0,2
Deardorff (1972)	0,35
Tennekes (1973)	0,3
Yamada (1976)	0,3
Arya (1978)	0,3
Medidas no oceano	C_n
Caldwell et al. (1972)	0,3

Na estratificação neutra os fluxos de calor são nulos, as forças de flutuação estão ausentes; Em estratificação estável os fluxos de calor são positivos, eles suprimem a turbulência, de modo que o único mecanismo para produzir turbulência é a cisalhamento do vento em ambos os casos.

No entanto a Equação (10) não leva em consideração o termo de fluxo de calor, o que por sua vez impede de fazer um prognóstico mais realista, Zilitinkevich (1972) ao perceber isso, adaptou a equação da estrutura da camada limite em estado estacionário em função também do fluxo de calor sensível próximo da superfície. Isto significa que a

profundidade da camada h pode ser representada por uma fórmula semelhante à encontrada na Equação (11).

$$h_{M_2} = C_h \frac{u_*^2}{(fB_s)^2}, \quad (11)$$

onde B_s expressão o fluxo de calor em superfície, na forma de:

$$B_s = \left(\frac{g}{\theta}\right) \overline{(w'\theta'_v)}, \quad (12)$$

na Equação (12), o termo g é referente a gravidade, e θ expressa a temperatura potencial. O termo $\overline{(w'\theta'_v)}$ representa o fluxo de calor em superfície. O coeficiente não dimensional no lado esquerdo da Equação (11) não será mais a constante C_n , mas uma nova constante C_h , baseada em estudos empiricos conforme Tabela 2.

Tabela 2: Resumo dos valores encontrados para C_h na literatura.

Medidas na atmosfera	C_h
Zilitinkevich (1972)	0-1
Businger and Arya (1974)	1,14
Arya (1977)	1,58
Caughey <i>et al.</i> (1979)	1,11
Nieuwstadt (1981)	0,63
Garatt (1981)	0,55
Caughey (1982)	1,1
Nieuwstadt (1984)	0,55
Rumyantsev <i>et al.</i> (1986)	1

A Equação (11) tem boa resposta quando utilizadas em camada estável em latitudes médias, no entanto, em latitudes altas esta equação com $C_h = 0,7$ superestima fortemente a profundidade estável da camada limite (King e Turner 1997, Handorf et al., 1999). Uma explicação razoável desta discrepância reside nas naturezas físicas essencialmente diferentes das latitudes médias e das altas latitudes.

Equação (11) é adequada quando aplicada à camada limite noturnas separadas da atmosfera livre estávelmente estratificada pela chamada camada residual. Durante as primeiras horas da noite, este último mantém a estratificação neutra como uma "memória"

da mistura diurna, que evita interações entre a camada limite e a atmosfera livre através de ondas de gravidade.

Pollard et al. (1973) propôs um modelo menos elaborado do que muitos na literatura, mas exibe vários aspectos diferentes em conjunto. Ele percebeu que o vento quando em contato com um oceano em repouso, estavelmente estratificado, exercia um estresse constante em sua superfície enquanto o resfriamento ou o aquecimento está ocorrendo. A água responde com ondas de superfície e com fluxo médio e turbulento nas camadas superiores, que não detecta a estratificação ambiental. O autor então percebe a necessidade de adicionar um termo que indique a influência da camada sobre a superfície, chegando a seguinte expressão:

$$h_{M_3} = C_{ir} \frac{u_*}{(fN)^{1/2}}, \quad (13)$$

Em que, C_{ir} é uma constante adimensional de valor 1,7 e N é a frequência de flutuabilidade expressa na forma de:

$$N = \sqrt{\left(\frac{g}{\theta}\right) \frac{\partial \theta}{\partial z}}. \quad (14)$$

A estratificação e a rotação combinam-se assim para limitar a penetração do fluxo de sua fonte. Esse modelo também pode ser relevante para a atmosfera, onde o efeito de um lapso de taxa estável é muitas vezes ignorado. O modelo enfatiza como o oceano superior, ao invés de ser uma interface fina através da qual a energia atmosférica e impulso possam passar, pode ser um reservatório para eles.

A camada superficial é adequadamente descrita pela teoria clássica de similaridade (Monin e Yaglom 1971). Zilitinkevich e Calanca (2000) estenderam a teoria da similaridade da camada superficial levando em consideração possíveis interações distantes na estratificação completamente estável. Zilitinkevich et al. (2002) formulou uma equação que cobre toda a gama dos regimes de estabilidade estática de neutro a fortemente estável. Para isso o autor utilizou o modelo de Rossby e Montgomery (1935) expresso na Equação (5), na estratificação completamente neutra, e o modelo de Zilitinkevich (1972) apresentado na Equação (11), nas camadas medianamente estratificadas, tapadas por camadas residuais estritamente neutralizadas. Com isso o autor chegou a Equação (15).

$$h_{M_4} = \frac{C_R u_*}{f} \left[1 + \frac{C_R^2 u_* (1 + C_{UN} L N / u_*)}{C_S^2 f L} \right]^{-1/2}, \quad (15)$$

na Equação 10, C_R e C_S são constantes com valores de 0,4 e 0,75, respectivamente. C_{UN} é uma nova constante introduzida que tem valores variando de $(0,1 < C_{UN} < 0,4)$. O Termo L tem a seguinte expressão:

$$L = \frac{-u_*^3}{B_S}, \quad (16)$$

3.3 MÉTODOS ESTOCASTICOS

Tendo em vista complexidade mencionada para resolver as equações que governam a turbulência e as incertezas da teoria da similaridade, neste são apresentadas duas alternativas paramétricas para a estimativa da altura da CLA, modelo baseado em ajuste de curva via regressão de mínimos quadrados e redes neurais artificiais.

3.3.1 REGRESSÃO

De forma sucinta, esta consiste em uma técnica de análise onde é observada a relação entre uma variável dependente (Y), com outra, ou outras variáveis independentes ($X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$). O objetivo dessa técnica é estimar uma função que descreve, o mais próximo possível, a relação entre essas variáveis e assim podendo diagnosticar ou prever o valor que a variável dependente (Y) irá assumir para um determinado valor da variável independente X .

A função é escolhida de uma forma que produza o menor erro para as previsões de (Y) dado observações de (X). O critério de erro mais usual é a minimização da soma dos erros quadrados, sendo essa, a base do nome de regressão de mínimos quadrados, conforme detalhado por Wilks (2006).

A forma da função $f(x)$ também varia, podendo ser representada por um modelo linear, polinomial ou até mesmo uma função não linear.

3.3.1.1 REGRESSÃO LINEAR SIMPLES

O número de variáveis independentes varia de uma aplicação para outra, quando se tem apenas uma variável independente, denominado Modelo de Regressão Simples, o modelo estatístico para essa situação seria como observado na Figura 13.

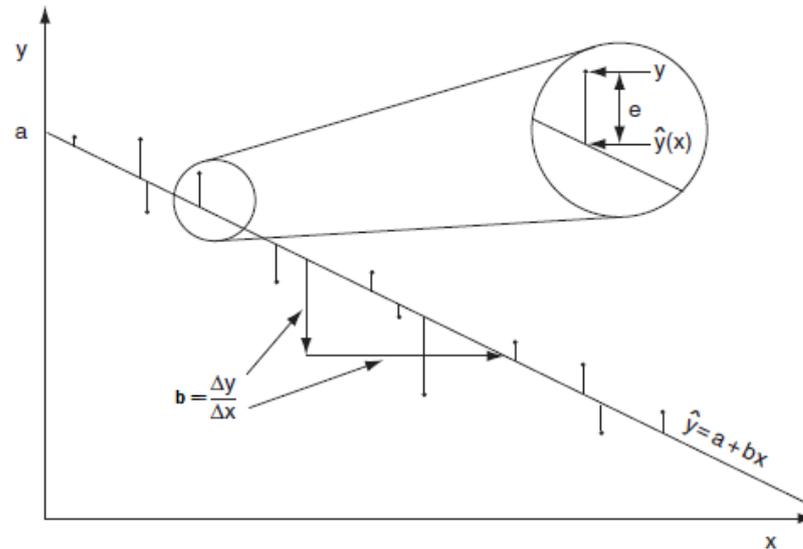


Figura 13: Ilustração esquemática da regressão linear simples. A linha de regressão, $y = a + bx$, é escolhida de forma a minimizar as medidas das diferenças verticais (residual) entre os pontos e a linha. Na regressão de mínimos quadrados essa medida é a soma de distâncias verticais quadradas. e é a diferença entre o ponto de dados e a linha de regressão. Fonte: Adaptada de Wilks, 1995.

em que:

Y = variável dependente

\hat{y} = Valor observado para a variável dependente Y no nível da variável dependente x_i , na forma:

$$\hat{y}(x) = a + b_1 x_i + \varepsilon, \quad (17)$$

b = Coeficiente de regressão, representa a variação de Y em função da variável x ;

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (18)$$

a = Constante de regressão, representa a intercessão da reta com o eixo Y ;

x = variável independente;

$\varepsilon = \hat{E}$ é o erro associado à distância entre o valor observado \hat{y}_i e o correspondente ponto na curva, do modelo proposto, para o mesmo nível de x_i , na forma:

$$\varepsilon = y_i - b_1x_i, \quad (19)$$

3.3.1.2 REGRESSÃO LINEAR MULTIPLA

A regressão linear múltipla é a situação mais comum da regressão linear. Como no caso da regressão linear simples, há ainda uma única variável dependente y , mas na distinção há mais de uma variável independente x_n , dando origem à equação:

$$\hat{y} = a + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n, \quad (20)$$

cada uma das variáveis independentes x_n tem seu próprio coeficiente b_n .

3.3.2 REDES NEURAIAS ARTIFICIAIS (RNA)

Pode-se considerar que a origem das redes neurais artificiais (RNA) ocorreu no início da década de 40 a partir dos experimentos desenvolvidos pelo neurofisiologista Warren McCulloch, do *Massachusetts Institute of Technology* (MIT) e pelo matemático Walter Pitts, da Universidade de Illinois. Eles fizeram uma analogia entre as células nervosas e o processo eletrônico num artigo publicado no *Bulletin of Mathematical Biophysics: A Logical Calculus of the Ideas Immanent in Nervous Activity*.

Em modo simplificado, a RNA são modelos matemáticos de processamento de informações que possuem característica de desempenho semelhantes as redes neurais biológicas. Tal qual o nosso cérebro, a RNA tenta simular matematicamente as ações do cérebro humano, sendo apta a aprender e resolver problemas.

As Redes Neurais Artificiais (RNA) são utilizadas em diversos campos do conhecimento, em particular na meteorologia, como por exemplo, na previsão de nevoeiro no aeroporto Internacional de Guarulhos em São Paulo (SP), por Almeida (2009), e previsão de curto prazo para instabilidade na região terminal do aeroporto Internacional Tom Jobim no Rio de Janeiro (RJ), desenvolvida por França et al. (2015). Em resumo a aplicação de redes neurais se estende hoje a quase todos os campos da atividade humana. Cabral (2015) fez uma estimativa de altura da camada limite utilizando uma RNA, o que por sua vez alcança bons resultados e indicando ser uma boa ferramenta para esse tipo de problema. Mas cabe ressaltar que quando se fala de trabalhos que tentam relacionar as RNA com estimativa de altura, atualmente na literatura ainda não se encontram trabalhos.

Assim como o cérebro humano, uma rede neural artificial é formada pela combinação de neurônios artificiais que necessitam de estímulos (dados de entrada entradas), esses neurônios podem ser conectados a outros neurônios de outras camadas, os quais, por sua vez, podem ser combinados para gerar uma ou mais saídas da rede, essas conexões representam o contato dos dendritos com outros neurônios, formando assim as sinapses. Em geral, os neurônios presentes em uma RNA têm a configuração com base no modelo apresentado por Haykin (2002), adaptado por Almeida (2009), conforme ilustrado na Figura 14.

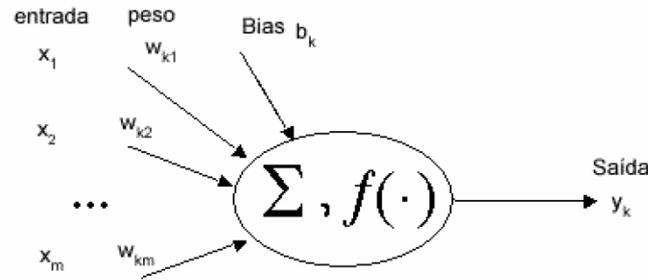


Figura 14: Modelo do Neurônio Artificial k, onde são destacados os elos de conexão $x_i w_{ki}$, o combinador linear Σ , a função de ativação f e a saída y_k . Fonte: Almeida, 2009.

O conjunto de sinapses ou elos de conexão, onde cada elo é caracterizado por um estímulo de entrada (x_m) e por um peso (w_{km}).

O combinador linear Σ efetua o somatório dos sinais ponderados de entrada do neurônio da forma

$$\sum_{i=1}^m w_{ki} x_i, \quad (21)$$

o bias: funciona aumentando ou diminuindo a influência do valor da entrada líquida para a ativação do neurônio b_k

Função de ativação: Produz a saída do neurônio que é calculada conforme Equação 17:

Onde y_k é a saída do neurônio k

$$y_k = f\left(\sum_{i=1}^m w_{ki} x_i + b_k\right). \quad (22)$$

Embora cada neurônio ou elemento processador execute uma função simples, a RNA, que pode possuir até várias dezenas ou algumas centenas deles, tem como um todo, a capacidade computacional para a resolução de problemas complexos.

3.3.2.1 PROCESSOS DE APRENDIZAGEM

Uma RNA tem a capacidade de aprender utilizando conjuntos de dados como exemplos, e partir deles, extrair padrões de comportamento e com isso o sistema de aprendizado de uma RNA é disposto de duas formas principais Haykin (2002):

- Aprendizagem supervisionada; quando existe um conjunto de exemplos de entrada-saída fornecido pelo ambiente externo que orienta o treinamento da rede.
- Aprendizagem não supervisionada; neste caso não há pares de entrada saída definidos para orientar o treinamento.

