

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

JANET VALDÉS TITO

**Investigação da evolução diurna da Camada Limite Planetária
na Região Metropolitana de São Paulo usando o modelo WRF-
LES**

São Paulo

2024

AGRADECIMENTOS

Eu gostaria de agradecer todas as pessoas que estiveram comigo durante estes anos de pesquisa. Tenho uma lista gigantesca que agradecer porque graças a Deus teve a oportunidade de conhecer e compartilhar com pessoas especiais que me ajudaram e ainda continuam me ajudando em todo. Por favor espero que saibam que os amo a todos e que se hoje consegui culminar esta pesquisa em parte foi graças a todos eles.

Nesta lista, não posso deixar de agradecer ao meu orientador Prof. Amauri Pereira de Oliveira, primeiramente pela confiança que teve em mim desde o começo. Nestes anos compartilhou seus conhecimentos de micrometeorologia e me ajudou muito com seus conselhos. No entanto, acho que sobretudo tenho que agradecer-lhe por sua paciência, porque realmente não desistiu e sempre acreditou que eu ia conseguir culminar minha pesquisa, brindando sempre seu apoio para isso.

Ao professor Maxsuel e a professora Flávia, muito obrigada por sua ajuda nestas simulações. Vocês sempre tiveram a paciência para me ajudar em tudo, sempre compartilhando seus conhecimentos para que todo dera certo. Obrigada, acredito que se consegui chegar até aqui foi em grande parte graças vocês.

A minha família por me ajudar em todo momento e conseguir vir até Brasil só para que eu conseguisse culminar. Graças mãe por me ajudar sempre, eu te amo muito e se hoje estou nesta etapa de minha vida foi por você.

A meu esposo por estar comigo neste caminho desde o começo e me ajudar em tudo. Obrigada pelos filhos maravilhosos que tenho e por sobretudo cuidar deles quando eu precisei ficar trabalhando.

A meu amigo Maciel obrigada por esta sempre para mim, qualquer dia, assim fora fim de semana, feriado, natal, fim de ano, ele sempre estava para brindar sua ajuda.

A meus amigos, os que já não estão aqui e os que continuam obrigada. Em particular obrigada Yusvelis, Ramon, Darsys, Puig, Made, Alia, Argel, Susel, Dayana e Dayne.

Aos professores do IAG pelos conhecimentos adquiridos durante estes anos, suas aulas foram excelentes.

A CNPq 166519/2017-0 pelo financiamento da bolsa de doutorado. A FAPESP (2011/50178-5), FAPERJ (E26/111.620/2011 e E-26/103.407/2012), CNPq (309079/2013-6; 305357/2012-3, 462734/2014-5) pelo financiamento do Projeto MCITY BRAZIL.

RESUMO

TITO, J. V. **Simulação numérica da Camada Limite Urbana na Região Metropolitana de São Paulo usando o modelo WRF-LES**. 189 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2024.

O objetivo principal deste estudo é analisar a evolução temporal e espacial da Camada Limite Planetária (CLP) na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) usando o modelo WRF-LES. Para isso, foram realizadas simulações durante 10 dias consecutivos no verão e inverno de 2013. As simulações foram divididas em duas etapas. Na primeira, foram aninhados três domínios de mesoescala com diferentes resoluções de grade horizontal para avaliar entre nove esquemas de parametrização de CLP disponíveis na versão 4.1.2 do modelo WRF, o mais apropriado para simular as características dinâmicas e termodinâmicas da CLP na RMSP. Na segunda etapa, mais dois domínios foram simulados no modo LES, empregando as condições iniciais e de contorno fornecidas pelo domínio de mesoescala de maior resolução usando o esquema de parametrização escolhido na etapa anterior. Nas simulações foi acoplado o modelo Noah LSM com o modelo de dossel urbano de uma camada (UCM), utilizando para a classificação do uso e ocupação do solo nas diferentes classes urbanas o sistema WUDAPT (“World Urban Database Access Portal Tool”). Os dados no WUDAPT empregam a tipologia LCZ (“Local Climate Zone”) usando 17 categorias, dez das quais são urbanas. Os dados observacionais foram obtidos do experimento de campo realizado no Aeroporto de Campo de Marte (ACM) e em três Plataformas Micrometeorológicas (PM SFZ, PM IAG e PM ITU) representativas de uma área urbana, suburbana e rural, respectivamente, como parte do projeto MCITY BRAZIL. Os resultados indicaram que o esquema MYJ apresentou as melhores concordâncias e correlações para variáveis meteorológicas de superfície no verão e inverno de 2013. Igualmente, os esquemas locais MYNN e QNSE tiveram um bom desempenho para o inverno. O balanço de energia mostrou uma superestimação geral dos fluxos de calor sensível e latente, com melhores concordâncias na região rural. Na análise da altura da CLP os esquemas SH e MYJ tiveram o melhor desempenho. Com exceção de QNSE, os valores de concordância são superiores aos 0,74 para o mês de agosto, e 0,62 para o mês de fevereiro, chegando alcançar valores de 0,83 e 0,84 respectivamente. Os resultados da pesquisa mostraram que o esquema que melhor representou as condições meteorológicas e de topografia de RMSP é o esquema MYJ. Comparando as simulações de mesoescala com o WRF-LES, observou-se que o LES apresentou um menor erro e maior concordância com as observações. O WRF-LES demonstrou robustez na reprodução da variação sazonal e evolução diurna do fluxo de calor sensível, calor latente, radiação de onda curta e radiação líquida. Em relação ao evento de Jato de Baixos Níveis (JBN), as simulações com WRF-LES mostraram uma representação mais precisa em comparação com o modelo de mesoescala, reproduzindo eficazmente a rotação do vento, homogeneização da Camada Limite Urbana e a transição dia-noite

durante o evento. Em resumo, o estudo conclui que o modelo WRF-LES foi eficaz na simulação das condições dinâmicas e termodinâmicas da CLP na RMSP, destacando sua capacidade de capturar eventos específicos, como o JBN, de maneira mais precisa em comparação com o modelo de mesoescala.

Palavras-chave: Modelo WRF-LES, Camada Limite Planetária, Esquemas de parametrização da CLP, Região Metropolitana de São Paulo, Projeto MCITY BRAZIL.

ABSTRACT

TITO, J. V. **Numerical Simulation of Urban Boundary Layer in the Metropolitan Region of São Paulo using WRF-LES Model.** 189 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2024.

The main objective of this study is to analyze the temporal and spatial evolution of the Planetary Boundary Layer (PBL) in the Metropolitan Region of São Paulo (MRSP) using the WRF-LES model. For this purpose, simulations were conducted over 10 consecutive days in the summer and winter of 2013. The simulations were divided into two stages. In the first stage, three mesoscale domains with different horizontal grid resolutions were nested to evaluate among nine available PBL parameterization schemes in version 4.1.2 of the WRF model, determining the most suitable for simulating the dynamic and thermodynamic characteristics of the PBL in the MRSP. In the second stage, two additional domains were simulated in LES mode, employing initial and boundary conditions provided by the highest resolution mesoscale domain using the selected PBL parameterization scheme from the previous stage. The Noah LSM model was coupled with the Single-Layer Urban Canopy Model (UCM), and the WUDAPT ("World Urban Database Access Portal Tool") system was utilized for land use and land cover classification into different urban classes using the Local Climate Zone (LCZ) typology with 17 categories, ten of which are urban. Observational data were obtained from a field experiment conducted at Campo de Marte Airport (ACM) and three Micrometeorological Platforms (PM SFZ, PM IAG, and PM ITU) representing urban, suburban, and rural areas, respectively, as part of the MCITY BRAZIL project. The results indicated that the MYJ scheme showed the best agreements and correlations for surface meteorological variables in both summer and winter of 2013. Similarly, the local schemes MYNN and QNSE performed well for winter conditions. The energy balance showed an overall overestimation of sensible and latent heat fluxes, with better agreements in the rural region. In the analysis of PBL height, the SH and MYJ schemes performed the best. Except for QNSE, the agreement values exceeded 0.74 for August and 0.62 for February, reaching values of 0.83 and 0.84, respectively. The research results showed that the MYJ scheme best represented the meteorological and topographical conditions of MRSP. Comparing mesoscale and LES simulations, was observed that LES exhibited lower errors and greater agreement with observations. WRF-LES demonstrated robustness in reproducing the seasonal variation and diurnal evolution of sensible heat flux, latent heat flux, shortwave radiation, and net radiation. Regarding the Low-Level Jet (LLJ) event, WRF-LES simulations showed a more accurate representation compared to the mesoscale model, effectively reproducing wind rotation, homogenization of the Urban Boundary Layer, and day-night transition during the event. In summary, the study concludes that the WRF-LES model was effective in simulating the dynamic and

thermodynamic conditions of the PBL in the MRSP, highlighting its ability to capture specific events, such as the LLJ, more accurately compared to the mesoscale model.

Keywords: WRF-LES model, Planetary Boundary Layer, PBL parameterization schemes, Metropolitan Region of São Paulo, MCITY BRAZIL project.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Ciclo diurno da CLP sobre regiões continentais com uso do solo homogêneo, topografia plana e sob condições sinóticas favoráveis..	17
Figura 1.2. Representação esquemática da estrutura vertical da CLU no período diurno.....	20
Figura 1.3. Representação esquemática da circulação termicamente induzida sobre uma grande cidade em condições sinóticas favoráveis..	23
Figura 1.4. Representação esquemática das componentes do balanço de energia na região urbana considerando um volume de controle envolvendo todo o dossel urbano.	25
Figura 1.5. Grau de modelagem e custo computacional dos modelos de turbulência. Fonte: Adaptado de Rezende (2009).	28
Figura 1.6. Espectro de ECT na CLP. A região.....	29
Figura 1.7. Características geográficas da RMSP (painel superior), distribuição espacial do uso do solo no domínio do modelo 3 usado nas simulações do WRF (painel do meio) e distribuição de frequência do uso do solo no domínio do modelo 3 (painel inferior) utilizado nas simulações. O aeroporto "Campo de Marte" é indicado por ACM e as estações meteorológicas de superfície por IAG, SFZ e PEFL.	34
Figura 2.1. Sistema η de coordenadas verticais..	44
Figura 2.2. Representação das grades (a) horizontal e (b) vertical no ARW-WRF.	46
Figura 2.3. Descrição esquemática do WPS.....	48
Figura 2.4. Aninhamentos permitidos pelo WRF.	49
Figura 2.5. Representação esquemática das parametrizações físicas do modelo WRF e suas interações.....	50
Figura 2.6. Descrição dos três domínios de mesoescala utilizados no modelo WRF centrados entre a PM IAG e o ACM, correspondendo com (a) domínio 1 (3000 km x 3000 km) com resolução de 15 km, (b) domínio 2 (453 km x 453 km) resolução de 3 km e (c) domínio 3 (90,6 km x 90,6 km) com resolução de 0,6 km.....	52
Figura 2.7. Representação esquemática dos níveis verticais utilizados nas simulações.	53
Figura 2.8. Representação esquemática utilizada no UCM.	56
Figura 2.9. Categorias LCZ..	58
Figura 2.10. Diferenças entre (a) esquemas de fechamento local, (b-c) não local e (d) híbridos locais-não locais..	61
Figura 2.11. Campo de velocidade em um escoamento turbulento (a) gerado por DNS em um domínio de dimensões $L3$. (b) O mesmo campo após a aplicação de um filtro com escala de corte $\Delta = L16$	68
Figura 2.12. Representação gráfica do (a) Filtro G que representa a operação média espacial em uma dimensão (Eq. 2.6) e (b) Fator de transferência T da operação média espacial.).....	69
Figura 2.13. Representação esquemática das simulações do modelo WRF (a) dos primeiros três domínios de mesoescala aninhados e (b) usando o programa “ <i>ndwon</i> ” para o quarto e quinto domínio no modo LES, usando como “ <i>inputs</i> ” as simulações de mesoescala obtidas em (a) usando o domínio de maior resolução.	74
Figura 2.14. Descrição dos dois domínios utilizados nas simulações com o modelo WRF-LES. O domínio 3 usado nas simulações de mesoescala (quadrado vermelho) é centrado no ponto $23,50^\circ$ S e $46,63^\circ$ W, abrange uma área de $90,6$ km x $90,6$ km e tem resolução de 600 m. Os domínios 4 e 5, usado nas simulações do LES (quadrado roxo e azul), estão centrados no ponto $23,55^\circ$ S e $46,68^\circ$ W, tem uma resolução de 200 m e $66,7$ m, e compreendem uma área de $20,6$ km x $18,2$ km e $12,4$ km x $12,07$ km, respectivamente.	75
Figura 2.15. Perfis verticais de temperatura potencial usados como referência para Perfis verticais de temperatura potencial usados como referência para (a) estrutura térmica durante o dia e (b) estrutura térmica durante a noite. As radiossondagens foram realizadas no ACM em 22 de fevereiro de 2013, às 12:00 HL, e em 9 de agosto de 2013, às 00:00 HL.	80
Figura 3.1. Rosas de vento de cada parametrização de CLP e observações realizadas na PM IAG durante o experimento de verão de 2013.....	91