Baseado nos dois grandes paradigmas de aprendizagem citados existe um grande número de regras de aprendizagem as quais, no final, são casos particulares dos dois, no entanto para esse trabalho foi utilizado aprendizagem por correção de erro, esse método consiste em uma sequência de ajustes corretivos aos pesos sinápticos, procurando minimizar o erro ou a diferença entre a saída gerada pela rede e a saída desejada, utilizado em um processo de aprendizagem supervisionada.

Cabe ressaltar que existem outros métodos disponíveis na literatura, tais como: Aprendizagem por reforço (supervisionada), Aprendizagem competitiva (não supervisionada), Aprendizagem hebbiana (não supervisionada), Aprendizagem baseada em memória (não supervisionada).

3.3.2.2 TOPOLOGIA DA REDE

O desempenho de uma RNA estará atrelado a organização como os neurônios estarão dispostos, o que chamamos de topologia da rede, que podem ser classificadas desde ao número de camadas, podendo ser com uma camada (Figura 15 a) ou de múltiplas camadas (Figura 15 b). As conexões de uma RNA também pode ser um método classificador sendo *feedforward* (Figura 15 a, b, c, d) quando suas conexões seguem o caminho de entrada e saída, ou *feedback* (Figura 15 e) quando permitem conexões tanto no sentido de entrada, como no sentido de saída.

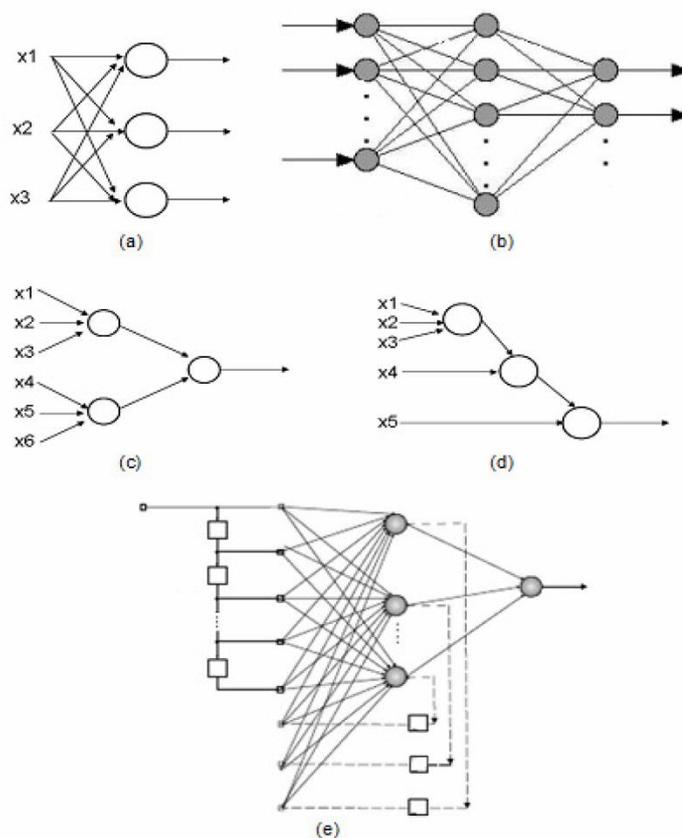


Figura 15: Exemplos de classificações de RNA: única camada (a), múltiplas camadas (b, c, d); acíclica ou alimentada adiante ou feedforward (a, b, c, d); cíclica ou recorrente ou feedback (e).

Fonte: Braga et al, 2000.

3.3.2.3 REDE NEURAL DE REGRESSÃO GENERALIZADA

A Rede Neural de Regressão Generalizada (GRNN) é uma rede com treinamento supervisionado e tem por finalidade estimar uma variável (dependente), para isso essa rede utiliza um conjunto de variáveis independente que serão utilizadas como estímulos aos neurônios, a quantidade de neurônios de cada camada interna ou intermediária é dependente da quantidade de padrões de treinamento (Heimes et. Al 1998).

A arquitetura da GRNN, em geral possui três camadas, sendo a primeira camada a de entrada possui um neurônio para cada entrada (vetor X), a segunda camada é a intermediária e possui uma determinada quantidade de neurônios, a ultima camada é a de saída (vetor Y com s dimensão), representada na Figura 16.

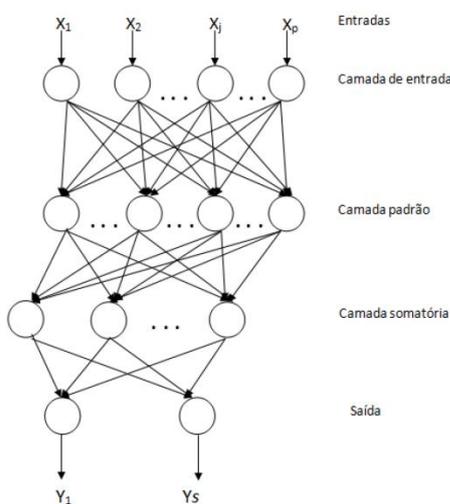


Figura 16: Arquitetura GRNN. Fonte: Haykin, 2000.

A regressão generalizada realizada em uma GRNN caracteriza-se por um conjunto finito de variáveis dependentes, o vetor de saída Y , e um conjunto finito de variáveis independentes, o vetor de entrada X (Nose Filho 2011, Specht 1991). É comum que o vetor de saída seja constituído de uma única variável dependente, como no presente caso em estudo, em que a altura da camada limite noturna é a variável de saída.

3.3.2.4 ALGORITMO DE CORRELAÇÃO EM CASCATA

Conforme Almeida (2009), o algoritmo de correlação em cascata - *Cascade Correlation* (CC) foi desenvolvido por Fahlman et al. (1991). Este algoritmo faz crescer dinamicamente o número de neurônios e de camadas internas de uma rede neural durante o treinamento. A rede começa encontrando relações lineares entre entrada e saída. Valores ponderados são assinalados às ligações entre os neurônios de entrada e de saída. Após essas relações terem sido encontradas, novos neurônios são adicionados, então, à camada oculta de modo que relações não-lineares possam assim serem encontradas.

Ainda, segundo Almeida (2009), o algoritmo CC combina duas idéias:

- A primeira é a arquitetura em cascata, na qual neurônio ocultos são adicionados um de cada vez. Quando um novo neurônio intermediário é inserido, os pesos de suas entradas (conexões) são congelados. Este neurônio começa então a influenciar permanentemente nas operações da rede, sendo utilizado para detectar novas características.

- A segunda é o seu algoritmo de aprendizagem, o qual cria e instala novas unidades escondidas. Para cada nova unidade escondida, o algoritmo tenta maximizar a magnitude da correlação entre a saída da nova unidade e o sinal de erro residual da rede.

Conforme França *et all* (2016), em geral, o número interno de neurônios de uma rede neural construtiva é determinado com base no algoritmo CC. A Figura 17 mostra, um exemplo geral de uma rede alimentada para frente, em cascata, para cinco entradas e uma saída. O treinamento e a validação são realizados em um ciclo iterativo composto por um laço de duas fases, que são executadas usando um conjunto de dados específico, que pode ser artificialmente modificado até que o conjunto de dados ideal ser alcançado com um número constante de entradas. As duas fases são descritas da seguinte forma:

- Começa-se com uma camada interna mínima (apenas um neurônio) da rede neural e se adiciona automaticamente novos neurônios na camada interna um a cada vez, em cada rodada, resultando finalmente em uma estrutura multicamada com a conexão de entrada congelada (representada por quadrados na Fig. 173); e
- A seguir a rede neural aplicada ao conjunto de dados de validação e o erro é calculado. Existem então duas opções: a) fazer novos incrementos de neurônio se o

erro de teste continua sendo decrescente a partir da rodada anterior e o número de neurônios nas camadas internas for inferior a 150 (número máximo de neurônios da camada interna na configuração do software utilizado); b) parar o treinamento, o que significa que a configuração de rede neural final (ou que poderia ser otimizada) foi obtida.

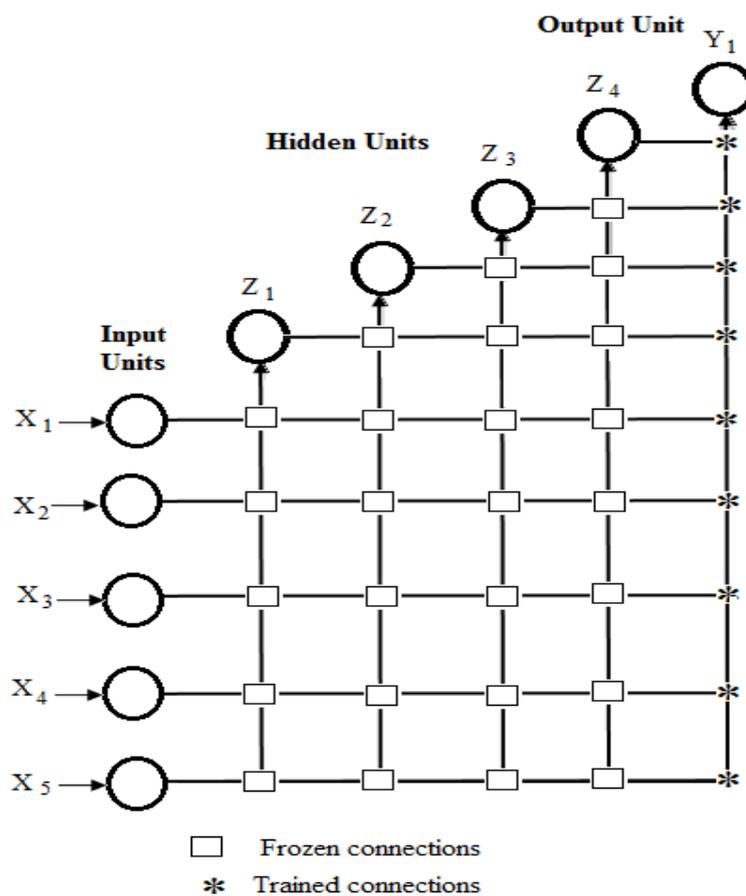


Figura 17: Representação gráfica de uma rede alimentada adiante em cascata de cinco entradas.
Fonte: França et. all.

3.3.2.5 DESENVOLVIMENTOS DE UMA RNA

Primeiramente é feita a coleta de dados relativos ao problema e sua separação em um conjunto de treinamento e um conjunto de testes. Normalmente, os dados coletados são separados em duas categorias: dados de treinamento, que serão utilizados para o treinamento da rede, e dados de teste que serão utilizados para verificar seu desempenho sob condições reais de utilização. Além dessa divisão, pode-se usar também uma subdivisão do conjunto de treinamento, criando um conjunto de validação, utilizado para verificar a eficiência da rede quanto a sua capacidade de generalização durante o treinamento, e podendo ser empregado como critério de parada do treinamento.

Depois de determinados estes conjuntos, eles são geralmente colocados em ordem aleatória para prevenção de tendências associadas à ordem de apresentação dos dados. Além disso, pode ser necessário pré-processar estes dados, por meio de normalizações, escalonamentos e conversões de formato para torná-los mais apropriados à sua utilização na rede.

4 METODOLOGIA

Esta é dividida em quatro passos, percorridos abaixo, e que são sequenciados conforme Figura 18.

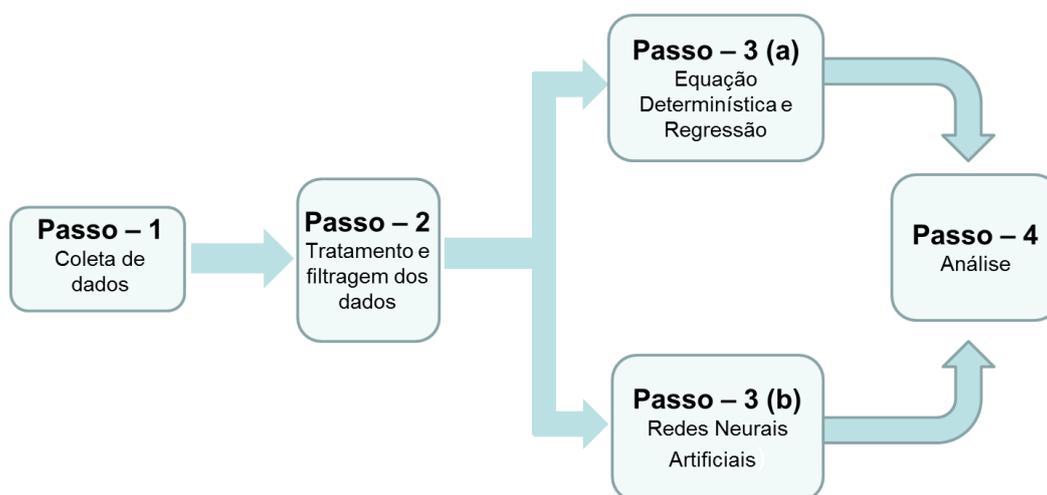


Figura 18: Fluxograma dos passos metodológicos. Fonte: Elaborada pelo autor.

Passo 1: Coleta-se os dados da estação micrometeorológica e do SODAR, conforme descritos na Tabela 3.

Passo 2: Dispõe-se dados em ordem cronológicas e analisa-se a consistência dos mesmos, quanto a ruídos e falhas. Assim, os registros são determinados para intervalos de 10 e 30 minutos, considerando o registro do SODAR e o valor médio no período de todas as grandezas da estação micrometeorológica. Considerando o treinamento da rede neural artificial (RNA) e validação no passo 5, os dados são divididos em dois conjuntos, denominados treinamento/validação e teste, correspondendo, respectivamente a 70% e 30% da população. Este último é utilizado no teste da RNA treinada e os modelos determinísticos do passo 4.

Passo 3a: Neste passo a altura da camada de mistura foi estimada utilizando as equações propostas por Rossby e Montgomery (Equação 5) e Zilitinkevich (Equações 6 e 10),

juntamente com a regressão linear, levando em consideração apenas dados de fluxo de calor sensível e velocidade de fricção em superfície.

Passo 3b: Rede Neural Artificial

Este procedimento segue a sequencias de passos, a saber:

- a) Definição de *input* e *output* da RNA: os inputs são os dados coletados, e derivados destes, pela estação micrometeorológica e SODAR, com exceção da altura da CLP registrada no SODAR. O *output* é definido como a variável a ser estimada, ou seja, a altura da camada limite pelo LIDAR e eventualmente do SODAR. Aplica-se o procedimento de podar as variáveis pouco representativas via correlação cruzada ou método similar.
- b) Treinamento e Teste da RNA: Este corresponde a um *looping* de tentativa-e-erro, conforme Figura 19. O treinamento corresponde a construir camadas internas (ou arquitetura) de cascata de algoritmo de correlação. O teste corresponde a uma simples comparação entre os resultados e observações representados por seus conjuntos de dados de validação e por investigar o erro da observação - Previsão. O ideal é atingido, enquanto os erros estatísticos não podem ser minimizados.

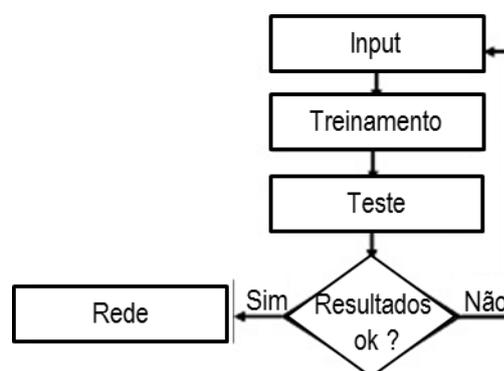


Figura 19: Fluxograma dos passos metodológicos. Fonte: Elaborada pelo autor.

Passo 4: Avaliação estatística (mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro) do desempenho dos modelos utilizados nos passos 3a e 3b com conjunto de dados de teste definido no passo 2.

$$erro = \text{previsto} - \text{observado}, \quad (23)$$

$$erro \text{ médio} = \frac{\sum_N erro}{N}, \quad (24)$$

$$desvio \text{ padrão do erro} = \sqrt{\frac{\sum_N |erro - erro \text{ médio}|^2}{N}}, \quad (25)$$

onde N é o numero total de amostra.

5 ÁREA DE ESTUDO E INSTRUMENTOS

Neste descreve-se a área de estudo, instrumentos utilizados na coleta de dados para atingir o objetivo proposto.

5.1 ÁREA DE ESTUDO

Na Figura 20 é apresentada a área ocupada pela ThyssenKrupp Companhia Siderúrgica do Atlântico (TKCSA) (ponto vermelho) e que está situada no bairro de Santa Cruz na zona oeste do Município do Rio de Janeiro, numa área de 12.504,43 Km² que tem como vizinhos o município de Itaguaí e aos bairros de Campo Grande, Paciência, Sepetiba e Guaratiba.

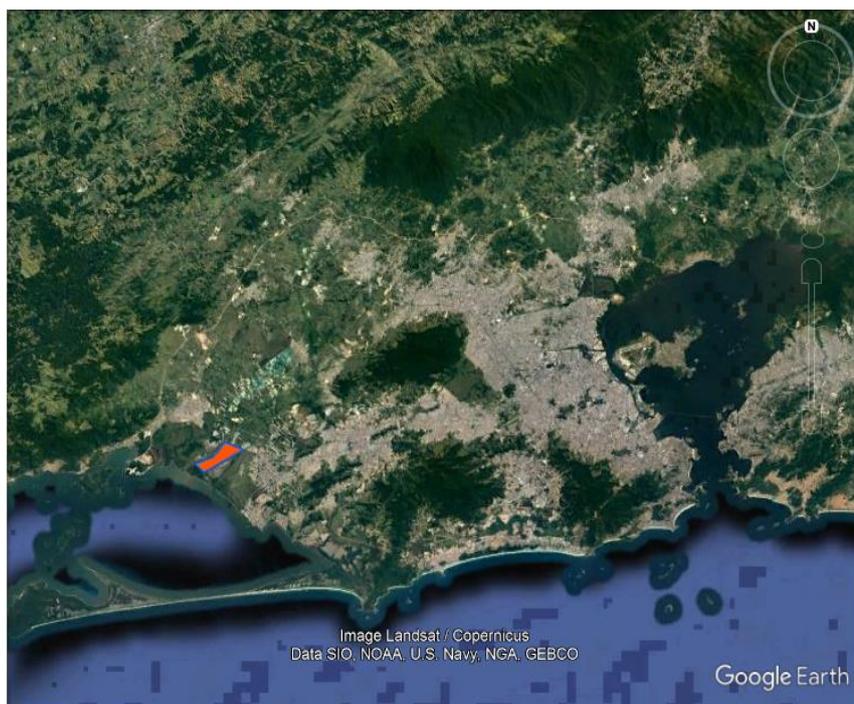


Figura 20: Área industrial da TKCSA indicada pelo ponto vermelho: Elaborada pelo autor.

A zona oeste do município do Rio de Janeiro estende-se desde a Baía de Sepetiba até o oeste do Maciço da Tijuca. Nesta região tem ocorrido um acelerado processo de desmatamento e degradação, com o assoreamento dos rios e canais e com a poluição de suas águas, devido à carência no sistema de esgotamento sanitário. Além disto, tem se observado a destruição dos solos devido à exploração de areia e de pedra para a indústria da construção civil. As pedreiras ativas ou abandonadas e as construções em solos

impróprios, em geral com vocação agrícola, constituem problemas ambientais sérios que comprometem a qualidade de vida das populações aí instaladas ou que ainda serão alocadas (Moura et al, 1998).

5.2 DADOS

A modelagem da altura da CLA requer monitoramento em alta frequência, conforme mencionado. Para tanto, neste trabalho os dados foram coletados de diversas fontes de dados, como observado nas Figuras 21 e 22, onde os pontos amarelos representam as estações meteorológicas de superfície sendo elas: Coroa Grande (Lat -22,90 e Long -43,87), Ilha da Madeira (Lat -22,92 e Long -43,83) e CSA (Lat -22,91 e Long -43,73). Os pontos vermelhos representam a localização do SODAR (Lat -22,89 e Long -43,73) e da estação micrometeorológica (Lat -22,89 e Long -43,73).



Figura 21: Localização das estações de meteorologia pertencentes ao INEA - Coroa Grande, Ilha da Madeira e CSA (pontos amarelos). Pontos vermelhos são referentes a localização da EMM e do SODAR.
Fonte: Elaborado pelo autor.

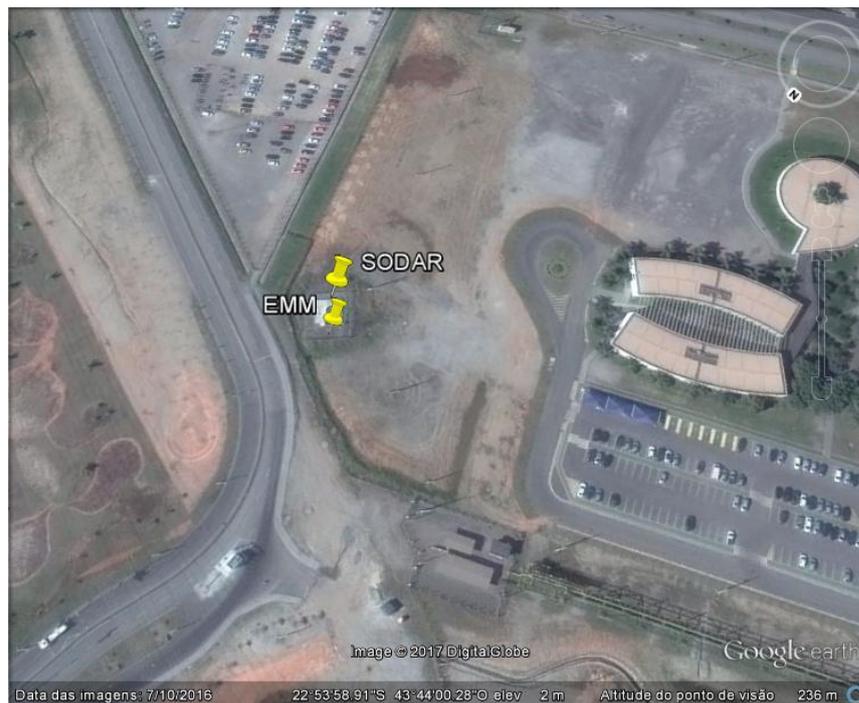


Figura 22: Área industrial da TKCSA, pontos indicando local onde o SODAR está instalado e a estação micrometeorológica (EMM) Fonte: Elaborada pelo autor.

5.2.1 SOUND DETECTION AND RANGE (SODAR)

Sound Detection and Range (SODAR) com windRASS é um perfilador acústico capaz de coletar perfil de vento (velocidade e direção) e temperatura com resolução temporal de 10 minutos e resolução do vertical de 10 metros. O SODAR pode proporcionar às diferenças de temperatura da atmosfera, sendo possível acompanhar a evolução da CLA. O alcance do SODAR varia com o coeficiente de estrutura da temperatura da atmosfera, podendo chegar até 800m de altura na região de estudo.



Figura 23: SODAR/RASS instalado nas dependências da TKCSA. Fonte: Elaborada pelo autor.

A Figura 24 é um exemplo do perfil de temperatura obtido às 04h00 no dia 09 de maio de 2015 pelo SODAR. Neste, observa-se as inversões térmica nos níveis aproximadamente de 100 metros e 130 metros, indicados pelos sombreados amarelos, e esta informação são utilizadas para determinar a altura da CLA neste trabalho.

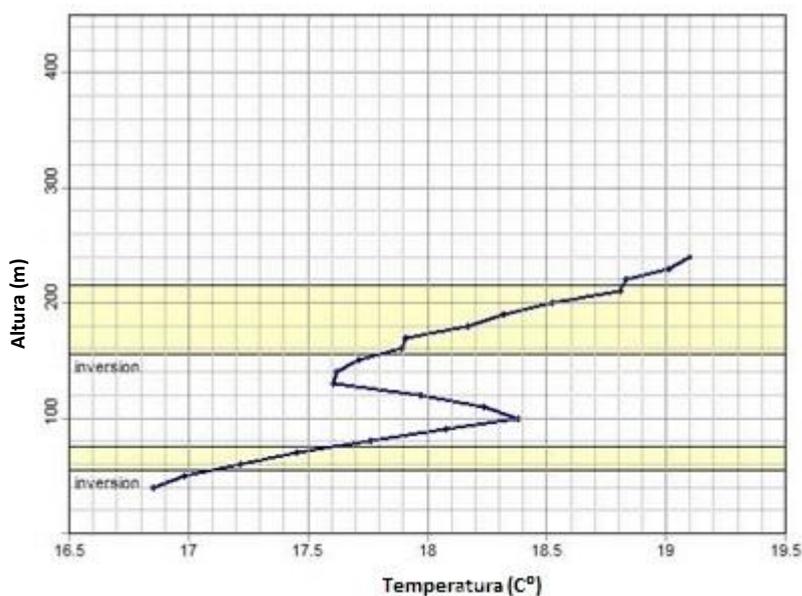


Figura 24: Perfil vertical de temperatura obtido às 04h00 do dia 09 de maio de 2015 via SODAR. Fonte: Elaborada pelo autor.

O sombreado amarelo na figura são camadas de forte inversão identificadas pelo equipamento, e para esse trabalho foi considerado como a altura da CLA. No entanto, em

muitos casos ao analisar a camada de inversão noturna, observou-se que há um surgimento de uma camada de inversão mais baixa durante a madrugada, indicando uma camada de dupla inversão. Essa configuração de dupla inversão de certa forma é considerada um problema, pois como as variáveis utilizadas são de superfície, ao estimar a altura da camada o modelo poderá estimar a camada mais baixa (ou mais alta), o que por sua vez, dificulta a comparação entre o estimado e o observado na hora da análise, como será visto mais a frente.

5.2.2 ESTAÇÃO MICROMETEOROLÓGICA (EMM)

Estação micrometeorológica: Capaz de coleta dados de pressão atmosférica (hPa); temperatura ($^{\circ}\text{C}$); umidade relativa (%), fluxo de calor sensível (W/m^2); velocidade de fricção (m/s), radiação de onda longas (W/m^2). Na Figura 25 é apresentada a estação utilizada neste trabalho que é composta de um anemômetro sônico capaz de coletar dados em altíssima frequência, e para fins deste foi utilizada a frequência de 2 segundos, com médias a cada 15 minutos.



Figura 25: Estação micrometeorológica instalado nas dependências da TKCSA. Fonte: Elaborada pelo autor.

5.2.2 ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE (EMS)

As estações meteorológicas de superfícies pertencem ao Instituto Estadual do Ambiente (INEA), e estão localizadas na região da CSA, Coroa Grande e Ilha da Madeira. Essas estações estão aptas a monitorar: direção e velocidade do vento, temperatura, umidade relativa, pressão atmosférica, precipitação e radiação global. A Tabela 3 mostra as principais grandezas coletadas e utilizadas nesse trabalho.

Tabela 3: Resumo dos dados utilizados.

Equipamentos	Variáveis			
SODAR / RASS	Altura da Inversão Térmica (m)			
EMM	Velocidade horizontal do vento (m/s)	Velocidade vertical do vento (m/s)	Temperatura do ar (C°)	Fluxo de Calor Sensível (w/m ²)
	Velocidade de Fricção (m/s)	Pressão (hPa)		
EMS	Radiação (w/m ²)	Precipitação		

5.3 METEOROLOGIA

De modo a obter os melhores resultados possíveis nesse trabalho, teve-se o cuidado de escolher dias nos quais não houvesse a atuação de nenhum sistema frontal ou qualquer outro tipo de perturbação ou nebulosidade na região de estudo. Para poder detectar a atuação de algum sistema frontal, foram utilizados os dados de radiação e precipitação de algumas estações pertencentes a Instituto Estadual do Ambiente - INEA, localizadas próximas à região de estudo, vide Figura 26



Figura 26: Localização das estações de meteorologia pertencentes ao INEA - Coroa Grande, Ilha da Madeira e CSA (pontos amarelos). Pontos vermelhos são referentes a localização da EMM e do SODAR.
 Fonte: Elaborado pelo autor.