Figura 3.2. Mapa de calor do índice de concordância d entre as variáveis de superfície e as parametrizações de CLP na PM IAG durante o experimento de verão de 2013.....	92
Figura 3.3. Evolução diurna de (a) H , (b) LE , (c) OC e (d) R_N simulados pelo modelo WRF usando nove esquemas de parametrização de CLP na PM IAG. Valores médios horários durante os 10 dias do experimento de fevereiro (19 a 28) de 2013. As barras verticais indicam o erro estatístico.....	94
Figura 3.4. Rosas de vento de cada parametrização de CLP e observações realizadas em (a) PM IAG, (b) PM SFZ e (c) PM ITU durante o experimento de inverno de 2013.	100
Figura 3.5. Mapa de calor do índice de concordância d entre as variáveis de superfície e as parametrizações de CLP nas (a) PM IAG, (b) PM SFZ, e (c) PM ITU durante o experimento de inverno de 2013.	102
Figura 3.6. Evolução diurna de H e LE na superfície simulada pelo modelo WRF utilizando nove esquemas de parametrização de CLP nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU. Valores médios horários durante os 10 dias do experimento de agosto (6-15) de 2013. As barras verticais indicam erro estatístico....	106
Figura 3.7. Evolução diurna de OC e R_N simulada pelo modelo WRF utilizando nove esquemas de parametrização de CLP nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU. Valores médios horários durante os 10 dias do experimento de agosto (6-15) de 2013. As barras verticais indicam erro estatístico.....	107
Figura 3.8. Perfis verticais de θ , q e VV simulados pelo modelo WRF utilizando nove esquemas de CLP e observados com radiossondagens às (a) 12:00 HL e (b) 15:00 HL no dia 21 de fevereiro de 2013 no ACM.....	111
Figura 3.9. Perfis verticais de temperatura potencial, umidade específica e velocidade do vento simulados pelo modelo WRF utilizando nove esquemas de CLP e observados com radiossondagens às (a) 12:00 HL e (b) 15:00 HL no dia 12 de agosto de 2013 no ACM. Condição de céu claro durante o inverno.	113
Figura 3.10. Evolução temporal da T durante a passagem da frente fria nos dias 13 e 14 de agosto de 2013 no ACM representada pelos (a-i) esquemas de CLP do modelo WRF e (j) pelas observações. .	114
Figura 3.11. Diagramas de dispersão da altura da CLP simulada pelo modelo WRF usando os seguintes esquemas de CLP: (a) SH e (b) BouLac para fevereiro de 2013, (c) MYJ e (d) QNSE para agosto de 2013 e estimativa a partir de radiossondagens realizadas no ACM.....	117
Figura 3.12. Evolução temporal da altura da CLP simulada pelo modelo WRF com o esquema SH durante a campanha de verão (19 a 28 de fevereiro de 2013), na RMSP. As linhas vermelha e azul sólidas indicam a altura máxima média da CLC e CLE, respectivamente. Os pontos preto e verde correspondem à altura da CLP estimada pelo método subjetivo e pelo método empírico nos períodos diurno e noturno utilizando dados de radiossondagens, respectivamente.	118
Figura 3.13. Evolução temporal da altura da CLP simulada pelo modelo WRF com o esquema MYJ durante a campanha de inverno (6 a 15 de agosto de 2013), na RMSP. As linhas vermelha e azul sólidas indicam a altura máxima média da CLC e CLE, respectivamente. Os pontos preto e verde correspondem à altura da CLP estimada pelo método subjetivo e pelo método empírico nos períodos diurno e noturno utilizando dados de radiossondagens, respectivamente.	119
Figura 3.14. Distribuição dos valores médios e de desvio padrão de d obtidos para cada esquema CLP, considerando todos os dados meteorológicos observados durante as campanhas de verão e inverno de 2013 em RMSP.....	120
Figura 4.1. Mapa de calor do índice de concordância d entre as variáveis de superfície observadas e simuladas usando as parametrizações de CLP e o LES na PM IAG durante o experimento de verão de 2013.....	123
Figura 4.2. Mapa de calor do índice de concordância d entre as variáveis de superfície observadas e simuladas usando as parametrizações de CLP e o LES na (a) PM IAG e (b) PM SFZ durante o experimento de inverno de 2013.....	125
Figura 4.3. Evolução diurna de H , LE , OC , e R_N na superfície simulada pelo modelo WRF-LES durante os experimentos de verão e inverno de 2013 na (a) e (b) PM IAG e (c) PM SFZ. As barras verticais indicam erro estatístico.	128
Figura 4.4. Diagramas de dispersão da altura da CLP estimada a partir de radiossondagens realizadas no ACM e as simulações usando o modelo WRF-LES para (a) fevereiro de 2013 e (b) agosto de 2013.....	130
Figura 4.5. Evolução temporal da altura da CLP simulada pelo modelo WRF-LES durante a campanha de verão (19 a 28 de fevereiro de 2013), na RMSP. As linhas vermelha e azul sólidas	

indicam a altura máxima média da CLC e CLE, respectivamente. Os pontos preto e verde correspondem à altura da CLP estimada pelo método subjetivo e pelo método empírico nos períodos diurno e noturno utilizando dados de radiossondagens, respectivamente.....	131
Figura 4.6. Evolução temporal da altura da CLP simulada pelo modelo WRF-LES durante a campanha de inverno (6 a 15 de agosto de 2013), na RMSP. As linhas vermelha e azul sólidas indicam a altura máxima média da CLC e CLE, respectivamente. Os pontos preto e verde correspondem à altura da CLP estimada pelo método subjetivo e pelo método empírico nos períodos diurno e noturno utilizando dados de radiossondagens, respectivamente.....	132
Figura 4.7. Evolução temporal da velocidade do vento na RMSP, simulada numericamente pelo modelo WRF usando (a) o modo LES, (b) o modo mesoescala com a parametrização de CLP MYJ, e (c) observada a partir de radiossondagens. Os símbolos no topo correspondem: VCAN = Vórtice Ciclônico de Altos Níveis, COC = Cavado de Onda Curta, BM = Brisa Marítima e AB= Alta de Bolívia.	134
Figura 4.8. Evolução temporal dos perfis verticais de (a)-(f) T e (g)-(l) q observados com radiossondagens e simulados numericamente usando o modelo WRF-LES e WRF-MYJ, entre as 18:00 HL do dia 28 de fevereiro e as 09:00 do dia 1 de março de 2013.	135
Figura 4.9. Evolução temporal dos perfis verticais de (a)-(f) VV e (g)-(l) DV observados com radiossondagens e simulados numericamente usando o modelo WRF-LES e WRF-MYJ entre as 18:00 HL do dia 28 de fevereiro e as 09:00 do dia 1 de março de 2013.	135
Figura 4.10. Diagrama de dispersão de (a)-(b) altura, (c)-(d) intensidade e (e)-(f) direção do JBN entre as simulações numéricas usando o modelo WRF-LES e WRF-MYJ e os radiossondagens realizadas no ACM durante as 18:00 HL do dia 28 de fevereiro e as 09:00 do dia 1 de março de 2013.....	137
Figura 4.11. Evolução temporal da VV (mapa de cores) e DV (vetores de vento) simulados numericamente pelo (a) modelo WRF-LES, (b) modelo WRF-MYJ, e (c) a partir de medições de radiossondas no ACM entre as 09:00 do dia 28 de fevereiro e as 09:00 do dia 1º de março de 2013.	139
Figura 4.12. Hodógrafas de vento baseadas em simulações numéricas realizadas com o modelo WRF usando (a) esquema MYJ, (b) LES, e (c) dados de radiossondas em 200 m (vermelho) e 600 m (azul) durante os dias 28 de fevereiro e 1 de março de 2013, no ACM. Os números indicam 12:00, 18:00, 00:00 e 09:00 HL.	140
Figura 4.13. Evolução temporal da temperatura potencial durante 28 de fevereiro a 1º de março de 2013, em ACM, simulada pelo (a) WRF-LES e (b) WRF-MYJ.....	141
Figura 4.14. Evolução temporal do (a) H , (b) LE , e (c) R_N , no dia 28 de fevereiro de 2013, na PM IAG, observada e simulada pelo modelo WRF-MYJ e WRF-LES.....	143
Figura A.1. Descrição mecânica dos esquemas ACM1 e ACM2 em relação às interações na CLP	181

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Sumário das parametrizações físicas usadas do modelo WRF.....	54
Tabela 2.2. Sumário dos esquemas de parametrização de CLP do modelo WRF usados.	64
Tabela 2.3. Sumário dos métodos e limites estabelecidos para o cálculo da altura da CLP.	66
Tabela 2.4. Resumo dos locais de observação e características dos sensores.	77
Tabela 3.1. Parâmetros estatísticos (<i>MBE</i> , <i>RMSE</i> , <i>d</i> e <i>r</i>) estimados a dos valores horários de temperatura do ar (<i>T</i>), umidade relativa (<i>UR</i>), umidade específica (<i>q</i>), velocidade do vento (<i>VV</i>) e direção do vento (<i>DV</i>), simulados pelo modelo WRF e medidos na superfície na PM IAG durante o experimento de verão de 2013 na RMSP. N indica o número total de valores.	87
Tabela 3.2. Parâmetros estatísticos (<i>MBE</i> , <i>RMSE</i> , <i>d</i> e <i>r</i>) mostrando o desempenho do modelo WRF em função do esquema de parametrização de CLP na simulação de valores horários dos fluxos turbulentos de calor sensível (<i>H</i>) e latente (<i>LE</i>), radiação solar de onda curta (<i>OC</i>) e radiação líquida (<i>R_N</i>) na RMSP. Observações realizadas na PM IAG durante o experimento de verão de 2013. N indica o número total de valores.	93
Tabela 3.3. Desempenho do modelo WRF na simulação da evolução diurna de temperatura (<i>T</i>), umidade relativa (<i>UR</i>), umidade específica (<i>q</i>), velocidade do vento (<i>VV</i>) e direção do vento (<i>DV</i>) na superfície, utilizando nove esquemas de CLP do modelo WRF nos 10 dias do experimento de agosto (6 a 15) de 2013 nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU. Os parâmetros estatísticos <i>MBE</i> , <i>RMSE</i> e <i>d</i> foram estimados usando como referência valores horários de <i>T</i> , <i>UR</i> , <i>q</i> , <i>VV</i> e <i>DV</i> medidos nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU durante o experimento de inverno de 2013 na RMSP. N indica o número total de valores.	96
Tabela 3.4. Valores médios observados de temperatura do ar (<i>T</i>), umidade relativa (<i>UR</i>), umidade específica (<i>q</i>), velocidade do vento (<i>VV</i>) e direção do vento (<i>DV</i>), na superfície durante os 10 dias do experimento de agosto (6 a 15) de 2013 nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU.	97
Tabela 3.5. Desempenho do modelo WRF utilizando nove esquemas de CLP para simular <i>H</i> , <i>LE</i> , <i>OC</i> e <i>R_N</i> durante os 10 dias do experimento de agosto (6-15) de 2013 nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU. Os parâmetros estatísticos <i>MBE</i> , <i>RMSE</i> , <i>d</i> e <i>r</i> foram estimados utilizando como referência os valores de <i>H</i> , <i>LE</i> , <i>OC</i> e <i>R_N</i> medidos nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU. N indica o número total de valores.....	104
Tabela 3.6. Desempenho do modelo WRF utilizando nove esquemas de CLP para simular perfis verticais de <i>T</i> , <i>RH</i> , <i>q</i> e <i>VV</i> durante os 10 dias do experimento de fevereiro (19-28) e agosto (6-15) de 2013 no ACM. Os parâmetros estatísticos <i>MBE</i> , <i>RMSE</i> , <i>d</i> e <i>r</i> foram estimados utilizando como referência as radiossondagens realizadas no ACM. N indica o número total de valores.	109
Tabela 3.7. Desempenho do modelo WRF para simular a altura da CLP durante os 10 dias dos experimentos de fevereiro (19 a 28) e agosto (6 a 15) de 2013 no ACM. Os parâmetros estatísticos <i>MBE</i> , <i>RMSE</i> , <i>d</i> e <i>r</i> , foram estimados usando como referência à altura da CLP estimada a partir das radiossondagens realizadas no ACM.	115
Tabela 4.1. Parâmetros estatísticos (<i>MBE</i> , <i>RMSE</i> , <i>d</i> e <i>r</i>) estimados a partir de valores horários de temperatura do ar (<i>T</i>), umidade relativa (<i>UR</i>), umidade específica (<i>q</i>), velocidade do vento (<i>VV</i>) e direção do vento (<i>DV</i>), simulados pelo modelo WRF-LES e medidos na superfície nas PM IAG e PM SFZ durante os experimentos de verão e inverno de 2013 na RMSP. N indica o número total de valores.	122
Tabela 4.2. Parâmetros estatísticos (<i>MBE</i> , <i>RMSE</i> , <i>d</i> e <i>r</i>) estimados a partir de valores horários dos fluxos turbulentos de calor sensível (<i>H</i>) e latente (<i>LE</i>), radiação solar de onda curta (<i>OC</i>) e radiação líquida (<i>R_N</i>) na RMSP, simulados pelo modelo WRF-LES e medidos na superfície nas PM IAG e PM SFZ durante os experimentos de verão e inverno de 2013 na RMSP. N indica o número total de valores.	126
Tabela 4.3. Desempenho do modelo WRF-LES para simular os perfis verticais de <i>T</i> , <i>RH</i> , <i>q</i> e <i>VV</i> durante os 10 dias do experimento de fevereiro (19-28) e agosto (6-15) de 2013 no ACM. Os parâmetros estatísticos <i>MBE</i> , <i>RMSE</i> , <i>d</i> e <i>r</i> foram estimados utilizando como referência as radiossondagens realizadas no ACM. N indica o número total de valores.	129

Tabela 4.4. Desempenho do modelo WRF-LES para simular a altura da CLP durante os 10 dias dos experimentos de fevereiro (19 a 28) e agosto (6 a 15) de 2013 no ACM. Os parâmetros estatísticos *MBE*, *RMSE*, *d* e *r*, foram estimados usando como referência à altura da CLP estimada a partir das radiossondagens realizadas no ACM.....130

INDICE

RESUMO	4
ABSTRACT	6
LISTA DE TABELAS.....	11
INDICE	13
1. INTRODUÇÃO	16
1.1. Camada Limite Urbana	19
1.2 Balanço de energia	24
1.3. Modelagem numérica da CLU (contexto histórico do modelo WRF e LES).....	26
1.4. Região de estudo.....	33
1.4.1. Características Geográficas.....	33
1.4.2. Características climáticas	34
1.4.3. Características da CLP na RMSP	35
1.4.3.1. Balanço de radiação na superfície e outras propriedades radiométricas.....	35
1.4.3.2. Balanço de energia na superfície, velocidade de fricção e fluxo de dióxido de carbono.....	36
1.4.3.3. Altura da CLU.....	36
1.4.3.4. ICU na RMSP	37
1.4.3.5. JBN na RMSP.....	38
1.5. Objetivos	38
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	42
2.1. Modelo WRF.....	42
2.1.1. Descrição do modelo.....	42
2.1.2. Condições iniciais e de contorno	47
2.1.3. Aninhamento (“Nesting”).....	48
2.1.4. Parametrizações físicas	49
2.1.5. Configuração do modelo WRF.....	50
2.1.5.1. Resolução vertical e horizontal da grade	50
2.1.5.2 Condições iniciais e de contorno	53
2.1.5.3 Passo de tempo and “spin-up”	53
2.1.5.4. Parametrizações físicas	54
2.1.5.5. Parametrização física da superfície do solo	54
2.1.5.6. Modelo do Dossel Urbano	55
2.1.5.7. Parametrização física da CLP.....	58
2.1.5.7.1. Fechamento local & fechamento não local.....	59

2.1.5.7.2. Ordem de fechamento	62
2.1.5.8. Cálculo da altura de CLP	65
2.2. Modelo LES	66
2.2.1. Filtro no modelo LES	67
2.2.2 Descrição matemática do modelo LES	70
2.2.3 Configuração do modelo LES	73
2.3. Observação.....	76
2.3.1. Descrição dos sensores	77
2.3.1.1 Sensores instalados na superfície	77
2.3.1.2 Radiossodagens.....	78
2.3.2. Fluxos turbulentos de calor sensível e latente.....	78
2.3.3. Altura da CLP estimada	79
2.3.4. Condições meteorológicas durante as campanhas de verão e inverno.	81
2.4. Parâmetros Estatísticos.....	82
3. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS USANDO O MODELO WRF	85
3.1. Experimento de verão (fevereiro 19-28, 2013).....	86
3.1.1. Fluxos de calor sensível e latente, radiação de onda curta e radiação líquida.....	92
3.2. Experimento de inverno (agosto 6-15, 2013).....	95
3.2.1 Fluxos de calor sensível e latente, radiação de onda curta e radiação líquida.....	103
3.3. Perfis verticais de temperatura, velocidade do vento, umidade específica e umidade relativa.....	108
3.3.1. Experimentos de verão e inverno.....	108
3.3.2. Condições de céu claro	110
3.4. Altura da CLP	115
3.5. Evolução temporal da altura CLP	117
3.6. Sumários das simulações do modelo WRF usando as 9 parametrizações de CLP.....	119
4. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS USANDO O MODELO WRF-LES	121
4.1. Experimentos de verão e inverno.....	121
4.1.1. Variáveis de superfície	121
4.1.2. Balanço de energia de superfície e radiação	126
4.1.3 Perfis verticais de temperatura, velocidade do vento, umidade específica e umidade relativa durante os experimentos de verão e inverno.....	129
4.1.4. Altura da CLP	129
4.1.5. Evolução temporal da altura CLP	131
4.2. Simulação de um evento de JBN (28 de fevereiro e 1 de março de 2013).....	132