A análise feita consiste em detectar possíveis atuações de sistemas frontais por meio dos dados de radiação solar (diminuição) e de precipitação (aumento). Cabe ressaltar que embora essa metodologia seja restrita a identificação de fenômenos que geram precipitação, podendo mascarar outros fenômenos atuantes na região, nesse trabalho optou-se por essa forma de avaliação tendo em vista as dificuldades de obtenção de dados mais precisos. Na Figura 27 podem ser observados em destaques os dias nos quais houve a atuação de sistemas frontais na região, sendo eles, 04, 13, 31 de maio e 12 e 21 de junho.

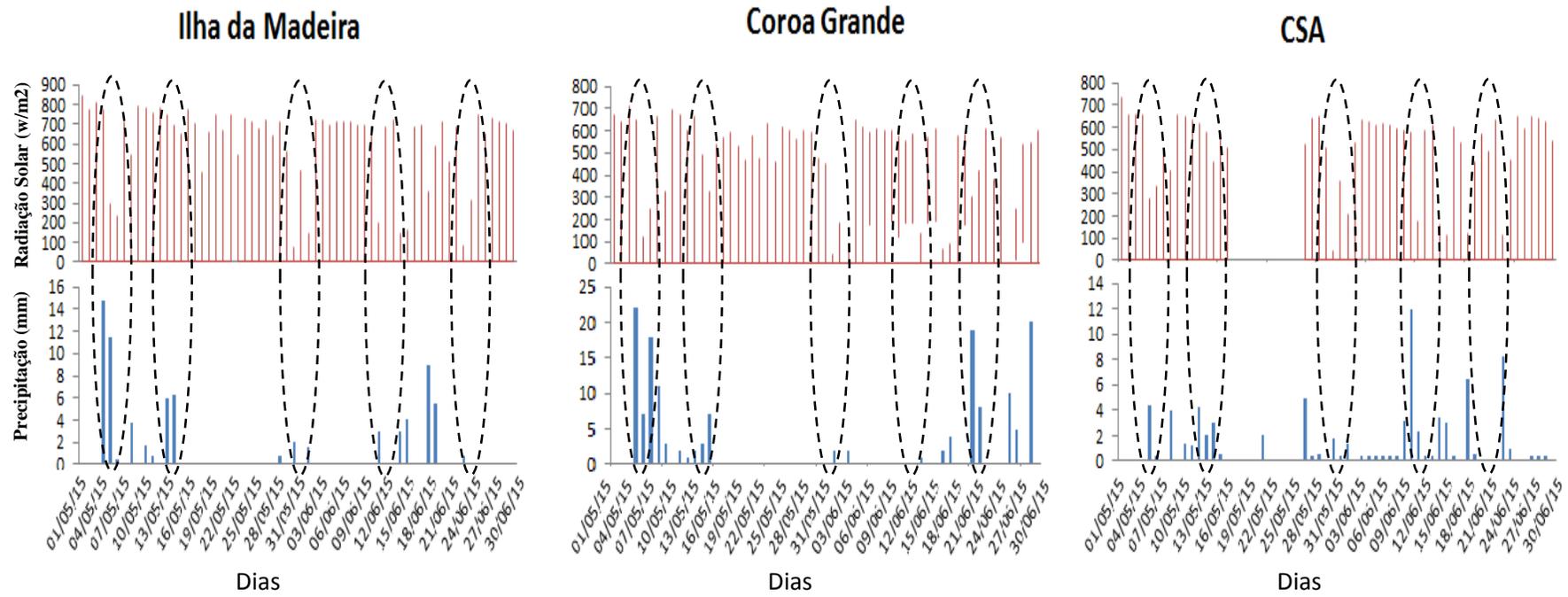


Figura 27: Dados de radiação (barras vermelhas) e precipitação (barras azuis) para as estações: Ilha da Madeira, Coroa Grande e CSA, pertencentes ao INEA.
 Fonte: Elaborado pelo autor.

6 RESULTADOS

Seguindo os passos metodológicos estabelecido do capítulo 5, os resultados são aqui obtidos e discutidos. Considerando que foram utilizados cinco modelos da estimativa da altura da CLA, sendo três determinísticos e dois paramétricos, e que aqui seus resultados são numerados com Modelo 1, 2, 3, 4 e 5, como seguem.

6.1 MODELO 1

Este é representado pela Equação (10), onde altura da camada limite h é função do comportamento do vento zonal e da rugosidade do terreno, que neste estudo foram extraídos da EMM. Na Figura 28 é apresentado o resultado da estimativa de h , e dados observados (dados extraído do SODAR) para os horários noturnos, das 19hs às 06hs, durante o período de 1 a 31 de maio de 2015. Observou-se que não houve coerência entre as estimativas e as observações, visto que os resultados diferem do valor ideal. Os valores das estatísticas utilizadas, isto é, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro são, respectivamente, iguais a 111,34 m, 147,94 m e 139 m.

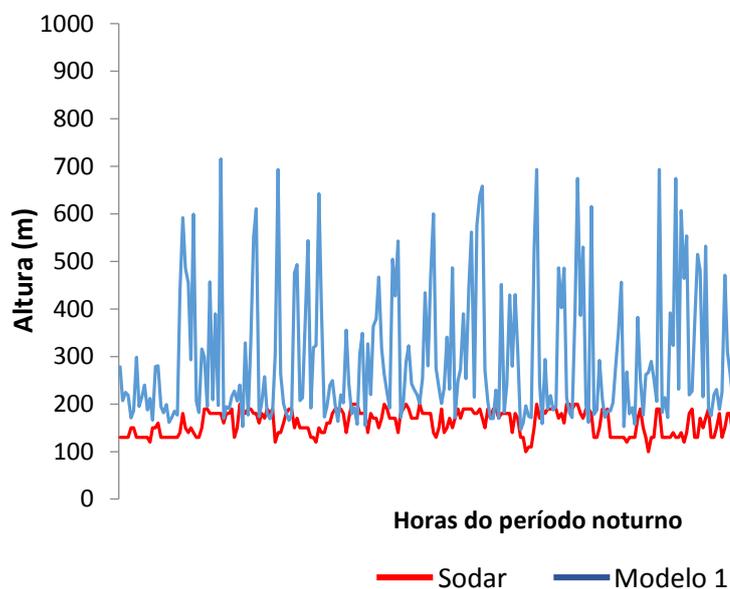


Figura 28: Comparação diária das estimativas do Modelo 1 (linha azul) e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 31 de maio de 2015.

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 4: Cálculos estatísticos dos erros entre a altura prevista e a observada, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, respectivamente.

Mediana	Erro Médio	Desvio Padrão
111,34	147,94	139,22

Considerando que o modelo é função de u_* , faz-se necessário uma análise da frequência de ocorrência versus a magnitude. Na Figura 29 é apresentada distribuição da frequência de u_* para período dos dados.

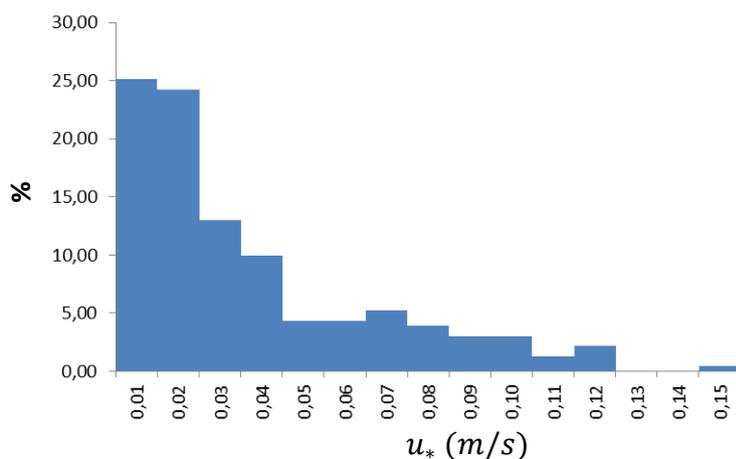


Figura 29: Histograma de ocorrência de u_* para o mês de maio de 2015. Fonte: Elaborada pelo autor.

Para fins de estudo, classificou-se a ocorrência de u_* em três intervalos, a saber: (1) $[0;0,02]$, (2) $]0,02;0,04]$ e (3) $]0,04;0,15[$. Observa-se que a frequência de u_* são, respectivamente igual a 49%, 23% e 28%. A Figura 30 mostra o comportamento da estimativa de h , pela Equação (10), para os intervalos de u_* estabelecidos. Os erros médio ((1) -97,68 m, (2) -7,74 m e (3) 187,17 m) e mediana ((1) -98,53 m, (2) -10,28 e (3) 165,02 m), conforme Tabela 5, revelam que o modelo tende a subestimar sistematicamente, nos intervalos 1 e 2, e superestimar no intervalo 3. Notou-se que apenas no intervalo (2) de u_* , o Modelo 1 tende a produzir estimativas próximas as observações, conforme valores das estatísticas apresentados.

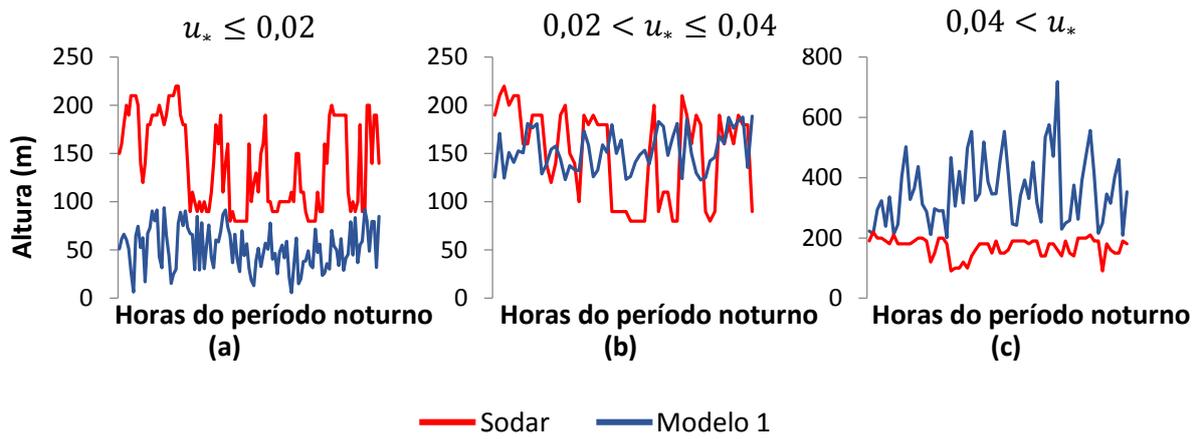


Figura 30: Comparação diária das estimativas do Modelo 1 (linha azul) e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 31 de maio de 2015 e divididos em três conjuntos, $u_* \leq 0,02$, $0,02 < u_* \leq 0,04$ e $0,04 < u_*$, Figura (a), (b) e (c), respectivamente. Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 5: Tabela de erros entre a altura prevista e a observada, u_* , mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, colunas 1,2,3 e 4, respectivamente.

u^*	Mediana	Erro Médio	Desvio Padrão
$0 < u^* \leq 0,02$	-98,53	-97,68	22,01
$0,02 < u^* \leq 0,04$	-10,28	-7,74	57,25
$0,04 < u^*$	165,02	187,17	121,42

Visto que os erros para os intervalos de u_* são relativamente sistemáticos, pode-se ajustar do modelo para os dois intervalos principais de u_* conforme equação 26:

$$h_{M-1} \begin{cases} h_{M-1} + C_1 & \text{se } u_* \leq 0,02 \\ h_{M-1} - C_2 & \text{se } 0,04 > u_* \end{cases} \quad (26)$$

onde C_1 e C_2 são, respectivamente constantes e iguais a 97,68 e 187,17 determinados pelo valor de erros médios para cada intervalo, conforme Tabela 5. Na Figura 31 são apresentadas as estimativas de h , por intervalo de u_* utilizando a Equação (26), e nota-se que as estimativas tendem a subestimar sistematicamente as observações e os ganhos nos valores das estatísticas foram proporcionais aos erros médios (ou C_1 e C_2).

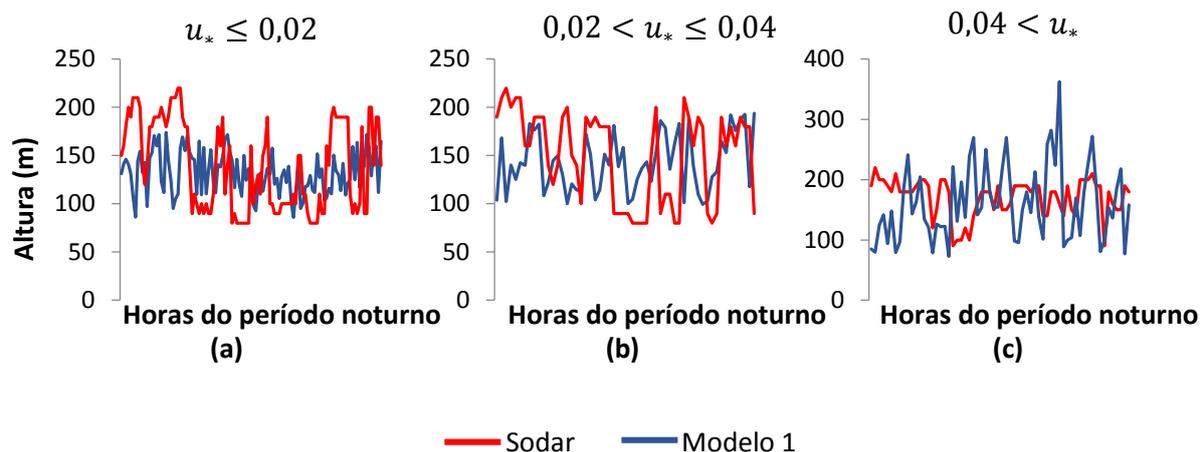


Figura 31: Comparação diária das estimativas da Equação 26 - Modelo 1 (linha azul) - e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 31 de maio de 2015 e divididos em três conjuntos, $u_* \leq 0,02$, $0,02 < u_* \leq 0,04$ e $0,04 < u_*$, Figura (a), (b) e (c), respectivamente. Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 6: Tabela de erros entre a altura prevista e a observada utilizando a Equação 26: u_* , mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, colunas 1,2,3 e 4 respectivamente.

u^*	Mediana	Erro Médio	Desvio Padrão
$0 < u^* \leq 0,02$	-7,65	-7,50	49,37
$0,02 < u^* \leq 0,04$	-10,28	-7,74	57,25
$0,04 < u^*$	-23,66	-10,26	74,74

Visando validar a Equação 26, um novo conjunto de dados correspondente ao período noturno para os dias de 1 a 30 de junho de 2015 foi utilizado. A Figura 32 mostra o comportamento das estimativas horárias e observações. Observou-se que as estimativas de h são enviesadas negativamente de -35,37 metros e com desvio padrão de 49,91 metros da média de -35,15 metros, conforme Tabela 7.

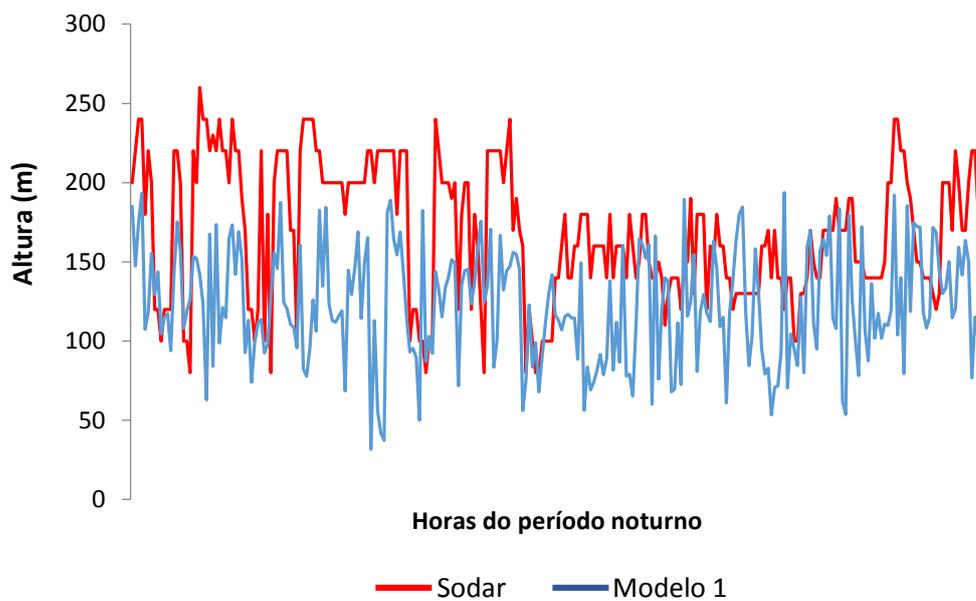


Figura 32: Comparação diária das estimativas da Equação 26 (linha azul) e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 30 de junho de 2015. Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 7: Valores da mediana do erro, erro médio e desvio padrão dos erros (Estimativa – Observação) da Eq (26), para o período de 1 a 30 de junho de 2015.

Mediana	Erro Médio	Desvio Padrão
-35,37	-35,15	49,91

6.2 MODELO 2

Representada pela Equação (11), esta estimando a altura da camada limite em função do comportamento do vento zonal, da rugosidade do terreno e do fluxo de calor sensível obtido da EMM. Na Figura 33 é apresentado o resultado da estimativa de h , e dados observado (dados extraído do SODAR) para o horário das 19hs às 06hs para período de 1 a 31 de maio de 2015. Notou-se muitos valores inconsistentes que extrapolam o modelo. Assim como resultados anteriores, observou-se que não houve coerência entre as estimativas e as observações, visto que os resultados das estatísticas utilizadas divergem significativamente dos valores ideais. A mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro são, respectivamente, iguais a 282,50m, 8292,90m e 84367,61m, conforme Tabela 8.

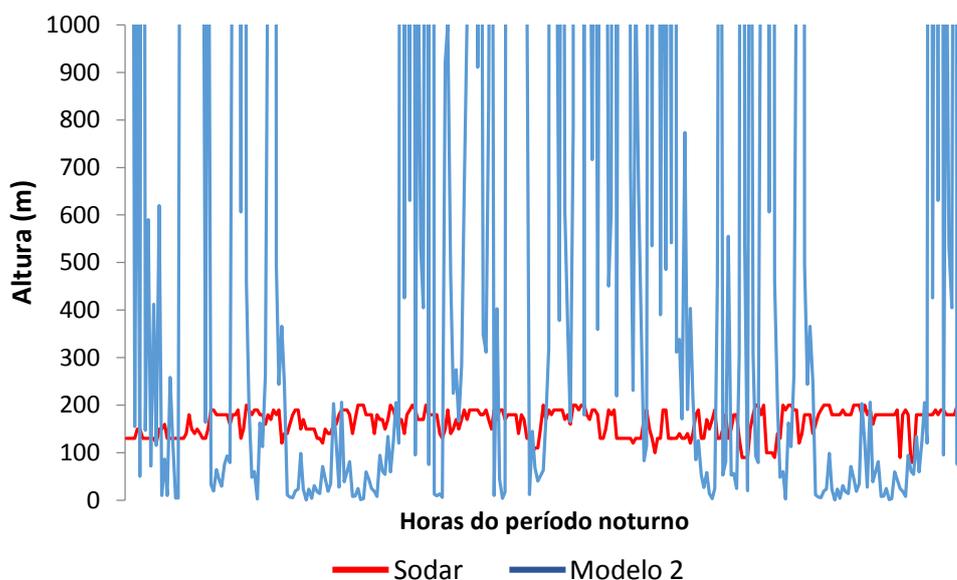


Figura 33: Comparação diária das estimativas do Modelo 2 (linha azul) e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 31 de maio de 2015.

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 8: Cálculos estatísticos dos erros entre a altura prevista e a observada, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, respectivamente.

Mediana	Média	Desvio Padrão
282,5037	8292,903	84367,61162

A Figura 34 apresenta os dados de estimativa de altura da CLA em ordem crescente, juntamente com os dados de fluxo e u^* . É possível observar que para os menores valores de fluxo e u^* , a altura da camada tende ao infinito.

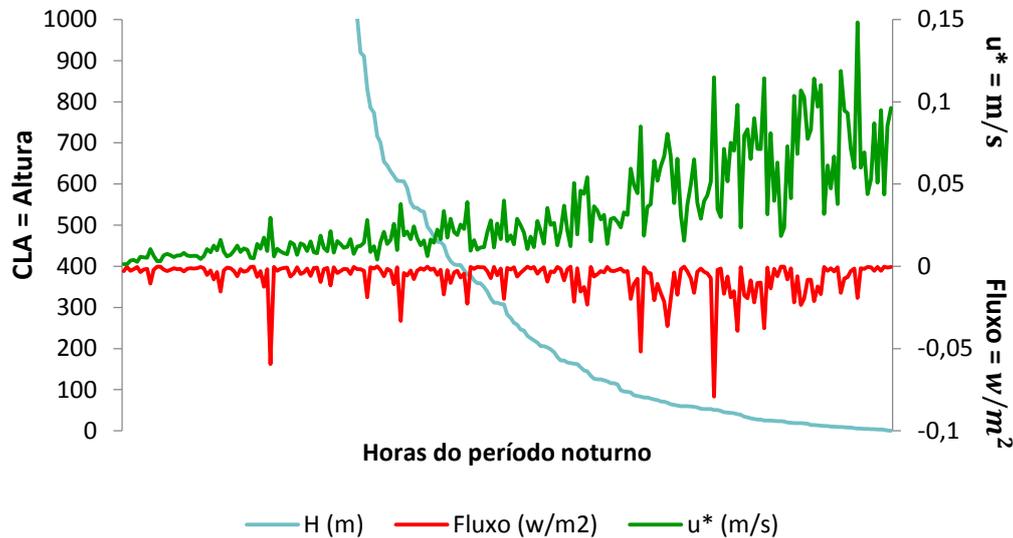


Figura 34: Estimativas do Modelo 2 (linha azul) em ordem decrescente, juntamente com u^* (linha verde) e fluxo de calor sensível (linha vermelha), entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 31 de maio de 2015
Fonte: Elaborada pelo autor.

Para fins de estudo, classificou-se as saídas do Modelo 2 em dois intervalos de h , isto é: (1) $]0;240]$ e (2) $]240;\infty[$. Os erros médios foram de 71,52 m para o intervalo (1) e 1589768 m para o intervalo (2), a mediana foi de 52,95 m para o intervalo (1) e 1331,32 m para o intervalo (2), conforme Tabela 9, os intervalos revelam que o modelo tende a superestimar sistematicamente para o intervalo (1) e (2).

Tabela 9: Tabela estatística de erros entre a altura prevista e a observada, h , mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, colunas 1,2,3 e 4, respectivamente.

$h(z)$	Mediana	Média	Desvio Padrão
$0 < h(z) < 220$	52,95	71,52	65,53
$220 < h(z)$	1331,32	15897,68	116772,87

Visto que o erro aleatório da estimativa tem um comportamento sistemático, pode-se ajustar o Modelo_2 (Equação 11) na sua saída conforme a Equação (27):

$$h_{M_2} = \begin{cases} h_{M_2} - C_1 & \text{se } 0 < h_{M_2} \leq 220 \\ h_{M_2} = 220 & \text{se } h_{M_2} > 220 \end{cases}, \quad (27)$$

onde, C_1 é uma constante e determinada pelo valor de erros médios conforme Tabela 9. Na Figura 35 é apresentado o novo comportamento da estimativa de h , utilizando a Equação (27). Notou-se que a equação tende a superestimar as observações, conforme valor da mediana, no entanto o erro médio diminuiu em relação aos resultados apresentados na Figura 33, esses valores são apresentados na Tabela 10.

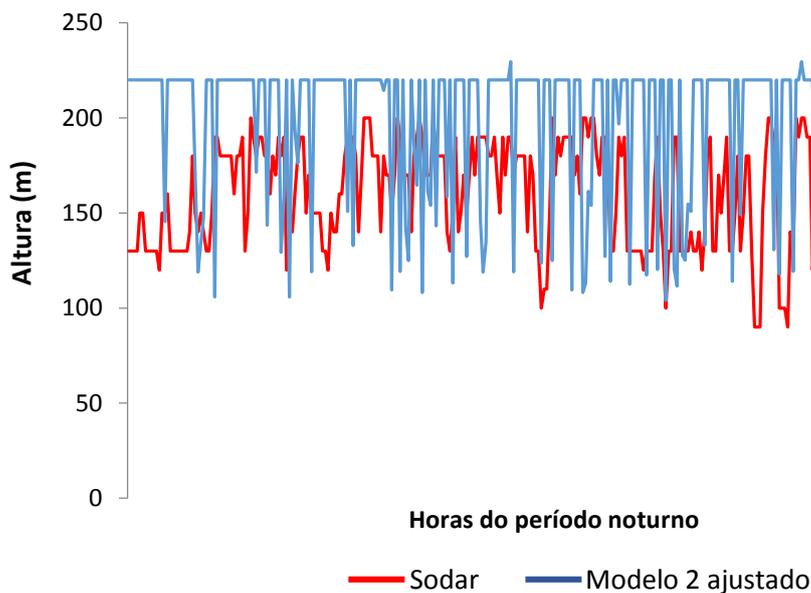


Figura 35: Comparação diária das estimativas do Modelo 2 (linha azul) e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 31 de maio de 2015
Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 10: Cálculos estatísticos dos erros entre a altura prevista pelo modelo ajustado e a observada, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, respectivamente.

Mediana	Erro Médio	Desvio Padrão
40,00	53,87	58,84

Visando validar a nova equação, esta foi utilizada com um novo conjunto de dados que compreendem o período de 1 a 30 de junho de 2015, entre as 19h e 6h. A Figura 36 mostra o comportamento das estimativas e a Tabela 11 apresenta a mediana, erro médio e desvio padrão indicando que modelo ajustado produz estimativas da h estável de forma coerente, para o conjunto de dados analisado.

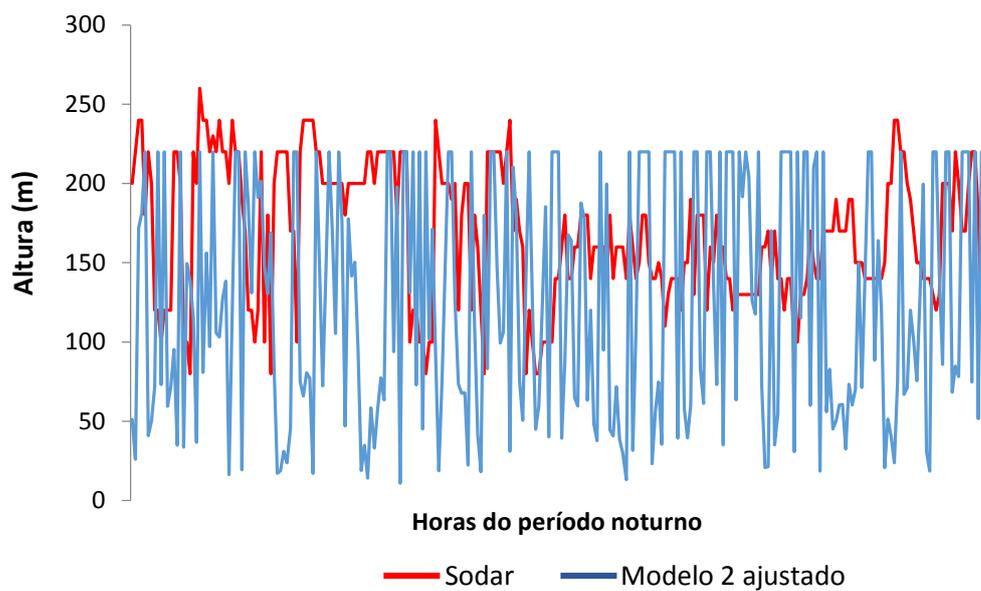


Figura 36: Comparação diária das estimativas da Equação 27 (linha azul) e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 30 de junho de 2015. Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 11: Cálculos estatísticos dos erros entre a altura prevista pelo modelo ajustado e a observada, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, respectivamente.