4.2.1 Evolução temporal da velocidade do vento (Campanha de verão).....	132
4.2.2 Evento de JBN (28 de fevereiro e 1 de março de 2013).....	134
5. CONCLUSÕES	144
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	149
7. APÊNDICES	170

1. INTRODUÇÃO

A crescente urbanização global e suas consequências, como a formação de Ilhas de Calor Urbanas (ICU) e modificações no clima local, destacam a importância crucial de estudos focados na Camada Limite Planetária (CLP) (Bossioli, E., et al., 2009; Wyngaard, 2010; Markowski e Richardson, 2010). A interação complexa entre a superfície terrestre urbanizada e a atmosfera tem implicações significativas na dinâmica da CLP, influenciando diretamente os padrões de turbulência. A compreensão desses fenômenos é fundamental para uma modelagem precisa, especialmente diante dos desafios associados às mudanças climáticas e à ocorrência de eventos meteorológicos extremos em ambientes urbanos (Braun e Tao, 2000; Li e Pu, 2008; Cohen et al., 2015). A CLP desempenha um papel vital na regulação térmica e na dispersão de poluentes, tornando essencial a investigação detalhada de suas características e comportamentos em contextos urbanos (Seaman, 2000; Bossioli et al., 2009; Banks et al., 2016; Avolio et al., 2017). A modelação desses processos é fundamental não apenas para aprimorar as previsões meteorológicas, mas também para desenvolver estratégias eficazes de adaptação e mitigação dos impactos da urbanização no clima local e global. Nesse contexto, a compreensão aprofundada da CLP e da turbulência associada é crucial para avançar nas fronteiras da pesquisa atmosférica e contribuir para a tomada de decisões em um cenário de rápidas mudanças ambientais (Markowski e Richardson, 2010; Banks et al., 2016; Avolio et al., 2017).

A CLP é definida como a região da troposfera adjacente à superfície que está sob a influência direta da mesma e responde às forçantes superficiais numa escala de tempo menor que uma hora (Stull, 1988; Wyngaard, 2010; Markowski e Richardson, 2010). A principal característica da CLP é a presença da turbulência, mecanismo fundamental de difusão das propriedades e dos constituintes nela contidos (Stull, 1988; Stensrud, 2007). A estrutura espacial e temporal da CLP depende em grande parte das características radiativas, térmicas e aerodinâmicas da superfície e em parte da evolução da atmosfera livre. Sob condições de céu claro e na ausência de perturbações de escala sinótica, a turbulência de origem térmica é a principal responsável pela evolução diurna da CLP, principalmente em regiões continentais. Durante o dia o aquecimento solar é suficiente para manter a convecção térmica, dando lugar a uma Camada Limite Convectiva (CLC).

Durante a noite, devido ao resfriamento radiativo da superfície, a estrutura vertical da CLP é mantida apenas pela energia cinética turbulenta (ECT) associada à turbulência mecânica gerada pelo cisalhamento do vento, e destruída pelos termos térmico e dissipativo; dando lugar a uma Camada Limite Estável (CLE), com uma extensão da ordem de 100-300 m. Uma vez que a energia envolvida durante o desenvolvimento vertical da CLP é maior durante o período diurno, observa-se que a CLP é melhor definida em termos de estrutura vertical, com uma extensão da ordem de 1-3 km, onde pode ser identificada a presença de três camadas: Camada Limite Superficial (CLS), Camada de Mistura (CM) e Camada de Entranhamento (CE) (Stull, 1988; Markowski e Richardson, 2010) (Fig. 1.1).

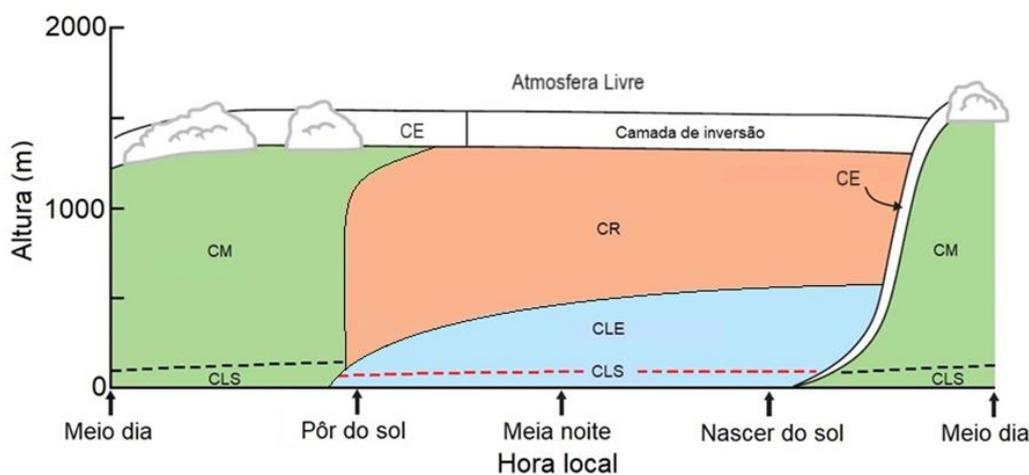


Figura 1.1. Ciclo diurno da CLP sobre regiões continentais com uso do solo homogêneo, topografia plana e sob condições sinóticas favoráveis. Fonte: Adaptado de Markowski e Richardson (2010).

A CLS, com espessura de dezenas de metros, é a camada em contato direto com a superfície e representa apenas cerca de 10% da extensão vertical da CLP. Nessa camada os fluxos verticais turbulentos são constantes e os gradientes verticais das propriedades médias são intensos. Por sua vez, a CM, localizada acima da CLS e com espessura da ordem de 1000 m, ocupa a maior parte da extensão vertical da CLP e é caracterizada por uma intensa mistura turbulenta devido à convecção térmica. Já a CE, com espessura variável de 50 a 200 m, é uma camada de turbulência intermitente localizada entre a CM e a atmosfera livre, conforme descrito por Stull (1988). Na CE os gradientes verticais das propriedades médias são intensos devido ao entranhamento do ar proveniente da Atmosfera livre na CM (Fig. 1.1). Os poluentes emitidos próximos à superfície são transportados pelos vórtices turbulentos através da CM. No entanto, a camada de inversão

localizada acima da CM atua como uma barreira aos poluentes, impedindo que eles ultrapassem essa barreira e os mantendo na região da CM (Stull, 1988; Markowski e Richardson, 2010).

A turbulência atmosférica é um fenômeno complexo de definir ou identificar de maneira direta. Ela se refere a padrões de movimento caóticos e irracionais no fluxo de ar, envolvendo variações rápidas e imprevisíveis de velocidade, pressão e temperatura. Essa complexidade dificulta uma definição exata e precisa. No entanto, a equação que descreve a conservação de ECT (Eq. 1.1) é uma ferramenta fundamental na compreensão dos processos de produção e dissipação da turbulência, ajudando a quantificar como essa energia é gerada, transferida e dissipada.

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{ew'} + \frac{\overline{p'w'}}{\rho_0} \right) - \overline{u'w'} \frac{\partial U}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial V}{\partial z} + \frac{g}{\theta_0} \overline{\theta'w'} - \varepsilon \quad (1.1)$$

Onde:

- ✓ $e = 0.5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$ é a ECT e (u', v', w') são as componentes do movimento turbulento.
- ✓ O primeiro termo no lado direito representa a taxa de variação de ECT devido ao transporte turbulento de ECT e a flutuação de pressão. $\overline{p'w'}$ é o fluxo vertical turbulento da flutuação de pressão e $\overline{ew'}$ é o fluxo vertical turbulento de ECT, ou divergência do transporte vertical de ECT por w' .
- ✓ O segundo e terceiro termos estão associados com a produção mecânica de ECT, sendo $\overline{u'w'}$ e $\overline{v'w'}$ os fluxos verticais turbulentos das componentes zonal e meridional do vento, respectivamente.
- ✓ O quarto termo indica a taxa de produção (CLC) ou destruição térmica (CLE) de ECT, sendo $\overline{\theta'w'}$ o fluxo vertical turbulento de calor sensível e $\frac{g}{\theta_0}$ o parâmetro de empuxo.
- ✓ ε é a dissipação de ECT por processos moleculares.

Em geral, a produção mecânica de ECT está associada ao cisalhamento vertical do vento médio. Durante o dia, a maior parte dessa produção mecânica está concentrada próximo à superfície, especialmente onde a velocidade do vento varia consideravelmente com a altura (Sull, 1988; Arya 2001, Markowski e Richardson, 2010).

A produção (ou destruição) térmica de ECT está vinculada aos efeitos dinâmicos das flutuações turbulentas de densidade, que são induzidas pelas variações de temperatura. Quando o ar está não saturado a produção térmica de ECT é principalmente causada pelas variações de temperatura. Nesse cenário, a produção térmica de ECT é predominantemente determinada pelo fluxo turbulento de calor sensível (H) proveniente da superfície. Em outras palavras, é o calor que a superfície emite ou absorve que impulsiona as flutuações de temperatura, resultando na produção de turbulência. Porém, quando o ar está saturado, a produção térmica de ECT considera, não apenas as variações de temperatura, mas também as variações na densidade associadas às flutuações no conteúdo de vapor de água da CLP. Nessa condição, as mudanças na densidade devido às flutuações na umidade também contribuem significativamente para a produção de turbulência (Sull, 1988; Arya 2001, Markowski e Richardson, 2010).

À noite, quando a superfície se resfria, a intensidade da turbulência depende principalmente da produção mecânica e da estabilidade térmica. Nesse período, a direção do vento próximo à superfície se opõe à força de empuxo, reduzindo significativamente os movimentos verticais associados à turbulência mecânica (Sull, 1988; Arya 2001, Markowski e Richardson, 2010).

1.1. Camada Limite Urbana

A Camada Limite Urbana (CLU) é definida como a porção da atmosfera que interage diretamente com a superfície urbana, incluindo edifícios, ruas, árvores e outras estruturas urbanas. É uma região na atmosfera sobre áreas urbanas onde as características meteorológicas e dinâmicas são modificadas pela presença e pela interação das estruturas urbanas com a atmosfera. A CLU é mais complexa do que a CLP convencional, pois as superfícies urbanas apresentam características variadas, como diferentes alturas de edifícios, padrões de uso da terra, materiais de construção, que afetam a circulação do ar e a distribuição de calor e umidade na região (Arya, 2001, Barlow, 2014; Oke et al., 2017).

No entanto, apesar da complexidade das superfícies urbanas, no período diurno a estrutura vertical da CLU se assemelha à da CLC horizontalmente homogênea, composta por três camadas adjacentes com características similares à CLS, CM e CE. A principal diferença é que a CLS exibe uma estrutura interna mais complexa, identificável em duas

subcamadas: a Subcamada de Rugosidade (SR) e a Subcamada Inercial (SI) (Fig. 1.2). (Oke, 1988; Roth, 2000; Harman, 2003; Ferreira, 2010).

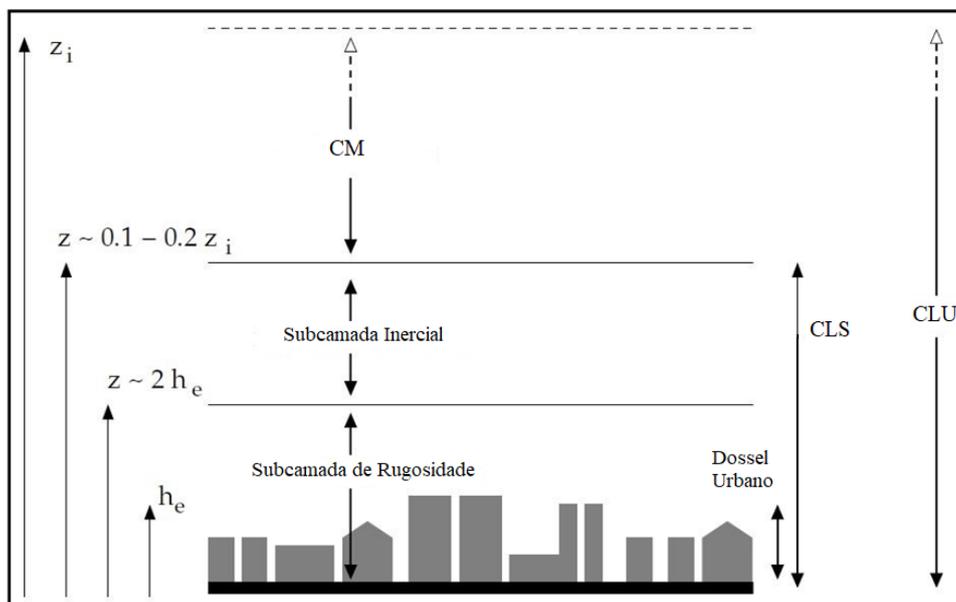


Figura 1.2. Representação esquemática da estrutura vertical da CLU no período diurno. A CLS está dividida em duas regiões: subcamada de rugosidade e subcamada inercial. A extensão vertical da camada do dossel urbano é indicada por meio da altura média dos elementos de rugosidade, h_e . A extensão vertical da CLU é indicada por z . Fonte: Adaptado de Harman (2003).

A SR está localizada próxima à superfície e é influenciada, mecanicamente e termicamente, pelas características físicas dos elementos urbanos, como prédios, ruas e outras estruturas. Os fluxos turbulentos nessa região são heterogêneos e dependem das escalas de comprimento locais, como a altura das edificações e a disposição das construções (Roth, 2000; Harman, 2003; Barlow, 2014; Oke et al., 2017). A geometria urbana, como a altura e a separação entre edifícios, influencia significativamente a turbulência nessa camada (Rafailidis, 1997; Oke et al., 2017).

Já a SI está situada acima da subcamada de rugosidade. Nessa região, os fluxos turbulentos verticais não variam significativamente com a altura. Ela representa uma área onde as propriedades estatísticas do fluxo turbulento são uniformes horizontalmente e obedecem à Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov. A SI é caracterizada por uma extensão vertical de algumas dezenas de metros e é onde ocorre a geração de turbulência através da produção local (térmica e mecânica) de ECT associada aos gradientes verticais das propriedades médias (Roth, 2000; Harman, 2003; Barlow, 2014; Oke et al., 2017).

Acima da SI, observa-se uma estrutura que segue um padrão similar à CLP clássica, onde a CM turbulenta em condições convectivas dá lugar a uma CR não turbulenta em condições estáveis (Barlow, 2014). A CM é caracterizada por uma alta turbulência, movimento vertical significativo do ar e trocas intensas de calor e umidade. Nessa região o fluxo vertical turbulento de calor sensível varia linearmente, e a temperatura potencial média permanece constante com a altura (Harman, 2003; Oke et al., 2017).

Por sua vez, durante a noite, a CLU tende a se comportar de maneira semelhante à CLE sobre áreas com topografia plana e horizontalmente homogêneas. No entanto, em condições de vento fraco, o calor retido no dossel urbano pode manter o fluxo de calor sensível positivo nas primeiras horas da noite. Esse calor retido nos elementos urbanos, como edifícios e estruturas, pode gerar uma espécie de camada convectiva fraca dentro da CLU, mesmo após o pôr do sol (Barlow, 2014). Essa camada convectiva é resultado do calor armazenado nas estruturas urbanas durante o dia, e mesmo com o resfriamento gradual da superfície à medida que a noite avança, pode manter um fluxo de calor sensível direcionado para cima por um tempo. Entretanto, à medida que a superfície urbana continua se-esfriando, essa camada convectiva fraca tende a diminuir e eventualmente desaparecer, permitindo que a CLU se comporte mais como uma CLE, caracterizada por condições mais estáveis, com menor movimentação vertical do ar e menor troca de calor entre a superfície e a atmosfera.

As mudanças na ocupação do solo, tanto em áreas urbanas quanto rurais, têm um impacto significativo nas trocas de calor e na dinâmica atmosférica. Em regiões urbanas, a substituição da vegetação natural por superfícies impermeáveis, como concreto e asfalto, reduz a evaporação e limita a quantidade de calor latente liberado para a atmosfera. Além disso, o aumento na rugosidade aerodinâmica da superfície devido à presença de edifícios e estruturas urbanas pode diminuir a velocidade horizontal do escoamento na superfície, criando uma área de calmaria conhecida como "ilha de calmaria urbana" (*“Urban Stilling Island”*). Essa ilha de calmaria resulta em velocidades de vento de 5 a 10 m s⁻¹ mais baixas do que nas áreas rurais circundantes (Yang et al., 2020).

No entanto, em regiões urbanas onde a disposição das construções cria grandes espaços estreitos (cânions), o efeito de canalização entre os edifícios pode gerar velocidades de vento maiores dentro da cidade do que nas áreas rurais próximas. Isso é chamado de "ilha de vento urbana" (*“Urban Wind Island”*). Nessas áreas, os ventos podem ser acelerados devido à geometria específica das construções, resultando em uma dinâmica de vento

diferente daquela observada em áreas rurais (Markowski e Richardson, 2010; Droste et al., 2018).

Essas modificações alteram significativamente o balanço de energia e umidade na superfície urbana, resultando em anomalias positivas de temperatura e negativas de umidade específica. Esses fenômenos são denominados de “Ilha de Calor Urbana” (“*Urban Heat Island*”) e “Ilha Seca Urbana” (“*Urban Dry Island*”), respectivamente. Eles foram documentados por estudos e pesquisas acadêmicas como marcadores dos efeitos da urbanização no clima local (Oke, 1987; Barlow, 2014; Oke et al., 2017; Du et al., 2018; Oliveira et al., 2020).

A ICU se manifesta comumente nas grandes cidades, onde a temperatura média anual pode ser de 2 a 3 K mais alta do que nas áreas rurais circundantes. Em noites claras e calmas, essa diferença pode chegar até 10 K (Markowski e Richardson, 2010). Esse calor gerado nas áreas urbanas se eleva verticalmente, formando uma espécie de “cúpula” sobre a cidade em condições de vento fraco. Em situações de ventos mais fortes, esse efeito pode se estender a uma distância considerável na direção do vento, criando um prolongamento do calor para além dos limites da cidade. Essa elevação de temperatura está associada a uma corrente ascendente de escala urbana, às vezes visível como uma circulação ciclônica nas correntes de baixo nível.

Ou seja, em condições atmosféricas favoráveis, como ventos fracos e pouca nebulosidade, a diferença de temperatura característica da ICU pode induzir um padrão de circulação centrípeta. Esse contraste horizontal de temperatura pode gerar um movimento de ar convergente na superfície em direção ao centro da cidade e, então, uma ascensão vertical na região central até a base da inversão de altitude. A presença dessa inversão de altitude limita esse movimento ascendente, criando uma divergência horizontal em altitudes mais elevadas e uma subsidência sobre as áreas rurais circundantes (Arya, 2001; Oke et al., 2017; Ribeiro et al., 2018). A camada de inversão, sendo mais alta sobre a região urbana, pode se assemelhar a uma espécie de cúpula, na qual a poeira e a fumaça provenientes das emissões urbanas podem se acumular, juntamente com as bases das nuvens baixas. Esse padrão de circulação centrípeta e a subsequente divergência em altitudes mais elevadas e subsidência sobre áreas rurais é parte dos processos atmosféricos associados à ICU e à presença da inversão de altitude, influenciando a dispersão de poluentes e a formação de nuvens baixas sobre as regiões urbanas e adjacentes (Fig. 1.3).

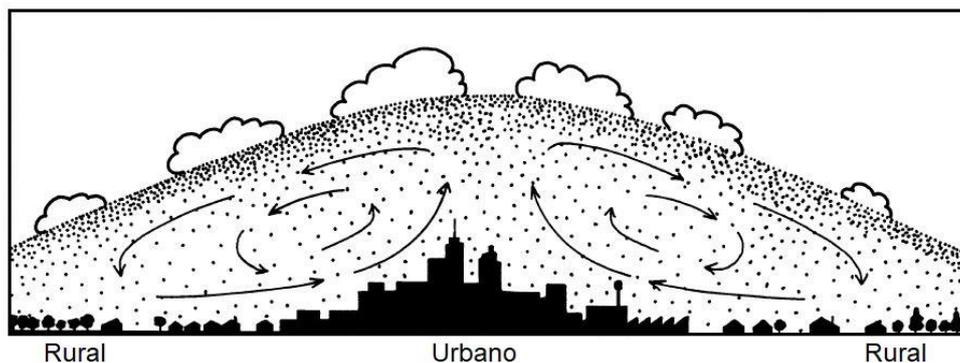


Figura 1.3. Representação esquemática da circulação termicamente induzida sobre uma grande cidade em condições sinóticas favoráveis. Fonte: Adaptado de Arya (2001).

O fenômeno da ICU é atribuído a diversos fatores que modificam o ambiente climático nas áreas urbanas (Markowski e Richardson, 2010):

- ✓ **Aumento da radiação de onda longa:** Isso ocorre devido à absorção e reemissão por poluentes radiativos na CLU, o que aumenta a quantidade de calor retido na cidade.
- ✓ **Redução da radiação de onda longa:** A geometria das ruas cercadas por edifícios pode reduzir a perda de calor por radiação de onda longa.
- ✓ **Aumento da absorção de radiação de onda curta:** Materiais urbanos, como concreto, asfalto e tijolo, absorvem mais radiação solar, contribuindo para o aquecimento da cidade.
- ✓ **Adição de calor antropogênico:** As atividades humanas, como indústria e transporte, geram calor adicional na cidade.
- ✓ **Diminuição da evaporação:** A falta de vegetação e a impermeabilização da superfície reduzem a evaporação e o escoamento superficial.

As taxas de vapor de água tendem a ser ligeiramente menores nas cidades devido à menor evapotranspiração, o que contribui para uma umidade relativa menor e altura das nuvens mais baixas, embora a fração média de nuvens, excluindo a neblina, possa ser maior do que em áreas rurais. Os ventos nas áreas urbanas são mais fracos devido à resistência causada pelos edifícios, mas podem ser mais fortes em áreas específicas devido a efeitos de canalização entre edifícios, contribuindo para a formação de vórtices de pequena escala. Estudos sugerem um aumento na precipitação a sotavento das cidades, possivelmente iniciado por tempestades convectivas geradas pelo movimento ascendente associado à circulação da ICU. No entanto, ainda há incertezas sobre quanto a resistência

adicional nas cidades contribui para esse aumento da precipitação convectiva a sotavento (Markowski e Richardson, 2010).

1.2 Balanço de energia

Comparativamente às regiões rurais adjacentes, em geral, as regiões urbanas apresentam uma fonte extra de energia associada à atividade humana, o que aumenta a disponibilidade energética. Isso intensifica o aquecimento da CLU e gera uma Camada de Inversão Térmica. Além disso, nas áreas urbanas, o fluxo de calor latente é menor do que nas regiões rurais devido à impermeabilização do solo. Com mais energia disponível nas áreas urbanas, o fluxo de calor sensível é maior nessas regiões em comparação às áreas rurais adjacentes (Oke, 1988).

A diferença no balanço de energia entre áreas urbanas e rurais é fundamental para entender como as cidades se comportam termicamente. Nas áreas urbanas, há um aumento notável no armazenamento de radiação solar, bem como na retenção da radiação infravermelha emitida pelos cânions urbanos e nas fontes antropogênicas de calor, como veículos e atividades humanas. Esses fatores combinados resultam em um ganho líquido de energia maior nas cidades em comparação com as áreas rurais adjacentes.

Esse balanço energético mais positivo significa que as taxas de aquecimento no ambiente urbano tendem a ser mais altas. Em essência, o equilíbrio de energia na interface superfície-atmosfera é um resultado da diferença entre os ganhos e perdas de energia, bem como do armazenamento de energia nas estruturas urbanas, incluindo edifícios, pavimentos, asfalto e outras superfícies urbanas (Oke, 1988; Ferreira, 2010).

O cálculo do balanço de energia em uma interface, como o dossel urbano, pode ser alcançado considerando a conservação de energia. Isso implica representar o balanço de energia como a soma de todas as trocas de calor ao longo das superfícies dentro de um volume de controle. A equação que descreve essa relação pode ser escrita conforme proposto por Oke (1988):

$$R_N + Q_F = H + LE + \Delta Q_S + \Delta Q_A \quad (1.2)$$

Onde:

- ✓ R_N é a radiação líquida

- ✓ Q_F é a fonte antropogênica de calor dentro do volume
- ✓ H é o fluxo turbulento de calor sensível
- ✓ LE é o fluxo turbulento de calor latente
- ✓ ΔQ_S é o fluxo de calor armazenado no dossel
- ✓ ΔQ_A é a advecção horizontal de calor sensível e latente (Fig. 1.4)

A Equação 1.2. encapsula a complexidade das trocas de energia na interface superfície-atmosfera, refletindo como os diversos termos interagem para influenciar o tempo e a temperatura dentro das áreas urbanas.

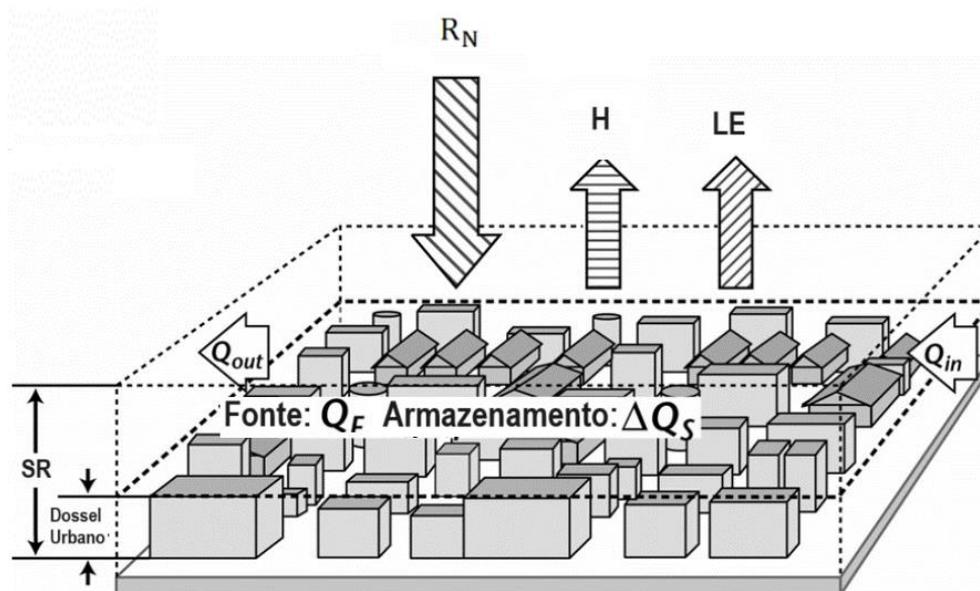


Figura 1.4. Representação esquemática das componentes do balanço de energia na região urbana considerando um volume de controle envolvendo todo o dossel urbano. Nesta representação, os fluxos de calor estão associados à superfície do volume de controle e o balanço de energia é dado por $R_N + Q_F = H + LE + \Delta Q_S + \Delta Q_A$, onde $\Delta Q_A = Q_{out} - Q_{in} = Q_{out} - Q_{in}$ é a advecção horizontal de calor no dossel. Fonte: Adaptado de Oke (1988).

O balanço de energia em áreas urbanas é complexo e influenciado por uma série de variáveis. A complexidade é resultado da diversidade de fontes de calor, incluindo não apenas a radiação solar, mas também o calor gerado por edifícios, veículos, atividades industriais e humanas. A variação na geometria urbana, com diferentes alturas de edifícios, disposição de ruas e áreas verdes, também desempenha um papel crucial na forma em que a energia é distribuída e trocada. Os materiais de construção utilizados nas superfícies urbanas têm diferentes capacidades de absorção, retenção e liberação de calor,

afetando diretamente o balanço energético. Além disso, a atividade humana, como o tráfego e o uso de energia, contribui significativamente para o calor urbano (Oke et al., 2017).

Essas trocas de energia têm impactos profundos no clima urbano. A distribuição de temperatura, a formação de ICU e a dispersão de poluentes são fortemente influenciadas pelo balanço de energia em áreas urbanas. Compreender e quantificar essas trocas de energia é crucial para prever e gerenciar o clima urbano. Isso não apenas nos ajuda a entender melhor como o ambiente urbano se comporta, mas também nos permite planejar estratégias para mitigar impactos negativos, promover a eficiência energética e criar cidades mais sustentáveis e habitáveis para seus residentes.

1.3. Modelagem numérica da CLU (contexto histórico do modelo WRF e LES)

A evolução temporal e espacial da CLP sobre regiões urbanas é um importante parâmetro em modelos atmosféricos de escala regional, continental ou global; com aplicações na previsão do tempo, poluição, agricultura, hidrologia e para a descrição da dinâmica atmosférica em suas diversas escalas. Igualmente, o conhecimento das propriedades da CLP constitui um fator importante na compreensão fenomenológica dos processos que ocorrem na interfase superfície-atmosfera e da relação das nuvens com aerossóis. Além disso, informações da escala micrometeorológicas, como são a altura da CLP ou a intensidade dos fluxos turbulentos em superfície, são condições de contorno importantes em modelagem numérica (Garrat, 1993).