Mediana	Erro Médio	Desvio Padrão
-42,80	-35,05	88,47

6.3 MODELO 3

Este é apresentado pela Equação (15), onde altura da camada limite estável h , é função do comportamento do vento zonal, do fluxo de calor sensível e do termo de flutuabilidade, este último é extraído do SODAR. Na Figura 37 é apresentado o resultado da estimativa de h , e dados observado (dados extraído do SODAR) para o horário das 19hs às 06hs para período de 1 a 31 de maio de 2015. A exemplo dos dois resultados para o Modelos 1-2, o Modelo 3 produziu valores que subestimam os valores das observações.

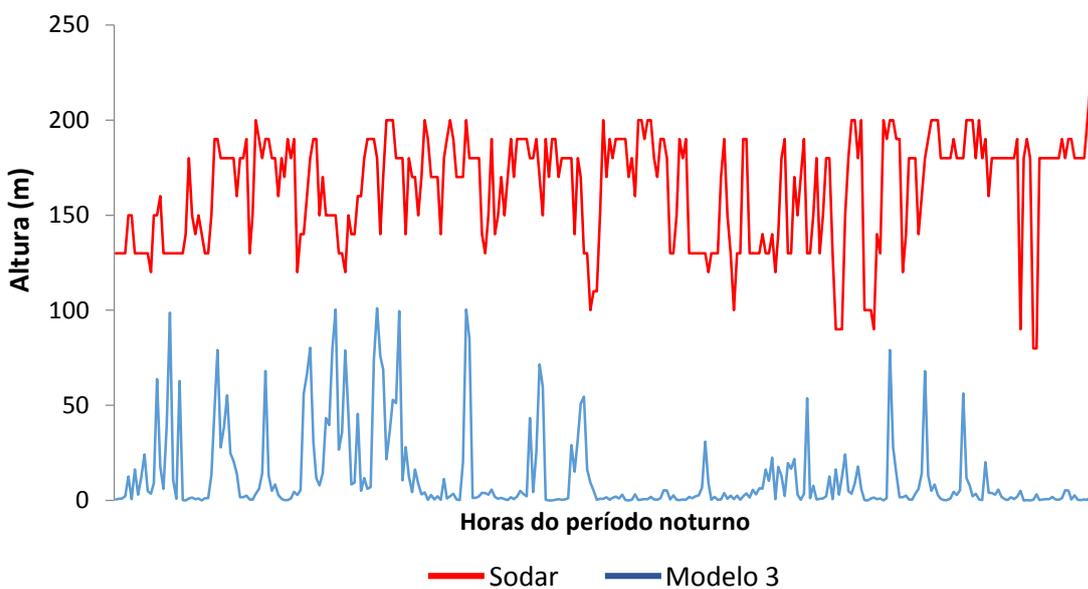


Figura 37: Comparação diária das estimativas do Modelo 3 (linha azul) e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 31 de maio de 2015.
Fonte: Elaborada pelo autor.

A Figura 38 apresenta os dados de estimativa de altura da CLA em ordem crescente, juntamente com os dados de fluxo e u^* . Não é possível observar uma coerência clara.

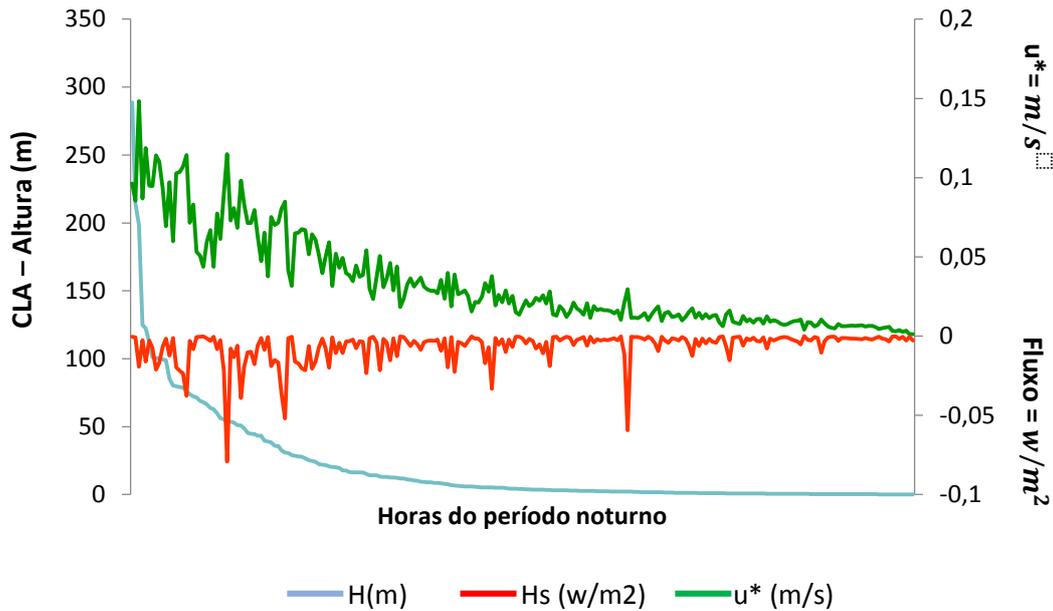


Figura 38: Estimativas do Modelo 3 (linha azul) em ordem decrescente, juntamente com u^* (linha verde) e fluxo de calor sensível (linha vermelha), entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 31 de maio de 2015
 Fonte: Elaborada pelo autor.

Em função dos valores extremamente abaixo do esperado, foi necessário realizar ajustes nas constantes que estão na Equação (15) antes de calcular os parâmetros estatísticos, vide Tabela 12.

Tabela 12: Ajuste das constantes da Equação (15), versão *default* e ajustada.

Constantes	Default	Ajustada
C_R	0,4	0,001
C_s	0,75	1,5
C_{UN}	0,25	10

Tendo em vista que as estimativas da altura da CLA pelo Modelo 3 possuem claramente erros sistemáticos, é plausível uma correção conforme Equação 28 como segue:

$$h_{M_4} = h * C1 + C2, \quad (28)$$

onde $C1 = 100$ e $C2 = 50$, após esse fator de multiplicação é aplicado seguindo os seguinte intervalos de h_{M_4} :

$$h_{M_4} = \begin{cases} h_{M_4} = 80 & \text{se } h_{M_2} < 80 \\ h_{M_4} = 220 & \text{se } h_{M_2} > 220 \end{cases} \quad (29)$$

Os limites superiores e inferiores do modelo foram limitados para 220m e 80m respectivamente, o resumo dos ajustes é especificado na Equação (29). Depois de fazer os ajustes o modelo foi executado utilizando o mesmo conjunto de dados, os resultados podem ser observados na Figura 39.

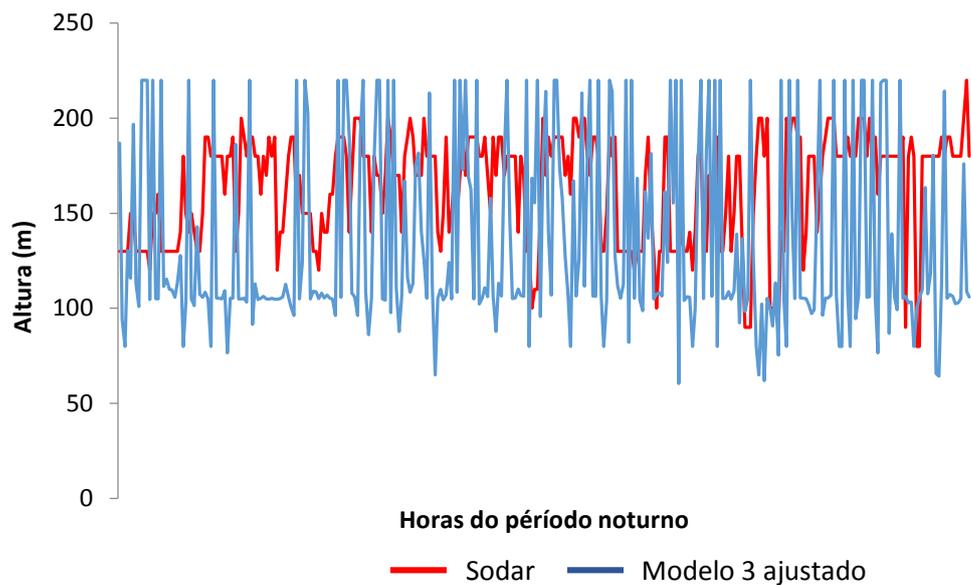


Figura 39: Comparação diária das estimativas da Equação 28 (linha azul) e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 31 de maio de 2015.
Fonte: Elaborada pelo autor.

Embora os ajustes feitos sejam os mais simples do que os casos anteriores, é possível notar uma relação entre as duas curvas, o modelo tinha uma tendência a subestimar os valores da CLE quando comparado com o SODAR, no entanto, essa tendência não é mais observada na Figura 39. Dificilmente o modelo acertará com exatidão os valores de altura, mas cabe ressaltar que o modelo conseguiu perceber os períodos de evolução e decaimento da CLN.

Tabela 13: Cálculos estatísticos dos erros entre a altura prevista e a observada, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro respectivamente.

Mediana	Erro Médio	Desvio Padrão
-31,53	-28,52	50,47

Ao observar a Tabela 13 nota-se que os valores da mediana alcançaram um valor de -31,53m, o que representa um grande ganho. O erro médio mostra uma diminuição

chegando ao valor de $-28,52\text{m}$, proporcionando melhores resultados que também podem ser vistos através da Figura 39. O desvio padrão não apresentou melhoras significativas, permanecendo aproximadamente no mesmo valor $50,47\text{ m}$.

Visando validar a nova equação, esta foi utilizada com um novo conjunto de dados que compreendem o período de 1 a 31 de junho de 2015, entre as 19h e 6h. A Figura 40 mostra o comportamento das estimavas e a Tabela 14 apresenta a mediana, erro médio e desvio padrão indicando que modelo ajustado produz estimativas da h estável de forma coerente, para o conjunto de dados analisado.

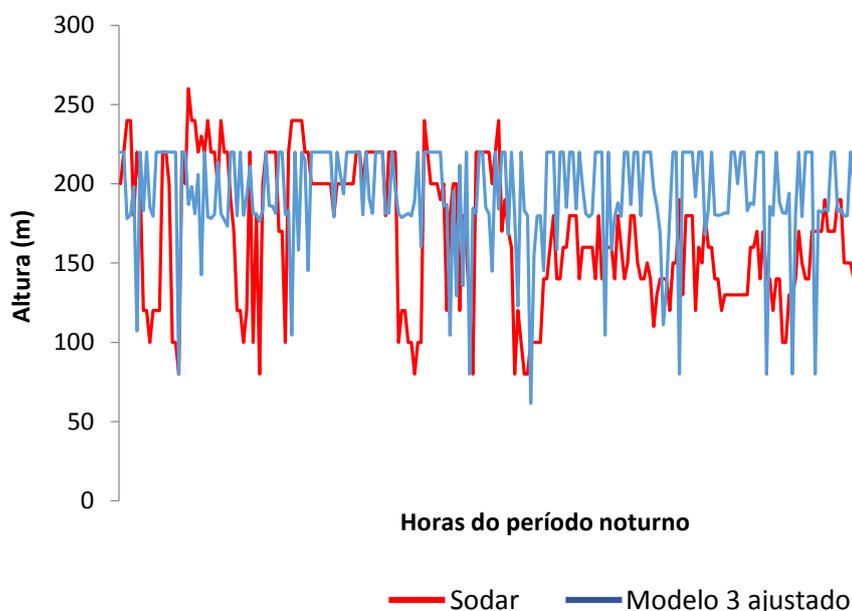


Figura 40: Comparação diária das estimativas da Equação 27 (linha azul) e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 30 de junho de 2015. Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 14: Cálculos estatísticos dos erros entre a altura prevista e a observada, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, respectivamente.

Mediana	Erro Médio	Desvio Padrão
-39,57	-39,21	50,27

O modelo utilizado é o mais completo dentre os três e entende-se que devido a isso ele expressaria os melhores resultados, no entanto, os resultados encontrados foram bastante satisfatórios, e as curvas da equação encontrada após os ajustes foram bem

representativas da região de estudo. Cabe ressaltar que esse modelo não apresentou um grande conjunto de inconsistência com valores elevados, às variáveis da equação mostram uma boa relação com a altura da CLE.

6.4 MODELO 4

Adotou-se o modelo de regressão multivariada pois é assumido que variável dependente da altura da CLA (h) pode ser expressa em função das variáveis independentes denominadas de velocidade de fricção, temperatura, pressão atmosférica e fluxo de calor sensível. Como base nesta premissa a Equação (30) pode ser ajustada entre as observações de h (metros), obtidos pelo SODAR, e valores das variáveis independentes acima mencionadas e coletadas pela EMM.

$$h_- = C_1 u_* + C_2 T + C_3 P + C_4 H_s + A, \quad (30)$$

onde C_1, C_2, C_3, C_4 e A foram determinados por regressão de mínimos quadrados e seus valores são iguais a 96,95, 0,19, -0,28, -427,37 e 376,33, respectivamente. Na Figura 41 é apresentado os resultados das estimativas de h , e dados observado (dados extraído do SODAR) para o horário noturno das 19hs às 06hs durante o período de 1 a 31 de maio de 2015. Observa-se que as estimativas tendem a serem melhores que os modelos 1, 2 e 3 sem ajuste, no entanto ainda estão aquém do ideal, vide os valores da mediana, erro médio e desvio padrão que são, respectivamente, iguais a 2,04m, 4,95m e 24,99m, visto na Tabela 15.