Os estudos observacionais da CLP têm sido essenciais nas últimas décadas, embora enfrentem desafios de custo e limitações operacionais, especialmente em áreas com superfícies complexas e ocupações do solo heterogêneas. Nestes casos, a complementação ou substituição por estudos numéricos tem sido crucial. Os modelos numéricos da atmosfera, apesar de sua importância, possuem limitações notáveis. Uma das principais dificuldades é a representação adequada da turbulência na CLP, especialmente nas trocas turbulentas de momento, energia e massa entre a superfície e a atmosfera. Essa dificuldade se torna mais proeminente em áreas com ocupação de solo heterogênea e topografia complexa, devido à complexidade em especificar propriedades físicas da superfície e do solo com resolução adequada. Por exemplo, a heterogeneidade

na ocupação do solo urbano torna inviável a representação precisa da turbulência na CLS. Nesses casos, a teoria de similaridade de Monin-Obukhov, que pressupõem a formação de uma região de equilíbrio inercial na CLS, não se aplica devido à diversidade da superfície (Marht, 2000).

Atualmente existe uma grande quantidade de modelos disponíveis, os quais de maneira geral podem ser divididos nos seguintes grupos primários (ordenados de acordo a sua exigência computacional) (Fig. 1.5):

- 1. Simulação Numérica de escoamentos Turbulentos via Equações de Médias de Reynolds (RANS – “*Reynolds Averaged Navier-Stokes*”).** As equações neste modelo são obtidas através de aplicar média de conjunto às equações de Navier-Stokes e continuidade. O elemento crítico é a representação das flutuações turbulentas de velocidade e pressão a partir das tensões de Reynolds, (Rezende, 2009). Os modelos RANS são amplamente usados na modelagem atmosférica, sendo numericamente mais simples.
- 2. Simulação dos Grandes Turbilhões (LES – “*Large Eddy Simulation*”).** Nos modelos LES ou modelos de média de volume, as grandes escalas, consideradas como os turbilhões mais energéticos são calculadas diretamente (escala resolvida), entanto são parametrizados apenas os processos que ocorrem em pequenas escalas (escala não resolvida) (Deardorff, 1972; Moeng, 1984; Mason, 1994; Lesieur e Metais, 1996; Wyngaard, 2010).
- 3. Simulação Numérica Direta (DNS – “*Direct Numerical Simulation*”).** As equações tridimensionais de Navier-Stokes são resolvidas sem modelagem, em malhas bastante refinadas com passos de tempo bem pequenos, a fim de capturar todas as escalas espaciais da turbulência, desde as escalas dissipativas (microescala de Kolmogorov (η)), até as maiores escalas associadas com movimentos dos turbilhões mais energéticos (λ_m), (Orellano e Wengle, 2000; Glowinski et al., 2001).

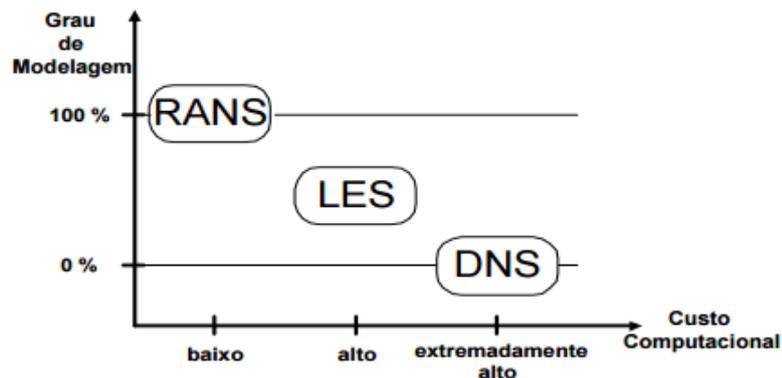


Figura 1.5. Grau de modelagem e custo computacional dos modelos de turbulência. Fonte: Adaptado de Rezende (2009).

Considerando o estágio atual da computação, a DNS da turbulência está limitada aos escoamentos com baixo ou moderado número de Reynolds e de geometrias simples. Uma vez que a turbulência é caracterizada por um grande número de escalas temporais e espaciais, as quais aumentam rapidamente com o número de Reynolds, a DNS torna-se inviável do ponto de vista prático (Xie e Castro, 2006). Por sua vez, os modelos RANS parametrizam a turbulência globalmente, sem considerar a escala espacial dos vórtices turbulentos. No entanto, essas parametrizações frequentemente têm limitações quando o escoamento simulado difere das condições predominantes nas medições experimentais usadas para derivá-las (Moeng, 1984; Garrat et al., 1996). Nesse sentido, os modelos do tipo LES, representam uma abordagem intermediária e são considerados a melhor maneira de simular numericamente a turbulência na CLP. Eles combinam a simplicidade dos modelos RANS com a capacidade de representar a turbulência dos modelos DNS (Valença, 2013).

A lógica trás os modelos tipo LES é baseada na compreensão de que os grandes vórtices são responsáveis pelas principais trocas de energia e momento, sendo mais sensíveis à estrutura espacial do escoamento. Enquanto isso, os turbilhões menores são mais universais e isotrópicos. Adicionalmente, os turbilhões menores existem em escalas temporais mais curtas, o que os leva a retornar ao equilíbrio mais rapidamente, especialmente em situações não estacionárias. Isso torna esses vórtices mais suscetíveis à parametrização, facilitando a modelagem ao representar seu comportamento de maneira mais simplificada.

Kolmogorov (1941) deduziu a distribuição espectral de energia em um fluido turbulento, propondo que, ao decompor as flutuações turbulentas em uma série de Fourier, o espectro de ECT apresenta um máximo quando o número de onda $k \sim \frac{1}{\lambda_m}$, onde λ_m é o comprimento de onda associado aos grandes turbilhões (conforme mostrado na Figura 1.6). A região dissipativa, por outro lado, está situada onde $k \sim \frac{1}{\eta}$, sendo η a microescala de Kolmogorov. Entre a região dos turbilhões grandes e energéticos (onde $k \sim \frac{1}{\lambda_m}$) e a região dos turbilhões menores e dissipativos (onde $k \sim \frac{1}{\eta}$), encontra-se o chamado subintervalo inercial. No subintervalo inercial há equilíbrio entre a produção e a dissipação de ECT. Essa região é responsável pela transferência de energia das escalas maiores para as menores. Esse processo é conhecido como "cascata de energia", onde a energia disponível nos grandes turbilhões é transferida para os turbilhões menores e dissipativos. Conseqüentemente, a parametrização de sub-grade (SGS, do inglês “*sub-grid scale*”) é essencialmente uma parametrização do termo de dissipação. Sua função é retirar energia dos turbilhões resolvidos de acordo com o modelo proposto por Kolmogorov, sendo uma forma de incorporar os efeitos das escalas menores não resolvidas diretamente pelo modelo (Wyngaard, 2010).

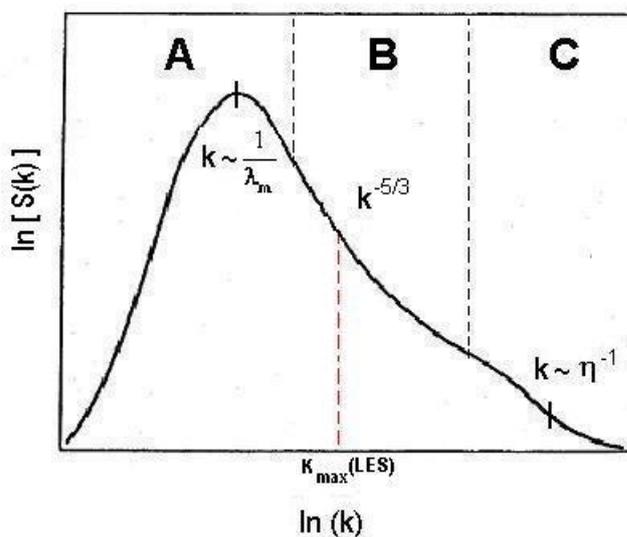


Figura 1.6. Espectro de ECT na CLP. A região A é a região dos grandes turbilhões, onde a ECT é produzida. A região B é o subintervalo inercial, onde ocorre a cascata de energia. A forma do espectro nessa região é proporcional a $k^{-5/3}$. A região C é a região de dissipação, onde se encontram os turbilhões com número de onda k da ordem de η^{-1} . O maior número de onda resolvido pelo modelo LES é indicado por $k_{max}(LES)$. Toda transferência e dissipação de energia que ocorre para $k > k_{max}(LES)$ são parametrizadas pelo fechamento SGS. Fonte: Marques Filho (2004).

Nos modelos de média de volume ou LES, o fechamento se restringe a uma parte específica do espectro de turbulência, situada entre o subintervalo inercial e a região de dissipação molecular. Nessa zona do espectro, os turbilhões exibem propriedades mais consistentes e abrangentes, o que facilita o desenvolvimento de parametrizações mais gerais. Isso significa que suas características são mais consistentes e padronizadas, independentemente das condições específicas do fluxo. Essa universalidade permite o desenvolvimento de parametrizações que abrangem um conjunto mais amplo de situações, contribuindo para a criação de modelos mais gerais e aplicáveis a diferentes contextos na dinâmica turbulenta.

Contudo, simulações com modelos LES tem algumas limitações. Entre elas destacam-se as relacionadas ao fechamento da escala não resolvida (modelos de SGS), ao uso de condições físicas idealizadas como simulações da CLP sobre superfícies homogêneas (Moeng e Sullivan, 2003; Moeng et al., 2007) ou superfícies heterogêneas periódicas (Hadfield et al., 1991; Patton et al., 2005), onde são aplicadas condições de fronteira cíclicas na direção horizontal. As condições de fronteira periódicas são inapropriadas em CLP não homogêneas em x e/ou y , onde as flutuações da turbulência são diferentes nos limites de entrada e saída do fluxo. Isso impede fazer simulações do escoamento turbulento sobre regiões com topografia complexa e ocupação de solo heterogênea como a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP).

Uma maneira de lidar com fluxos turbulentos complexos em modelos de previsão do tempo é resolver explicitamente tanto os movimentos turbulentos quanto os mesoescalares de interesse por meio de um aninhamento, considerando a orografia, cobertura do solo e condições do solo, juntamente com forçamento meteorológico realista (Bauer et al., 2023). Neste sentido, Moeng et al. (2007) propuseram o aninhamento de grade para LES usando o modelo WRF (*“Weather Research and Forecasting”*).

O modelo WRF foi concebido para o processamento em paralelo, com particionamento bidimensional da grade no plano horizontal, potencial para simulações com alta resolução espacial. Seu núcleo ARW (*“Advanced Research WRF”*) tem o estado-da-arte em esquemas numéricos (esquemas de advecção e tempo de ordem superior) crucial para a simulação da turbulência. Além disso, ele inclui dados terrestres (topografia, tipo de solo, uso da terra) assim como condições atmosféricas reais. O modelo WRF também possui a capacidade de aninhamento de dois sentidos e pode acomodar vários aninhamentos embutidos, o que é atrativo para estudos nos quais o LES pode ser aninhado em várias

camadas de domínios nos quais os movimentos mesoescalares se reduzem gradualmente a movimentos turbulentos (Moeng et al., 2007).

No modelo WRF, os fluxos turbulentos são geralmente modelados usando parametrizações 1D da CLP, que assumem homogeneidade horizontal, uma aproximação que pode ser feita se o tamanho da grade for relativamente grande (por exemplo, alguns quilômetros a dezenas de quilômetros). Nesta abordagem, as equações do campo de fluxo são resolvidas usando a técnica de RANS, onde os movimentos turbulentos são completamente parametrizados (Powers et al., 2017). Em vez disso, se o tamanho da grade horizontal diminuir para alguns quilômetros ou dezenas ou centenas de metros, a suposição de homogeneidade horizontal não é válida e o efeito dos gradientes horizontais dos fluxos turbulentos deve ser incluído (Udina et al., 2020). A turbulência é resolvida explicitamente usando a aproximação de LES, onde os turbilhões grandes são resolvidos e os pequenos são modelados em um esquema sub-grade. O sistema de acoplamento de escalas cruzadas WRF-LES permite a simulação do campo de fluxo em uma ampla faixa de processos de escala, desde mesoescala até microescala, sendo capaz de resolver as quantidades médias e os fluxos turbulentos (Moeng et al., 2007).

Nas últimas décadas, pesquisadores têm usado o modelo LES para estudar problemas específicos como dispersão de poluição do ar em canyons urbanos (Letzel et al., 2008; Kurppa et al., 2018; Chatzimichailidis et al., 2019), grandes incêndios (Moisseeva e Sutll, 2019), previsão de energia eólica (Liu et al., 2011, 2012), previsão hidrometeorológica (Talbot et al., 2012; Liu et al., 2015), ou desenvolvimento de processos de nuvens e precipitação (Khairoutdinov e Kogan, 2000; Gerber et al., 2018; Neves et al., 2018; Brune et al., 2018; Flossmann e Wobrock, 2019). Muitos outros estudos têm usado LES em casos reais para simular fluxos atmosféricos em áreas de terreno complexo onde são necessários tamanhos de grade de poucas centenas de metros para resolver a elevação do terreno e a aproximação LES é necessária (Stevens e Lenschow, 2001; Cuxart, 2015; Liu et al., 2020; Udina et al., 2020). Por sua vez, outros autores fizeram simulações usando o LES para resolver processos turbulentos em pequena escala associados a tempestades de vento descendente (Lehner et al., 2016) ou dinâmica de precipitação (Caccamo et al., 2017; Yáñez-Morróni et al., 2018; Gonzalez et al., 2019; Castorina et al., 2019). Na literatura também foram encontrados trabalhos que usam o WRF-LES com domínios aninhados dentro de domínios mesoescalares e examinaram o campo de fluxo resultante (Wagner et al., 2017; Xue et al., 2020).

Em geral, os estudos usando o modelo LES podem se dividir em duas abordagens distintas. Alguns são mais teóricos e idealizados, concentrando-se em isolar fenômenos atmosféricos específicos (Muñoz-Esparza et al., 2014; Udina et al., 2016; El Guernaoui et al., 2019; Simon et al., 2019), enquanto outros são baseados em estudos de caso reais, buscando comparações com conjuntos de dados observacionais detalhados (Udina et al., 2020).

Alguns estudos recentes focam em períodos de simulação curtos, muitas vezes de um ou poucos dias, o que permite testes de sensibilidade variando a configuração do modelo. Outros trabalhos aplicaram a configuração aninhada até a escala LES para estudos de campo comparando os resultados com observações de alta resolução (Bode et al., 2021; Heath et al., 2017; Munoz-Esparza et al., 2017; Pinto et al., 2021; Simon et al., 2021; Udina et al., 2020; Umek et al., 2021; Bauer et al., 2023).

Especificamente na RMSP foram desenvolvidas diferentes simulações numéricas da estrutura dinâmica e termodinâmica da CLP usando o modelo LES. Codato (2008) fez simulações durante o período diurno (10 horas) utilizando o modelo LES, considerando as condições atmosféricas representativas da cidade de São Paulo no mês de junho, quando as condições de dispersão não são favoráveis e a concentração média de monóxido de carbono medido é mais alta. Bárbaro (2010) estendeu o estudo iniciado por Codato (2008) realizando simulações numéricas do ciclo diurno (24 horas). Várias características da CLU foram analisadas no estudo realizado por Bárbaro (2010), destacando-se: o ciclo diurno dos fluxos turbulentos de calor sensível e de monóxido de carbono e o papel dos Jatos de Baixos Níveis (JBN) na evolução temporal da altura da CLU noturna. Por sua vez, Valença (2013) investigou o efeito que a umidade tem na evolução vertical da CLP na região urbana de São Paulo. Várias características da CLU foram simuladas adequadamente, contudo a comparação com a estrutura vertical da CLP ficou limitada a dois horários: 09:00 HL e 21:00 HL, pois as sondagens da atmosfera em São Paulo disponíveis são realizadas somente nestes horários.

No entanto, os trabalhos precedentes foram simulados sob condições de fronteiras homogêneas e periódicas. Além disso, como parte do Projeto MCITY Brazil (Oliveira et al., 2020), hoje conta-se com sondagens de alta resolução espacial e temporal, que permite identificar adequadamente as diferentes propriedades da CLP, como por exemplo, a sua extensão vertical. Além disso, conta-se com dados observados das principais

componentes do balanço de energia e radiação, na rede de três plataformas micrometeorológicas representativas de uma região urbana, suburbana e rural.

Nesse sentido resulta interessante simular numericamente a CLP na RMSP usando um aninhamento contínuo de mesoescala para LES, onde seja considerado a orografia, cobertura e tipo de solo, juntamente com condições atmosféricas reais. A combinação dos dados observacionais atualmente disponíveis e as simulações usando o modelo WRF-LES pode ajudar a aprimorar a representação das características específicas da turbulência da CLP na região. Isso inclui entender melhor como a urbanização afeta a estrutura e o comportamento da CLP, assim como as trocas de energia e radiação. Ou seja, pode oferecer uma visão mais precisa e detalhada dos processos atmosféricos locais, especialmente em áreas urbanas, fornecendo insights valiosos sobre a influência do ambiente urbano na dinâmica da CLP.

1.4. Região de estudo

1.4.1. Características Geográficas

A cidade de São Paulo e 38 cidades vizinhas formam a RMSP. Está região localizada aproximadamente a 60 km do oceano Atlântico, tem cerca de 21,73 milhões de habitantes (IBGE, 2022). Sua área compreende 7947 km², sendo a maior área urbana de América do Sul e uma das dez maiores do mundo. A cidade de São Paulo ocupa a região central da RMSP, com uma população de 11,45 milhões de habitantes e seu centro (23°30'S,46°40'W) está localizado a 760 m acima do nível médio do mar (Fig. 1.7).

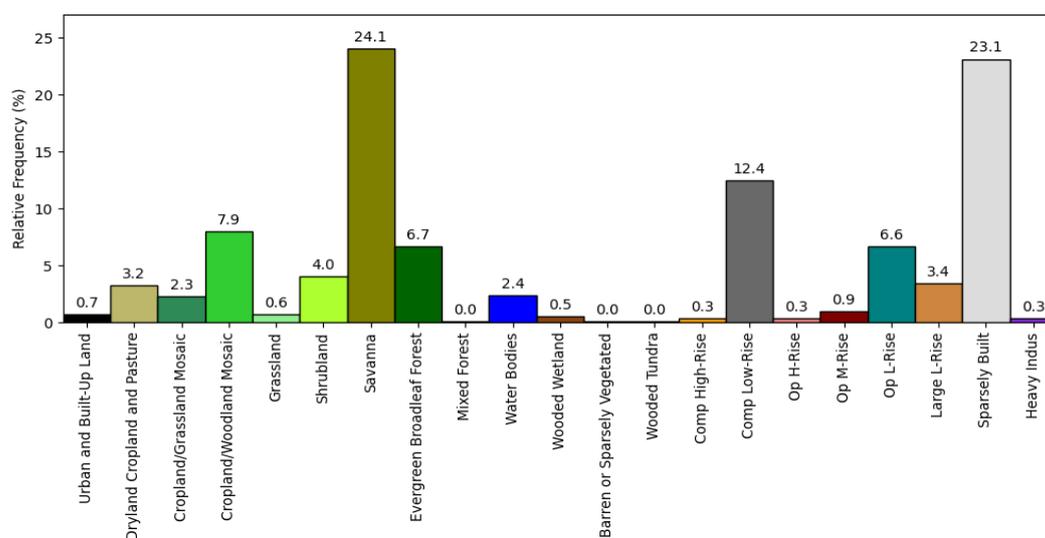
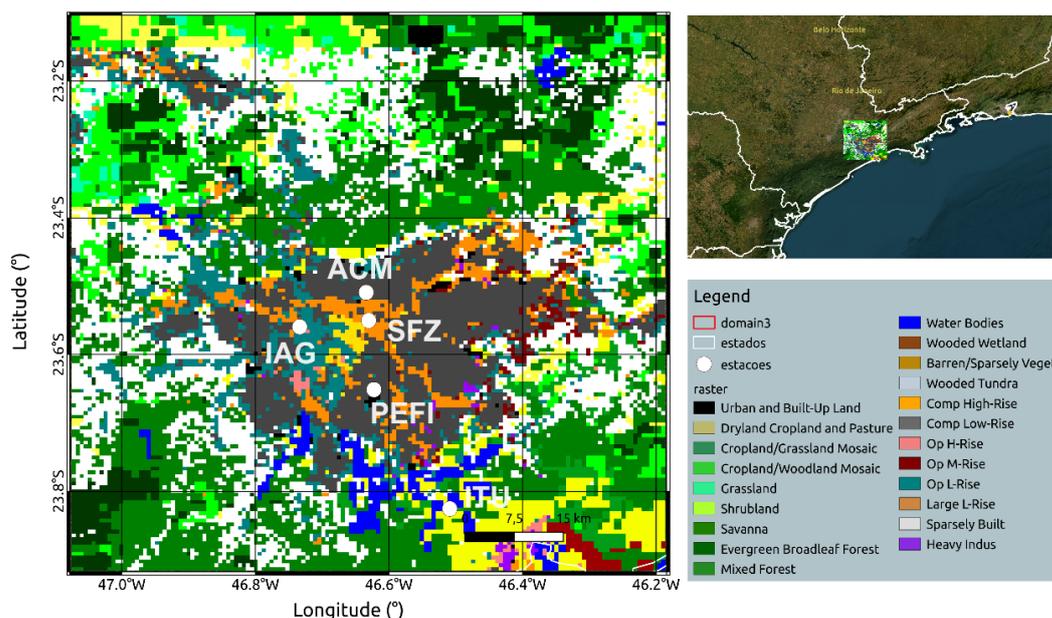


Figura 1.7. Características geográficas da RMSP (painel superior), distribuição espacial do uso do solo no domínio do modelo 3 usado nas simulações do WRF (painel do meio) e distribuição de frequência do uso do solo no domínio do modelo 3 (painel inferior) utilizado nas simulações. O aeroporto "Campo de Marte" é indicado por ACM e as estações meteorológicas de superfície por IAG, SFZ e PEFI.

1.4.2. Características climáticas

De acordo com a classificação de Köppen-Geiger (Alvarez et al., 2014), o clima da RMSP pode ser caracterizado como Subtropical Úmido de Altitude, tipo Cwb. O clima é típico de regiões subtropicais, alternando um inverno seco e moderadamente frio (junho-agosto) com um verão úmido e quente (dezembro-fevereiro). Em média, o acumulado anual de

precipitação na RMSP atinge 1500 mm, enquanto o acumulado mensal de precipitação apresenta valores mais altos durante o verão, com um máximo de 232.14 mm em janeiro, e valores mais baixos durante o inverno, com um mínimo de 38.01 mm em agosto. O ciclo sazonal da temperatura média mensal na RMSP é modulado pelo efeito de altitude (~700 m), oscilando entre um mínimo de 15.3°C (julho) e um máximo de 21.9°C (fevereiro). A variação sazonal do vento em superfície indica que a RMSP é caracterizada por ventos fracos com velocidades mínima de 1.7 ms⁻¹ (maio) e máxima de 2.3 ms⁻¹ (dezembro) controlada pela posição e intensidade relativa da Alta Subtropical do Atlântico Sul e da Baixa Continental (Sánchez et al., 2020). Esses dois sistemas combinados induzem ventos de N-NE durante o verão, e de NE-E durante o inverno.

Deve ser destacado que os padrões de tempo e clima da RMSP são frequentemente afetados por distúrbios de escala sinótica e de mesoescala, principalmente pela passagem de frentes frias (FF) e intrusões da BM. Em geral, as FF que penetram na RMSP induzem ventos pré-frontal de NW e pós-frontal de SE. Apesar da distância do oceano (~60 km), em geral a BM penetra na RMSP em mais de 50 % dos dias do ano, acompanhadas por mudanças na direção do vento de NW para SE (Oliveira et al., 2003; Sánchez et al., 2020).

1.4.3. Características da CLP na RMSP

1.4.3.1. Balanço de radiação na superfície e outras propriedades radiométricas

Embora a entrada de radiação solar no topo da atmosfera seja semelhante, as observações indicam que existem diferenças significativas nas componentes do balanço de radiação na superfície na RMSP (Oliveira et al., 2020). A ocupação urbana induz variações espaciais na atenuação atmosférica de radiação solar, no albedo e na emissividade da superfície. Durante o período diurno, a magnitude do saldo de radiação nas regiões rurais é sistematicamente maior do que nas áreas urbanas e suburbanas da RMSP, o qual está associado com menores valores do albedo para a região rural (PM ITU; 0,085±0,004) comparado à região suburbana (PM IAG; 0,121±0,004) e urbana (PM SFZ; 0,162±0,007). Por sua vez, no período noturno a magnitude do saldo de radiação na zona rural é sistematicamente menor do que na zona urbana e suburbana da RMSP.

Os altos valores de poluição atmosférica da RMSP, principalmente no inverno, também contribuem para a variabilidade espacial da radiação de onda curta incidente. Neste sentido, Oliveira et al. (2020) observaram valores de radiação de onda curta incidente na

PM ITU ($-822 \pm 52 \text{ W m}^{-2}$ no verão e $-592 \pm 35 \text{ W m}^{-2}$ no inverno), localizada na área rural, maiores do que na PM SFZ ($-773 \pm 36 \text{ W m}^{-2}$ no verão e $-610 \pm 27 \text{ W m}^{-2}$ no inverno) localizada na área urbana da RMSP.

1.4.3.2. Balanço de energia na superfície, velocidade de fricção e fluxo de dióxido de carbono

A evolução diurna do balance de energia, velocidade de atrito (u^*) e fluxo vertical de dióxido de carbono (CO_2) indicam importantes variações sazonais e espaciais associados com o tipo de uso de solo (Oliveira et al., 2020). Para o verão, o fluxo de calor latente (LE) e o fluxo de calor sensível (H) são semelhantes, indicando um índice de Bowen em São Paulo da ordem de 1 ($0,90 \pm 0,09$). No entanto os valores de LE ($4,30 \pm 0,03$) são ligeiramente maiores do que H ($3,87 \pm 0,36$), sugerindo que o solo está mais úmido, contribuindo para a evapotranspiração da vegetação local. No inverno, a magnitude de LE ($1,10 \pm 0,17$) é menor que H ($2,33 \pm 0,31$), e a razão de Bowen é maior que 1 ($2,12 \pm 0,61$), indicando um solo mais seco em comparação com o verão (Oliveira et al., 2020).

Em média u^* apresenta um máximo diurno e um mínimo noturno. Em magnitude u^* é maior no verão, associado (com valores máximos entorno $0,6 \text{ ms}^{-1}$ para o verão e $0,5 \text{ ms}^{-1}$ para o inverno) à variação sazonal da velocidade do vento na região. O máximo diurno da magnitude da velocidade do vento é devido a circulação da BM e ao transporte vertical de momento dos níveis mais altos da atmosfera induzidos pela convecção térmica da CLC (Oliveira et al., 2020).

O fluxo diário neto de CO_2 na área suburbana da RMSP é maior durante o inverno, com valores de até $6,17 \text{ kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ comparado com o verão, onde são apenas de $3,27 \text{ kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Isso indica que, apesar da grande fração de vegetação, outras fontes, principalmente o tráfego de veículos nos horários de pico, estão contribuindo para a emissão de CO_2 (Oliveira et al., 2020).

1.4.3.3. Altura da CLU

Em geral a variação sazonal da altura da CLU na RMSP responde as variações sazonais de H na superfície e da estabilidade estática da atmosfera livre imediatamente acima. A altura máxima ocorre em maio ($1632 \pm 96 \text{ m}$) e a mínima em setembro ($1061 \pm 77 \text{ m}$). Esse comportamento é atribuído à variação sazonal do padrão de nebulosidade devido à influência de sistemas sinóticos e de mesoescala. A influência de distúrbios (FF, cavado

de onda curtas) aumenta a nebulosidade, reduzindo o aquecimento solar de superfície e a produção térmica de ECT. Nessas condições, a CLU é parcialmente ou totalmente mantida pela produção mecânica de ECT, e sua profundidade é menor do que em dias de céu claro. Os dias de céu limpo ou parcialmente nublado são frequentemente observados sob a influência de sistemas sinóticos que induzem subsidência e circulação anticiclônica na RMSP, como são o vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN), a alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS), e o Sistema de Alta Pressão Pós-Frontal (SAPP) (Sánchez et al., 2020).

Por outro lado, o valor mínimo da altura da CLU observado em setembro também pode ser explicado a partir da intensificação da circulação da BM durante a primavera. Nesse período o contraste térmico oceano-continente é maior como consequência da inércia térmica oceânica. O incremento da nebulosidade e a ocorrência da precipitação associado com a passagem da BM pela RMSP reduz o fluxo turbulento de calor sensível a perturba a estrutura dinâmica e termodinâmica da CLU, interrompendo seu crescimento e induzindo a formação de uma camada limite interna termicamente estável (Sánchez et al., 2020).

1.4.3.4. ICU na RMSP

A ICU em São Paulo é modulada pelo efeito da BM e a troca de calor entre a atmosfera e o dossel urbano. Durante o dia, a intensidade da ICU tende a diminuir ou ser menos pronunciada em comparação com a noite. Isso é frequentemente atribuído aos efeitos de resfriamento da BM. Por outro lado, durante a noite a intensidade da ICU tende a se intensificar. Isso ocorre devido a infraestrutura urbana, os edifícios e o asfalto retêm o calor acumulado durante o dia, e há menos radiação solar para contrariar esse efeito. Como resultado, as áreas urbanas tendem a permanecer mais quentes do que suas áreas rurais circundantes durante a noite, levando à intensificação máxima da ICU. É por isso que a evolução sazonal da intensidade da ICU em São Paulo indica a presença de um mínimo durante o dia e um máximo durante a noite. Os valores mínimos variam entre 0.5 e 2°C e ocorre entre as 09:00 e as 13:00 HL e o máximo (~3.5-5°C) ocorre entre as 14:00 e as 17:00 HL. Nos meses de janeiro e agosto foi observado um máximo secundário (~4.6°C) durante a noite (Oliveira et al., 2020).