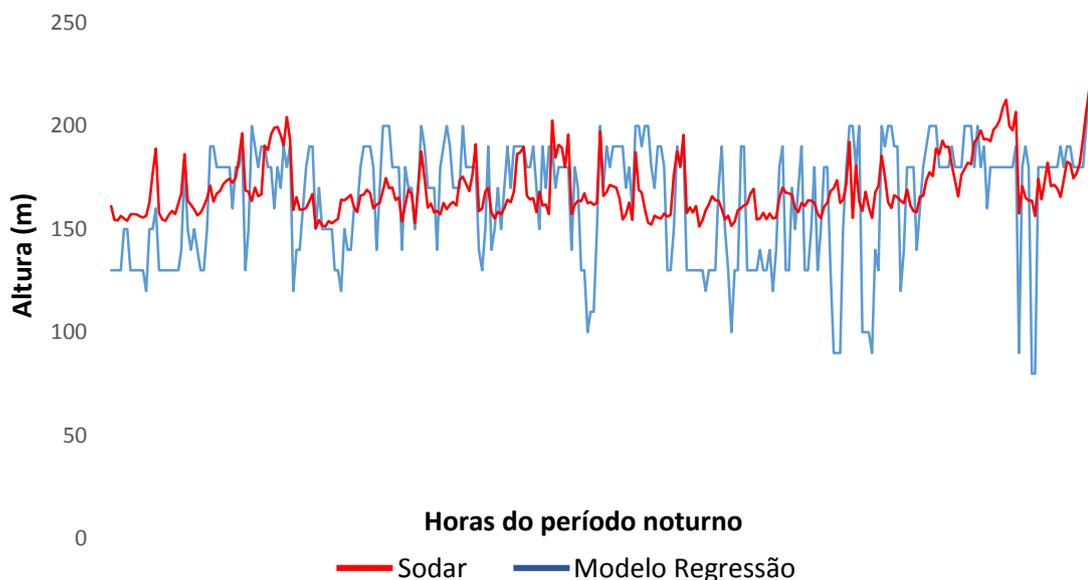


Figura 41: Comparação diária das estimativas da Equação 30 (linha azul) e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 31 de maio de 2015.

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 15: Cálculos estatísticos dos erros entre a altura prevista e a observada, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro respectivamente.

Mediana (m)	Erro Médio (m)	Desvio Padrão (m)
2,04	4,95	24,99

Visando validar o modelo de regressão linear, Equação (30), um novo conjunto de dados correspondente ao período noturno para os dias de 1 a 31 de junho de 2015 foi utilizado. A Figura 42 mostra o comportamento das estimativas horárias e observações. Observa-se que as estimativas de h são coerentes com valores de: 19,52m, média de 18,94m e com desvio padrão de 23,47m, conforme Tabela 16.

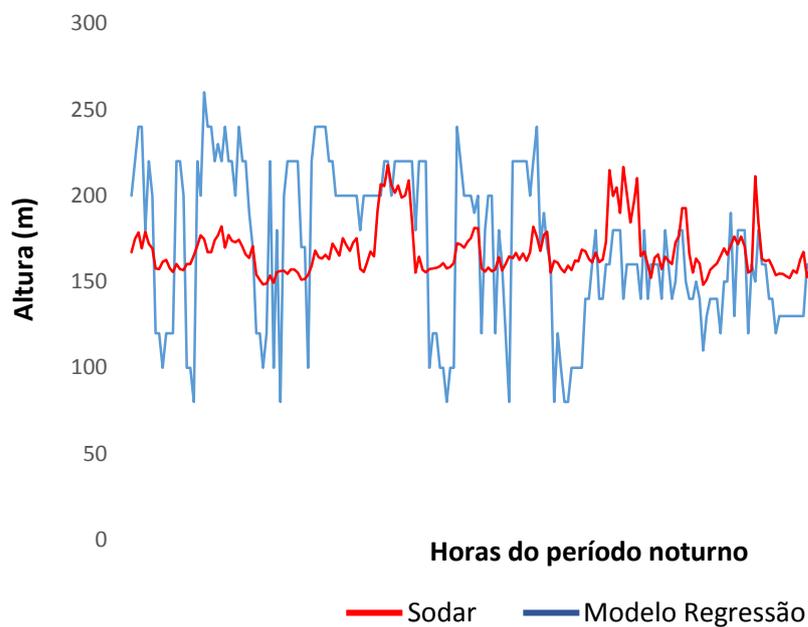


Figura 42: Comparação diária das estimativas da Equação 30 (linha azul) e observações do SODAR (linha vermelha) da altura da camada estável, entre 19h00 e 06h00, no período de 1 a 30 de junho de 2015. Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 16: Valores da mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro (Estimativa – Observação) para o período de 1 a 31 de junho de 2015.

Mediana (m)	Erro Médio (m)	Desvio Padrão (m)
19,52	18,94	23,47

6.5 MODELO 5

O desenvolvimento do modelo RNA é descrito no item 4.3.2. Para o treinamento da rede foram utilizados os dados de: temperatura, umidade relativa, pressão atmosférica, velocidade de fricção, fluxo de calor sensível e a altura da camada limite obtida pelo SODAR. Esta última é considerada como a variável de saída do modelo e as outras restantes, como variáveis de entrada. O conjunto de treinamento foi constituído de 377 eventos. Na Figura 43 é apresentado o resultado da estimativa da altura da CLA (h) feita pela rede e a altura (h) observada pelo SODAR para os horários noturnos das 19hs às 06hs durante o período de 1 a 31 de maio de 2015, durante o treinamento da rede. Observa-se boa correlação entre a estimativa e o valor observado; as medidas estatísticas: mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro valem, respectivamente, -4,41 m, -2,65 e 18,56 m visto na Tabela 17.

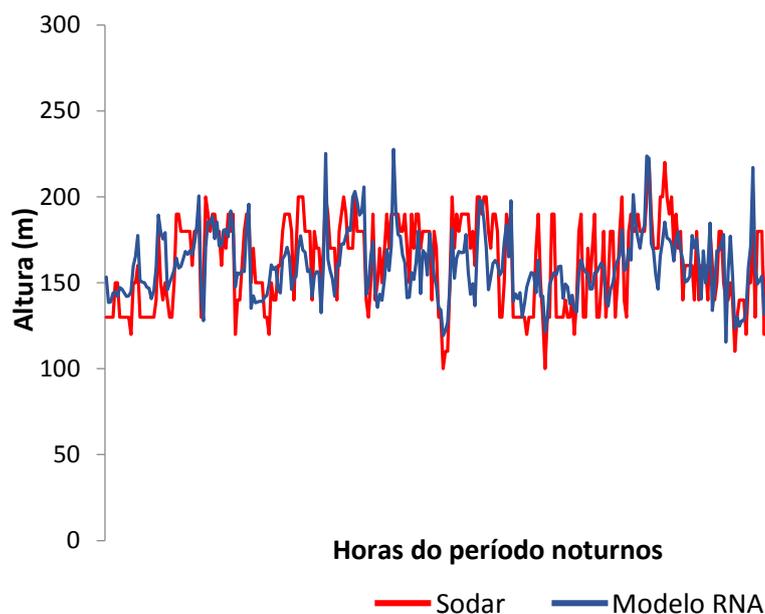


Figura 43: Comparação entre os valores de altura da camada estável encontrados pelo modelo de RNA (linha azul) e pelo SODAR (linha vermelha), o período dos dados utilizados é de 1 a 31 de maio de 2015 (377 amostras), os dados foram extraídos entre os horários de 19h as 06h. Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 17: Cálculos estatísticos dos erros entre a altura prevista e a observada, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, respectivamente.

Mediana	Erro Médio	Desvio Padrão
-4,41	-2,65	18,56

Para validar o modelo de RNA criado, um novo conjunto de dados, com 196 eventos, correspondente ao período noturno dos dias de 1 a 30 de junho de 2015 foi utilizado. Após a aplicação do conjunto de validação, os resultados estão apresentados na Figura 44, onde observou-se um comportamento das estimativas horárias e dos dados observados. Observou-se que as estimativas de h (linha azul) e os dados observados pelo SODAR não apresentam uma boa correlação e foram obtidas as seguintes estatísticas: -16,61m, de mediana, -11,20m de erro médio e desvio padrão de 45,02m , conforme Tabela 18.

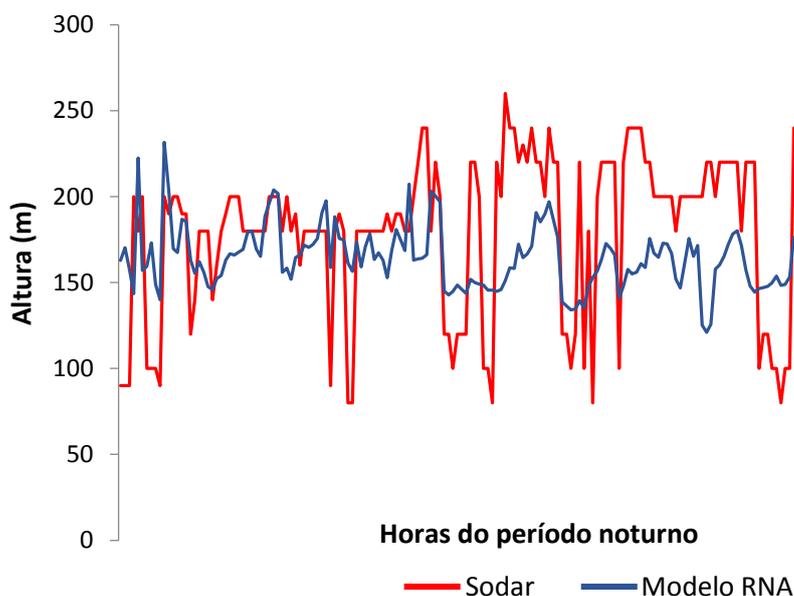


Figura 44: Nova comparação entre os valores de altura da camada estável encontrados pela RNA utilizando os dados de validação (linha azul) e pelo SODAR (linha vermelha), o período dos dados utilizados é de 1 a 30 de junho de 2015, os dados foram extraídos entre os horários de 19h as 06h. Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 18: Tabela de erros entre a altura prevista e a observada utilizando dados para validação, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, respectivamente.

Mediana	Erro Médio	Desvio Padrão
-16,61	-11,20	45,02

Com a análise desses resultados, percebe-se que o modelo encontrou dificuldades na estimativa da parte inferior e superior da CLE. Em vista disso, foram retirados 59 eventos do conjunto de validação referentes à parte inferior e superior da CLE e a rede foi executada novamente com o novo conjunto de validação com 136 (eventos). Os novos resultados são apresentados na Figura 45, onde se observa as melhorias obtidas na

estimativa de h : há uma maior correlação, a mediana diminuiu para -10,61m, o erro médio para -8,04 e o desvio padrão para 29,42m, conforme a Tabela 19.

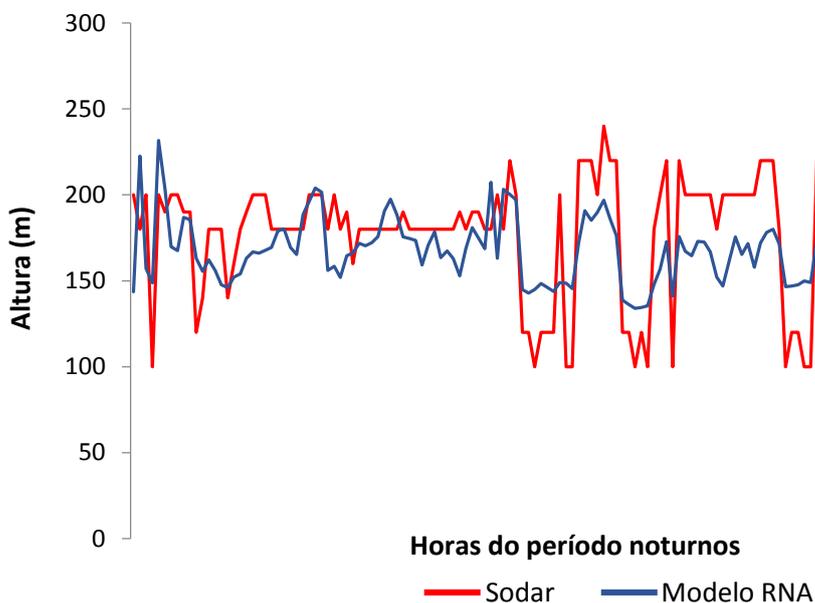


Figura 45: Comparação entre os valores de altura da camada estável encontrados pelo modelo RNA (linha azul) e pelo SODAR (linha vermelha), o período dos dados utilizados é de 1 a 30 de junho de 2015, os dados foram extraídos entre os horários de 19h as 06h. Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 19: Tabela de erros entre a altura prevista e a observada utilizando dados para validação, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, respectivamente.

Mediana	Erro Médio	Desvio Padrão
-10,61	-8,04	29,42

Em suma, observou-se que os modelos determinísticos (1), (2) e (3), como proposto, tendem a superestimar significativamente as estimativas da altura da CLN. Alternativamente, o uso de modelos empíricos, baseado em regressão de mínimo quadrados e RNA, que produziram estimativas um pouco mais realísticas e encorajador. Na Tabela 20, pode-se comparar as estatísticas das estimativas entre os modelos utilizados.

Tabela 20: Tabela de erros entre a altura prevista e a observada utilizando dados para validação, mediana do erro, erro médio e desvio padrão do erro, respectivamente.