1.4.3.5. JBN na RMSP

Observa-se também a presença de JBN na RMSP com uma alta frequência durante todo o ano, com um máximo em dezembro (85.5% dos dias) e um mínimo em junho (70% dos dias). A intensidade e altura dos JBN apresentam uma pequena variação sazonal, com intensidade média de $7,8 \pm 0,1 \text{ m s}^{-1}$, altura de $640 \pm 151 \text{ m}$, e direção principalmente de E e SE. (Sánchez et al., 2022).

Sánchez et al. (2022) mostraram que durante os experimentos de fevereiro e agosto do 2013 do Projeto MCITY BRAZIL, o 76,4% dos eventos de JBN são gerados pelo mecanismo de oscilação inercial e 35,3% deles são combinados com a passagem da BM. Os JBN ocorrem principalmente em condições de céu claro ou parcialmente nublado, induzidas pela subsidência associada pelo VCAN, a ASAS, e o SAPP.

Na RMSP a intensidade do JBN está negativamente correlacionada com a intensidade da Camada de Inversão Térmica de Superfície (CITS) e da ICU, e com as concentrações de material particulado 2.5 ($\text{PM}_{2.5}$) e monóxido de carbono (CO), indicando que a mistura turbulenta produzida pelo JBN e a advecção horizontal contribuem em reduzi-las.

1.5. Objetivos

O objetivo geral desta pesquisa é investigar a evolução temporal e espacial da CLP na RMSP usando o modelo WRF-LES. O objetivo específico é identificar o impacto que a ocupação do solo tem sobre a evolução temporal e espacial da estrutura dinâmica e termodinâmica da CLP.

Para tanto, o modelo WRF será utilizado para simular a evolução temporal e espacial da CLP durante 10 dias consecutivos no verão (19 a 28 de fevereiro) e no inverno (6 a 15 de agosto) de 2013. Nesses períodos foram realizados dois experimentos de campo do projeto MCITY BRAZIL (Oliveira et al., 2020).

As simulações serão divididas em duas etapas. Na primeira, serão simulados os domínios de mesoescala, onde os efeitos da turbulência são calculados por meio do emprego de esquemas de parametrização da CLP. Nessa etapa, serão comparados nove esquemas de CLP disponíveis no modelo WRF na avaliação do esquema mais apropriado para simular as características dinâmicas e termodinâmicas da CLP na RMSP.

Uma vez escolhido o esquema de CLP, na segunda etapa serão simulados os domínios 4 e 5 no modo LES, usando as condições iniciais e de contorno fornecidas pelo domínio 3. As simulações de mesoescala usando o esquema de CLP escolhido na primeira etapa, assim como as simulações do LES, vão ser comparadas durante o evento típico do JBN observado na RMSP durante os dias 28 de fevereiro e 1 de março de 2013.

Nas simulações foi acoplado o modelo Noah LSM com o modelo de dossel urbano de uma camada (UCM), utilizando para a classificação do uso e ocupação do solo nas diferentes classes urbanas o sistema WUDAPT (*“World Urban Database Access Portal Tool”*). Os dados no WUDAPT empregam a tipologia LCZ (*“Local Climate Zone”*) usando 17 categorias, dez das quais são urbanas (Stewart e Oke, 2012). O uso do sistema WUDAPT com a tipologia LCZ permite que as propriedades aerodinâmicas, radiométricas e térmicas da superfície urbana sejam representadas de forma mais realista. A escolha da categoria LCZ específica para uma área urbana em particular ajuda o modelo a considerar as características únicas desse ambiente urbano em sua simulação.

A análise da performance utilizará como referência, além da evolução temporal da altura da CLU (Sánchez et al., 2020), os perfis verticais de temperatura do ar, umidade específica e velocidade do vento estimados a partir de radiossondagens realizadas a cada 3 horas no Aeroporto do Campo de Marte (ACM). Além disso, serão utilizados valores horários de variáveis meteorológicas convencionais e das principais componentes do balanço de energia e radiação observados na rede de três plataformas micrometeorológicas do Projeto MCITY BRAZIL.

A relevância dessa pesquisa pode ser destacada em termos de duas etapas distintas:

1. Avaliação de Esquemas de Parametrização de CLP no Modelo WRF:

A CLP desempenha um papel crucial nos processos atmosféricos, influenciando a dinâmica e a termodinâmica da atmosfera na região. O modelo WRF é uma ferramenta amplamente utilizada, no entanto, seu desempenho para simular uma região de interesse varia dependendo de vários fatores, incluindo as características da região geográfica, dos parâmetros específicos configurados no modelo e das condições atmosféricas que estão sendo simuladas. Muitos fatores afetam a qualidade das simulações do WRF, como a resolução espacial e vertical (tamanho da grade horizontal e número de horas simuladas), número de níveis verticais considerados, condições iniciais, disponibilidade de dados de estações meteorológicas e outras configurações físicas do WRF. Devido a todas essas

características variáveis, diferentes configurações do WRF podem produzir resultados bastante diferentes. Isso significa que a escolha de parâmetros e configurações é crítica e deve ser cuidadosamente adaptada ao cenário de estudo específico.

A variação significativa na ocupação do solo na RMSP, que pode incluir áreas urbanas densamente construídas, espaços verdes, corpos da água e diferentes tipos de superfície, desafia as simulações usando o modelo WRF a lidar com uma grande diversidade de condições. Além disso, a topografia complexa da região pode influenciar os padrões de vento e as trocas de calor, impactando diretamente a dinâmica atmosférica local.

Neste sentido, a pesquisa busca identificar o esquema de parametrização de CLP mais apropriado para a RMSP, considerando suas características específicas, como topografia, cobertura do solo e condições atmosféricas reais. A variabilidade dos resultados em função dos diferentes esquemas de CLP pode impactar significativamente a representação das condições atmosféricas locais, afetando a qualidade das previsões meteorológicas e fornecendo insights valiosos para estudos futuros.

2. Simulação da Evolução Temporal e Espacial da CLP na RMSP usando WRF-LES:

A segunda etapa da pesquisa propõe uma simulação mais detalhada, utilizando a técnica LES para analisar a influência da ocupação do solo na evolução da CLP na RMSP. Considera-se a inclusão de dados observacionais de alta resolução espacial e temporal, permitindo uma representação mais realista das características da CLP na região.

Neste sentido, o uso do modelo WRF-LES possibilita uma análise mais refinada das interações entre a atmosfera e o ambiente urbano heterogêneo da RMSP. A inclusão de dados observacionais específicos da RMSP, como sondagens e componentes do balanço de energia, contribui para a validação e melhoria das simulações, tornando os resultados mais confiáveis.

A pesquisa aborda diretamente os desafios de modelagem associados à heterogeneidade do solo e à complexidade topográfica, considerando como esses fatores afetam a CLP. Ou seja, o estudo visa compreender melhor como fatores locais, como ocupação do solo, afetam a dinâmica atmosférica, oferecendo uma visão mais precisa dos processos atmosféricos na região urbana.

Ao realizar a pesquisa na RMSF, a complexidade adicional introduzida pela heterogeneidade da superfície, topografia complexa e intensa urbanização torna os resultados mais aplicáveis e relevantes para áreas urbanas semelhantes em todo o mundo.

Este trabalho está dividido da seguinte forma:

- ✓ Capítulo 2: Apresenta uma descrição do modelo WRF, com ênfases nas características do modelo urbano utilizado, assim como das parametrizações de CLP escolhida. Nesta seção também é fornecida uma descrição física e matemática do modelo LES aninhado ao modelo WRF. Além disso, são discutidos os dados e métodos usados para avaliar o desempenho do modelo, assim como as principais condições meteorológicas durante a campanha.
- ✓ Capítulo 3: Nesta seção é feita inicialmente uma comparação entre as 9 parametrizações de CLP do modelo WRF utilizadas. Posteriormente a parametrização de CLP escolhida é comparada com as simulações numéricas usando o modelo LES. Além disso, são discutidos os principais resultados obtidos das simulações.
- ✓ Capítulo 4: Encerra as conclusões gerais do trabalho e as sugestões para estudos futuros.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Modelo WRF

2.1.1. Descrição do modelo

O WRF é um modelo avançado de previsão numérica do tempo, criado em colaboração com diversas agências meteorológicas (MMM (“*Meso-scale and Micro-scale Meteorology*”) do NCAR (“*National Center for Atmospheric Research*”), o NOAA (“*National Oceanic and Atmospheric Administration*”), o NCEP (“*National Centers for Environmental Prediction*”), o FSL (“*Forecast System Laboratory*”), o CAPS (“*Center for Analysis and Prediction of Storms*”) e a FAA (“*Federal Aviation Administration*”) e cientistas globais (Skamarock et al., 2008).

O modelo WRF é estruturado em dois núcleos de processamento principais, o NMM (“*Nonhydrostatic Mesoscale Model*”), voltado para questões operacionais, e o ARW (“*Advanced Research WRF*”), direcionado principalmente para questões de pesquisa atmosférica. Os dois núcleos apresentam abordagens distintas na formulação das equações dinâmicas, variáveis de prognóstico, métodos de integração temporal, assim como a disposição das variáveis na grade de modelagem. O NMM foi desenvolvido pelo NCEP a partir do modelo operacional hidrostático ETA, enquanto o ARW é uma evolução do conhecido MM5 e continua sendo mantido pelo NCAR.

Algumas das principais características do modelo ARW-WRF são (Skamarock et al., 2008):

- ✓ Coordenada vertical: sistema de coordenadas seguindo o terreno, sendo o topo do domínio definido por valor constante de pressão;
- ✓ Condições iniciais em três (3) dimensões para dados reais;
- ✓ Equações totalmente compressíveis e não-hidrostáticas;
- ✓ Termo de Coriolis incluso nas equações;
- ✓ Grade horizontal: grade do tipo Arakawa tipo C;
- ✓ 4 tipos de projeções de mapa: Estereográfica polar, conforme de Lambert, Mercator e latitude-longitude;

- ✓ Aninhamento de grades: possibilita a definição, sob alguns critérios, o estabelecimento de novos domínios internos;
- ✓ Esquemas físicos: parametrização de processos de subgrade, com diversos níveis de complexidade para fenômenos de microfísica, convecção, processos de superfície, CLP e processos radiativos.

O núcleo dinâmico ARW possui a capacidade de resolver as equações de Euler, que descrevem o comportamento não apenas compressível, mas também não hidrostático da atmosfera. Essas equações são formuladas utilizando um sistema de coordenadas verticais baseado na pressão hidrostática, o qual acompanha a topografia do terreno. Esse sistema é representado pela variável η , conforme definido na Equação 2.1 (Skamarock et al., 2008).

As equações são expressas na forma de fluxo em um espaço cartesiano, o que permite incorporar o efeito da umidade na atmosfera e considerar as projeções esféricas do globo terrestre. Isso é crucial para capturar com precisão os efeitos da umidade atmosférica em diferentes regiões e as variações que ocorrem devido à geometria esférica da Terra (Skamarock et al., 2008).

$$\eta = \frac{P_h - P_{ht}}{\mu_m} \quad (2.1)$$

Onde:

- ✓ $\mu_m = P_{hs} - P_{ht}$, representa a massa por unidade de área dentro da coluna no domínio do modelo em (x, y) .
- ✓ $P_h = P_h(x, y, z, t)$ é a pressão hidrostática em cada nível da atmosfera, a qual é função das coordenadas horizontais x e y , da altura z e do tempo t .
- ✓ P_{ht} é a pressão do topo do domínio, assumida como constante. No entanto, em função das características da atmosfera, a altitude do topo do modelo não é constante, ou seja, $z_t = z_t(x, y, t)$.
- ✓ $P_{hs} = P_{hs}(x, y, z_s, t)$ é a pressão hidrostática na superfície, onde $z = z_s$.

O sistema de coordenadas é conhecido como coordenadas verticais de massa ou η -coordenadas, a variável η varia de 0 a 1. Sendo $\eta(x, y, z_s, t) = 1$ e $\eta(x, y, z_t, t) = 0$ (Fig. 2.1).

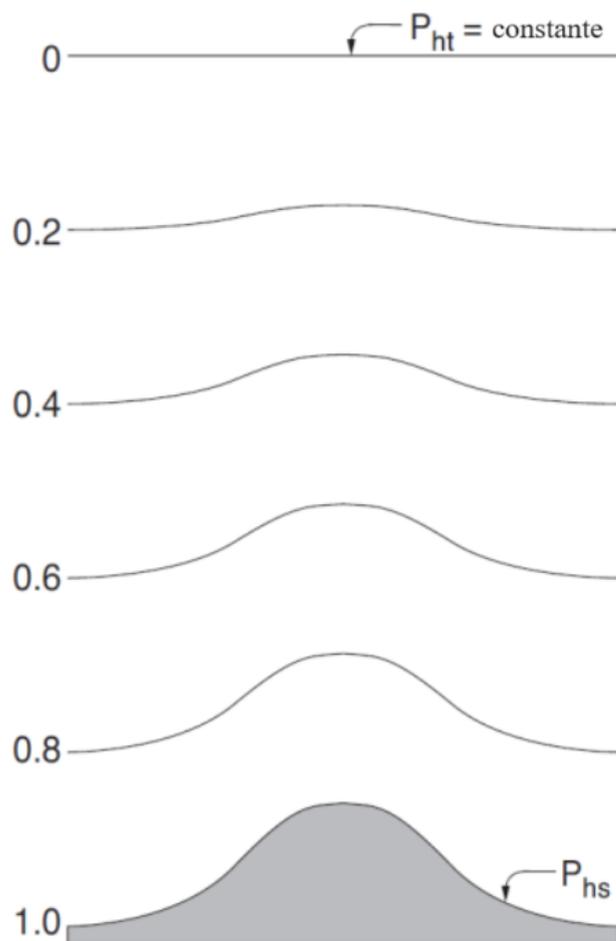


Figura 2.1. Sistema η de coordenadas verticais. Fonte: Adaptado de Skamarock et al. (2008).

O WRF realiza a integração das equações de Euler por meio do processo de discretização. Esse método determina que a solução seja calculada em pontos específicos distribuídos em uma grade sobre a região de interesse, em cada nível vertical e a cada passo de tempo. As equações prognósticas de momento, energia termodinâmica, massa e geopotencial utilizadas pelo WRF são expressas de forma conservativa, com exceção da equação do geopotencial.

Equação de estado:

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta}{p_0 \alpha} \right)^\gamma \quad (2.2)$$

Equação de conservação de massa:

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (2.3)$$

Equação de conservação de momento:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}_u) - \partial_x(p\phi_\eta) - \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (2.4a)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}_v) - \partial_y(p\phi_\eta) - \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (2.4b)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}_w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (2.4c)$$

Equação de conservação de energia termodinâmica:

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \theta) = F_\Theta \quad (2.5)$$

Equação do geopotencial:

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (2.6)$$

Onde:

- ✓ $\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W)$, $\mathbf{v} = (u, v, w)$, $\Theta = \mu \theta$, θ é a temperatura potencial, e $\phi = gz$, é o geopotencial,
- ✓ p é a pressão, $\alpha = \frac{1}{\rho}$, é o inverso da densidade, $\gamma = \frac{c_p}{c_v} = 1,4$, R_d é a constante do gás para o ar seco, e p_0 é a pressão de referência a nível do mar (tipicamente $10^5 Pa$),
- ✓ F_U, F_V, F_W , e F_Θ representam os termos forçantes devido a física do modelo, mistura turbulenta, projeções esféricas e a rotação da Terra.