Modelos	Mediana (m)	Erro Médio (m)	Desvio Padrão (m)
1	-35,37	-35,15	49,91
2	-42,80	-35,05	88,47
3	-39,57	-39,21	50,27
Regressão	19,52	18,94	23,47
RNA	-10,61	-8,04	29,42

7 CONCLUSÃO

Neste trabalho foi realizada a avaliação de três modelos, três determinísticos e dois estocásticos, para estimar a altura da camada limite na região de Santa Cruz – RJ durante o período maio e junho de 2015. Os resultados da análise mostram que os modelos determinísticos como propostos (versão *default*) superestima/subestima significativamente altura da camada limite noturna. O Modelo 1 é totalmente influenciado pela velocidade de fricção, e por isso tende a superestimar a altura da CLN para elevados valores de u^* . Os modelos 2 e 3 que levam em consideração o fluxo de calor sensível, não apresentaram bons resultados na versão *default* e nem com os ajustes propostos.

Em relação aos modelos estocásticos ambos, localmente ajustados, representam o comportamento da altura da camada limites de forma similares. O modelo 4 (Regressão) obteve resultados muito próximos aos do modelo 5 (RNA), no entanto, o baseado em redes neurais, por ser um modelo mais complexo, obteve as melhores estimativas de altura da camada limite, considerando a amostra de dados utilizado.

É importante lembrar que os ajustes realizados nesse trabalho não foram os mais indicados, sendo focados basicamente em remoção dos vieses, que por sua vez, mostrou-se eficaz e aprimoram significativamente as estimativas da altura da camada, conforme resultados resíduos (mediana, erro médio e desvio padrão).

Embora seja os resultados preliminares aqui apresentados sejam encorajadores, faz-se necessário estender o período de dados, e investigar novas categorias de modelos, incluindo aqueles baseado em inteligência computacional em futuros trabalhos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARYA, S. Pal. Modeling and parameterization of near-source diffusion in weak winds. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 5, p. 1112-1122, 1995.

ARYA, S. Pal. Micrometeorology and atmospheric boundary layer. **Pure and Applied geophysics**, v. 162, n. 10, p. 1721-1745, 2005.

BETTS, AKt. Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, n. 419, p. 178-196, 1973.

BEYRICH, Frank. Mixing-height estimation in the convective boundary layer using sodar data. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 74, n. 1-2, p. 1-18, 1995.

BEYRICH, F. Mixing height estimation from sodar data—a critical discussion. **Atmospheric Environment**, v. 31, n. 23, p. 3941-3953, 1997.

BRAGA, A. de P.; CARVALHO, A. P. L. F.; LUDERMIR, Teresa Bernarda. **Redes neurais artificiais: teoria e aplicações**. Livros Técnicos e Científicos, 2000.

DEARDORFF, J. W. Prediction of convective mixed-layer entrainment for realistic capping inversion structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 3, p. 424-436, 1979.

DE TOMASI, Ferdinando; PERRONE, Maria Rita. PBL and dust layer seasonal evolution by lidar and radiosounding measurements over a peninsular site. **Atmospheric research**, v. 80, n. 1, p. 86-103, 2006.

DENMEAD, O. T.; BRADLEY, Edward F. Flux-gradient relationships in a forest canopy. In: **The forest-atmosphere interaction**. Springer, Dordrecht, 1985. p. 421-442.

DRIEDONKS, A. G. M.; TENNEKES, H. Parameterization of the atmospheric boundary layer in large-scale models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 62, n. 5, p. 594-598, 1981.

DRIEDONKS, A. G. M. Models and observations of the growth of the atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 23, n. 3, p. 283-306, 1982.

DYER, A. J.; BRADLEY, Edward F. An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 22, n. 1, p. 3-19, 1982.

FAHLMAN, Scott E.; LEBIERE, Christian. The cascade-correlation learning architecture. In: **Advances in neural information processing systems**. 1990. p. 524-532.

FOKEN, Th; SKEIB, G. Profile measurements in the atmospheric near-surface layer and the use of suitable universal functions for the determination of the turbulent energy exchange. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 25, n. 1, p. 55-62, 1983.

FOKEN, Thomas. 50 years of the Monin–Obukhov similarity theory. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, n. 3, p. 431-447, 2006.

FRANÇA, Gutemberg Borges et al. Nowcasting model of low wind profile based on neural network using SODAR data at Guarulhos Airport, Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 39, n. 8, p. 2506-2517, 2018.

GARRATT, J. R. The internal boundary layer—a review. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 50, n. 1-4, p. 171-203, 1990.

GARRATT, John Roy. The atmospheric boundary layer. **Earth-Science Reviews**, v. 37, n. 1-2, p. 89-134, 1994.

GARSTANG, Michael; FITZJARRALD, David Roy. **Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics**. Oxford University Press, USA, 1999.

GRYNING, Sven-Erik; BATCHVAROVA, Ekaterina. Analytical model for the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 116, n. 491, p. 187-203, 1990.

STEENEVELD, G. J.; VAN DE WIEL, B. J. H.; HOLTSLAG, A. A. M. Diagnostic equations for the stable boundary layer height: Evaluation and dimensional analysis. **Journal of applied meteorology and climatology**, v. 46, n. 2, p. 212-225, 2007.

GRYNING, Sven-Erik; BATCHVAROVA, Ekaterina. Analytical model for the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 116, n. 491, p. 187-203, 1990.

HAACK, Tracy et al. Mesoscale modeling of boundary layer refractivity and atmospheric ducting. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, n. 12, p. 2437-2457, 2010.

HANDORF, Dörthe; FOKEN, Thomas; KOTTMEIER, Christoph. The stable atmospheric boundary layer over an Antarctic ice sheet. **Boundary-layer meteorology**, v. 91, n. 2, p. 165-189, 1999.

HANNA, Steven R. The thickness of the planetary boundary layer. **Atmospheric Environment (1967)**, v. 3, n. 5, p. 519-536, 1969.

HAYKIN, Simon. **Redes neurais: princípios e prática**. Bookman Editora, 2007.

HEIMES, Felix; VAN HEUVELN, Bram. The normalized radial basis function neural network. In: **Systems, Man, and Cybernetics, 1998. 1998 IEEE International Conference on**. IEEE, 1998. p. 1609-1614.

HOLTSLAG, A. A. M.; BOVILLE, B. A. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. **Journal of Climate**, v. 6, n. 10, p. 1825-1842, 1993.

HOLZWORTH, George C. Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. **Mon. Weather Rev**, v. 92, n. 5, p. 235-242, 1964.

HØJSTRUP, Jørgen. Velocity spectra in the unstable planetary boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 10, p. 2239-2248, 1982.

JERIČEVIĆ, Amela; GRISOGONO, Branko. The critical bulk Richardson number in urban areas: verification and application in a numerical weather prediction model. **Tellus A**, v. 58, n. 1, p. 19-27, 2006.

JIANG, Qingfang; SMITH, Ronald B.; DOYLE, James D. Impact of the atmospheric boundary layer on mountain waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, n. 2, p. 592-608, 2008.

KING, John Christopher; TURNER, John. **Antarctic meteorology and climatology**. Cambridge University Press, 2007.

KLIPP, Cheryl; MAHRT, L. Conditional analysis of an internal boundary layer. **Boundary-layer meteorology**, v. 108, n. 1, p. 1-17, 2003.

KUNDU, P. K.; COHEN, I. M.; HU, H. H. Fluid Mechanics (Academic, New York, 2008). **Google Scholar**.

LEMONE, Margaret A. The marine boundary layer. In: **Proc. Workshop on the Planetary Boundary Layer**. 1980. p. 182-231.

LI, Wei. Stable boundary layer height parameterization: Learning from artificial neural networks. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 3, n. 04, p. 523, 2013.

LILLY, Douglas K. Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 94, n. 401, p. 292-309, 1968.

MAHRT, Larry et al. An observational study of the structure of the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 17, n. 2, p. 247-264, 1979.

MAYFIELD, John A.; FOCHESSATTO, Gilberto J. The layered structure of the winter atmospheric boundary layer in the interior of Alaska. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 4, p. 953-973, 2013.

MELAS, D.; KAMBEZIDIS, H. D. The depth of the internal boundary layer over an urban area under sea-breeze conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 61, n. 3, p. 247-264, 1992.

MELGAREJO, José W.; DEARDORFF, James W. Stability functions for the boundary-layer resistance laws based upon observed boundary-layer heights. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 5, p. 1324-1333, 1974.

MONIN, A. S.; YAGLOM, A. M. *Statistical Fluid Mechanics: Mechanics of Turbulence*, 1, 769. 1971.

NOGUEIRA, Silvana Lopes et al. Distribuição espacial e crescimento da população idosa nas capitais brasileiras de 1980 a 2006: um estudo ecológico. **Revista Brasileira de Estudos de população**, v. 25, n. 1, p. 195-198, 2008.

NOSE-FILHO, Kenji; LOTUFO, Anna Diva Plasencia; MINUSSI, Carlos Roberto. Short-term multinodal load forecasting using a modified general regression neural network. **IEEE Transactions on Power Delivery**, v. 26, n. 4, p. 2862-2869, 2011.

OOKOUCHI, Y. et al. Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations. **Monthly weather review**, v. 112, n. 11, p. 2281-2292, 1984.

OKE, T. R.; CLEUGH, H. A. Urban heat storage derived as energy balance residuals. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 39, n. 3, p. 233-245, 1987.

SEIBERT, Petra et al. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. **Atmospheric environment**, v. 34, n. 7, p. 1001-1027, 2000.

POLLARD, Raymond T.; RHINES, Peter B.; THOMPSON, Rory ORY. The deepening of the wind-mixed layer. **Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics**, v. 4, n. 1, p. 381-404, 1972.

REYNOLDS, Osborne. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. A**, v. 186, p. 123-164, 1895.

ROSSBY, Carl-Gustaf; MONTGOMERY, Raymond B. **The layer of frictional influence in wind and ocean currents**. Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 1935.

SALMOND, J. A.; MCKENDRY, I. G. A review of turbulence in the very stable nocturnal boundary layer and its implications for air quality. **Progress in Physical Geography**, v. 29, n. 2, p. 171-188, 2005.

SASSEN, Saskia. *As cidades na economia mundial* (Tradução: Carlos Eugênio Marcondes Moura). **São Paulo: Studio Nobel**, 1998.

SEIBERT, Petra et al. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. **Atmospheric environment**, v. 34, n. 7, p. 1001-1027, 2000.

SOUZA, José Francisco Almeida de et al. Uma revisão sobre a turbulência e sua modelagem. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n. 1, p. 21-41, 2011.

STEENEVELD, G. J.; VAN DE WIEL, B. J. H.; HOLTSLAG, A. A. M. Revisiting the Height of the Stable Boundary Layer over Land. 2005.

STEENEVELD, G. J. Stable Boundary Layer Issues In proc. In: **ECMWF Workshop on Diurnal cycles and the stable boundary layer 7-10 Nov. 2011.**

SPECHT, Thomas; WOLTERS, Jörn; ERDMANN, Volker A. Compilation of 5S rRNA and 5S rRNA gene sequences. **Nucleic acids research**, v. 18, n. suppl, p. 2215-2230, 1990.

STAGE, Steven A.; BUSINGER, Joost A. A model for entrainment into a cloud-topped marine boundary layer. Part I: Model description and application to a cold-air outbreak episode. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 10, p. 2213-2229, 1981.

STULL, Roland B. **An introduction to boundary layer meteorology.** Springer Science & Business Media, 2012.

TENNEKES, Hendrik; LUMLEY, John Leask. **A first course in turbulence.** MIT press, 1972.

TENNEKES, H. A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 30, n. 4, p. 558-567, 1973.

ALMEIDA, MV de. Aplicação de Técnicas de Redes Neurais Artificiais na Previsão de curtíssimo prazo da Visibilidade e Teto para o Aeroporto de Guarulhos–SP. **São Paulo-SP**, 2009.

VILHENA, Marco Túlio de et al. An analytical air pollution model: development and evaluation. **Beitrag zur Physik der Atmosphäre-Contributions to Atmospheric Physics**, v. 71, n. 3, p. 315-320, 1998.

VOGELEZANG, D. H. P.; HOLTSLAG, A. A. M. Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 81, n. 3-4, p. 245-269, 1996.

WALLACE, John M.; HOBBS, Peter V. **Atmospheric science: an introductory survey.** Elsevier, 2006.

WANG, Shouping; STEVENS, Bjorn. Top-hat representation of turbulence statistics in cloud-topped boundary layers: A large eddy simulation study. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 57, n. 3, p. 423-441, 2000.

WETZEL, Peter J.; CHANG, Jy-Tai. Evapotranspiration from nonuniform surfaces: A first approach for short-term numerical weather prediction. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 600-621, 1988.

WILKS, D.S. Theoretical probability distributions. In: *Statistical methods in the atmospheric sciences*. San Diego: Academic Press, p. 102-104, 2006.

WILDE, Nicholas P.; STULL, Roland B.; ELORANTA, Edwin W. The LCL zone and cumulus onset. **Journal of climate and applied meteorology**, v. 24, n. 7, p. 640-657, 1985.

YAMADA, Tetsuji; MELLOR, George. A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data. **Journal of the Atmospheric sciences**, v. 32, n. 12, p. 2309-2329, 1975.

ZILITINKEVICH, S. S. On the determination of the height of the Ekman boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 3, n. 2, p. 141-145, 1972.

ZILITINKEVICH, Sergej; MIRONOV, Dmitrii V. A multi-limit formulation for the equilibrium depth of a stably stratified boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 81, n. 3-4, p. 325-351, 1996.

ZILITINKEVICH, Sergej; CALANCA, Pierluigi. An extended similarity theory for the stably stratified atmospheric surface layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 566, p. 1913-1923, 2000.

ZILITINKEVICH, Sergej et al. Diagnostic and prognostic equations for the depth of the stably stratified Ekman boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 128, n. 579, p. 25-46, 2002.

ZHANG, Y. et al. On the computation of planetary boundary-layer height using the bulk Richardson number method. **Geoscientific Model Development**, v. 7, n. 6, p. 2599-2611, 2014.