As equações são formuladas de forma conservativa, exceto a equação do geopotencial (Eq. 2.6). Além disso, essas equações são apresentadas considerando o ar seco, no entanto, na prática, o WRF leva em conta o efeito da força de Coriolis, a umidade do ar e a projeção cartográfica da área para a qual a previsão está sendo feita.

Na discretização espacial das variáveis, o ARW utiliza uma grade horizontal que segue o esquema de Arakawa tipo C (Fig. 2.2). As componentes horizontais da velocidade (u e v) são normais às faces respectivas da célula da grade, enquanto as variáveis de massa, termodinâmicas, escalares e químicas (θ) ficam localizadas no centro da célula (Skamarock et al., 2008). Ou seja, na célula de grade existe um deslocamento horizontal dos pontos onde são calculadas as componentes horizontais da velocidade do escoamento (U ao longo de x e V em y), assim como um deslocamento vertical dos pontos de velocidade para determinar a componente vertical W . É importante destacar que U e V

são calculados no mesmo nível η do ponto de massa. Em termos de representatividade da solução, os valores calculados no nível ponto de massa representam uma média para todo o volume da célula, enquanto os valores dos pontos de velocidade representam uma média na área da respectiva face onde são calculados.

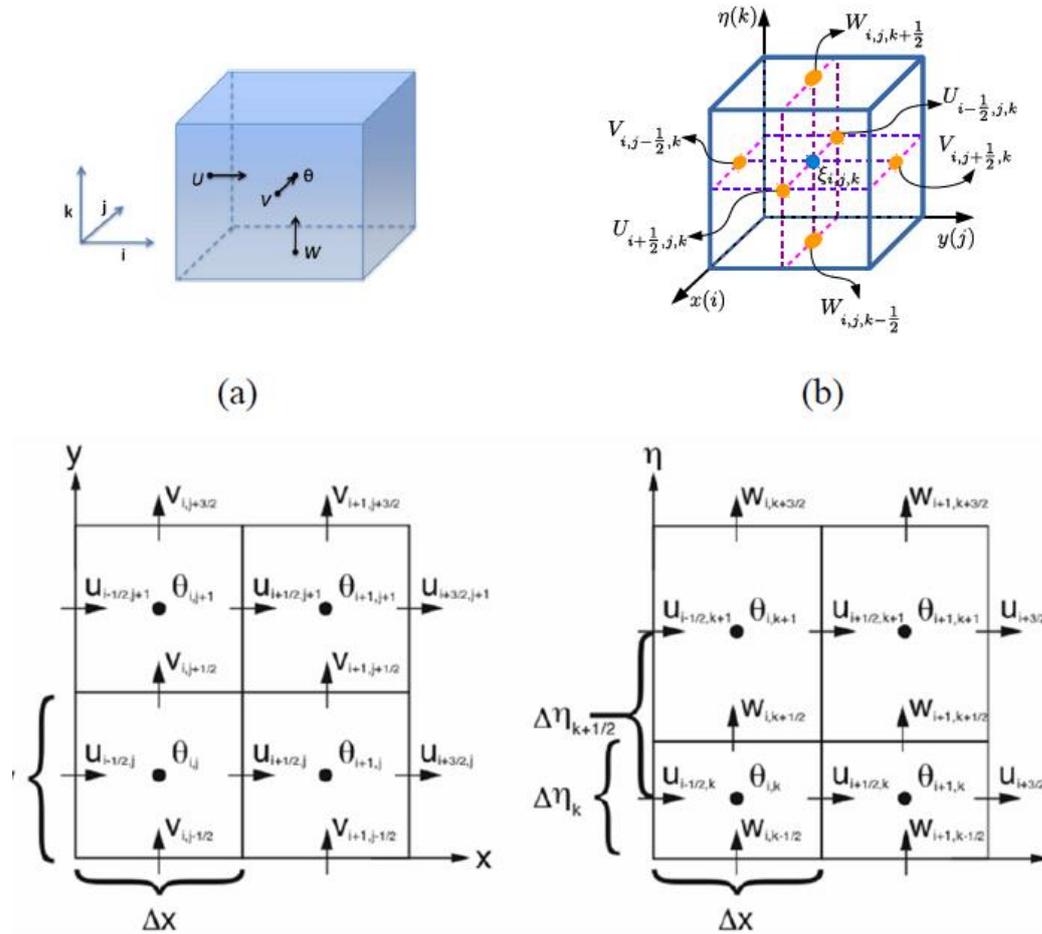


Figura 2.2. Representação das grades (a) horizontal e (b) vertical no ARW-WRF, onde Δx e Δy representam os espaçamentos de grade nas direções x e y , respectivamente, entretanto $\Delta \eta$ representa o espaçamento entre dois níveis verticais. Fonte: Adaptado de Skamarock et al., (2008).

O modelo utiliza o esquema Runge-Kutta de 3ª ordem para ondas de baixa frequência na integração temporal. No entanto, para ondas acústicas de alta frequência, o esquema de integração é realizado em pequenos passos de tempo para manter a estabilidade numérica. As variáveis prognósticas no WRF-ARW são definidas como $\Phi = (U, V, W, \theta, \phi, \mu, Q_m)$, e as equações do modelo são representadas como $\Phi_t = R(\Phi)$. Para avançar a solução de $\Phi(t)$ para $\Phi(t + \Delta t)$, a integração do esquema Runge-Kutta utiliza três passos conforme descrito por Skamarock et al. (2008) (Eqs. 2.7a-c). Essa

abordagem permite lidar com diferentes frequências de ondas ao longo do tempo, utilizando métodos específicos para garantir estabilidade e precisão no modelo.

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (2.7a)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (2.7b)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (2.7c)$$

Onde:

- ✓ Δt é o passo de tempo utilizado para ondas de baixa frequência.

Apesar de ser denominado Runge-Kutta de 3ª ordem, ele tem precisão de 3ª ordem apenas para as equações lineares, para as equações não lineares é de 2ª ordem.

2.1.2. Condições iniciais e de contorno

O módulo de pré-processamento WPS (*“WRF Preprocessing System”*) prepara as condições iniciais e de contorno para o processamento principal. Para isso, o WPS processa os dados meteorológicos provenientes de previsões, análises ou reanálises de modelos globais de previsão numérica, tal como o *“Global Forecast System”* (GFS) do NCEP, assim como as informações sobre as características da superfície (topografia e de uso ocupação do solo).

O WPS é um conjunto de três programas (*“geogrid”*, *“ungrib”* e *“metgrid”*) com a função coletiva de preparar a entrada para o programa *“real”* em simulações de dados reais. Cada um desses programas desempenha funções distintas durante o processo de preparação: o *“geogrid”* define o domínio do modelo e interpola os dados geográficos estáticos para as grades; o *“ungrib”* extrai campos meteorológicos de arquivos no formato GRIB; e o *“metgrid”* realiza a interpolação horizontal dos campos meteorológicos extraídos pelo *“ungrib”* para as grades do modelo definidas pelo *“geogrid”*. O trabalho de interpolação vertical dos campos meteorológicos do WRF é realizado dentro do programa *“real”* (Fig. 2.3).

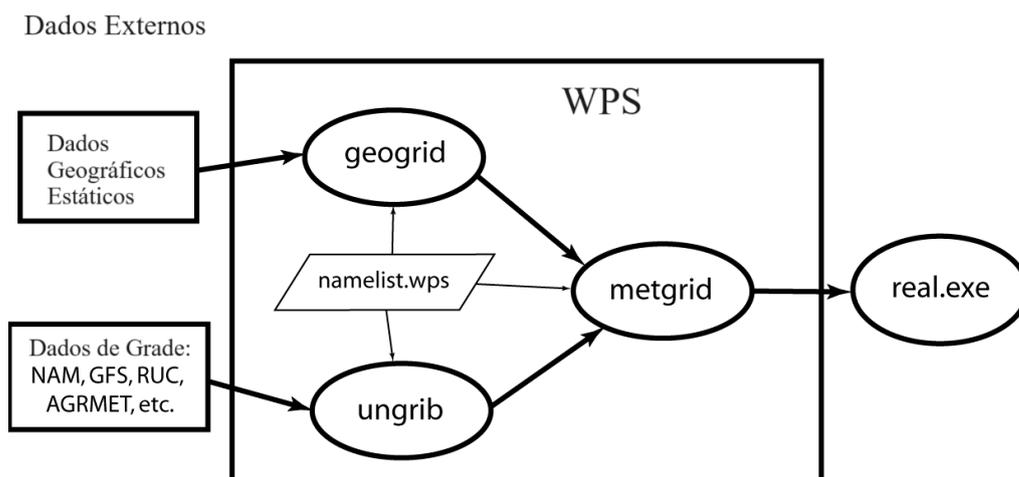


Figura 2.3. Descrição esquemática do WPS. Fonte: Adaptado de MMM–UCAR, (2019).

2.1.3. Aninhamento (“*Nesting*”)

O aninhamento de grades, ou “*nesting*”, envolve o uso de um domínio menor e com uma malha mais detalhada (domínio aninhado) dentro de um domínio maior e com uma malha mais grossa (domínio pai). O domínio pai influencia as condições de contorno do domínio aninhado, permitindo uma análise mais detalhada de uma região específica com menor custo computacional.

Existem duas formas de realizar o aninhamento:

1. Sem efeito retroativo – “*one-way*”;
 - (a) consecutivas (“*ndown*”);
 - (b) simultâneas
2. Com efeito retroativo – “*two-way*”.

Em ambas, as condições de contorno do domínio menor são derivadas dos resultados das simulações do domínio maior. Nos aninhamentos sem efeito retroativo (modo “*one-way*”), os dados calculados no domínio maior são usados como condições de contorno no domínio menor. Neste caso não há influência de grade interna na grade externa. A grade interna é executada usando as informações fornecidas pela grade externa, mas não há uma retroalimentação das alterações feitas na grade interna de volta para a grade externa.

Por outro lado, nos aninhamentos com efeito retroativo (modo “*two-way*”), as grades são resolvidas de forma simultânea e interativa. Após a solução da grade interna, a solução da grade externa na região de aninhamento é ajustada ou ponderada através de uma consideração dos resultados da grade interna ao seu redor. Em cada ponto da grade externa, as informações das grades internas vizinhas são consideradas para ajustar ou alterar os resultados da grade externa, permitindo uma interação entre as grades interna e externa durante o processo de simulação.

A Figura 2.4 mostra os dois tipos de aninhamento permitidos no modelo WRF, onde o domínio pai pode conter um ou mais domínios aninhados.

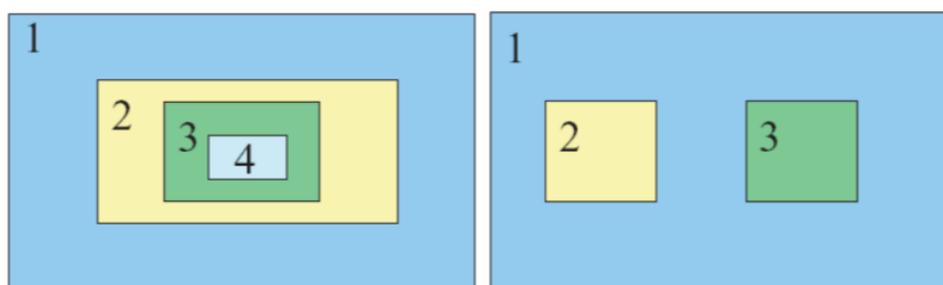


Figura 2.4. Aninhamentos permitidos pelo WRF. Fonte: Adaptado de Skamarock et al., (2008).

A relação entre o espaçamento horizontal do domínio aninhado e o espaçamento horizontal do domínio pai é conhecida como “*grid ratio*”. Uma relação de grade típica no WRF é 3:1, ou qualquer relação de número inteiro ímpar. No aninhamento, apenas o aspecto horizontal é considerado, pois os domínios pai e aninhado compartilham os mesmos níveis verticais.

2.1.4. Parametrizações físicas

Os processos físicos que ocorrem na CLP possuem uma escala espaço-temporal muito pequena em relação à atmosfera. Para representar seus efeitos nos modelos de mesoescala, é necessário recorrer ao uso de parametrizações. Segundo Stensrud (2007), as parametrizações representam os processos físicos abaixo da escala de grade para os quais o modelo não possui informações diretas. Assim, os esquemas de parametrização devem conectar esses processos com as variáveis conhecidas do modelo.

O modelo ARW possui uma ampla variedade de modelos físicos implementados para cada categoria de parametrização, os quais não apenas interagem com a escala resolvida

do modelo, mas também interagem entre si. As principais parametrizações incluem: microfísica das nuvens (“*microphysics*”), radiação de onda longa (“*longwave radiation*”), radiação de onda curta (“*shortwave radiation*”), camada superficial (“*surface layer*”), modelo de superfície de solo (“*land surface*”), camada limite planetária (“*planetary boundary layer*”) e parametrização de nuvens *cumulus* (“*cumulus parameterization*”) (Fig. 2.5). Uma exposição mais detalhada de cada uma delas pode ser obtida em Skamarock et al. (2008).

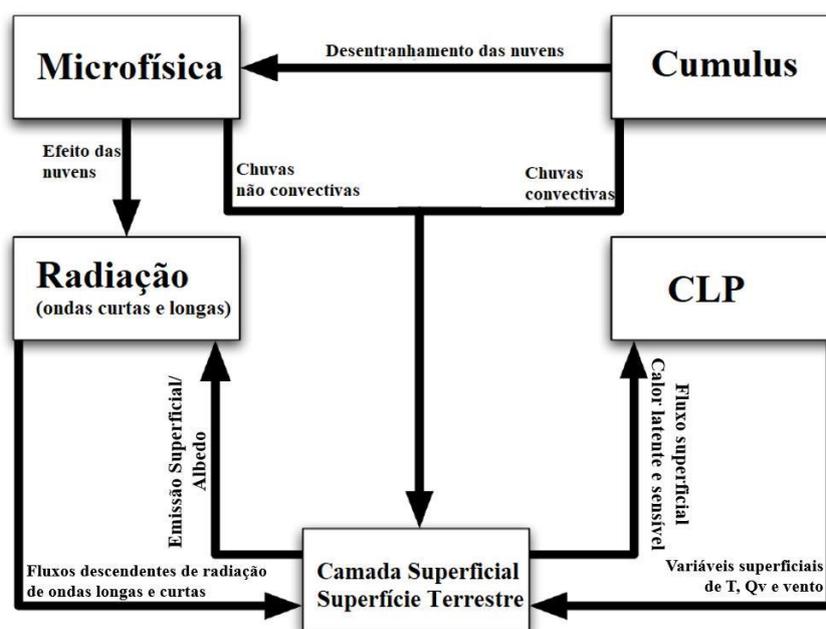


Figura 2.5. Representação esquemática das parametrizações físicas do modelo WRF e suas interações. Fonte: Adaptado de Dudhia, (2010).

2.1.5. Configuração do modelo WRF

2.1.5.1. Resolução vertical e horizontal da grade

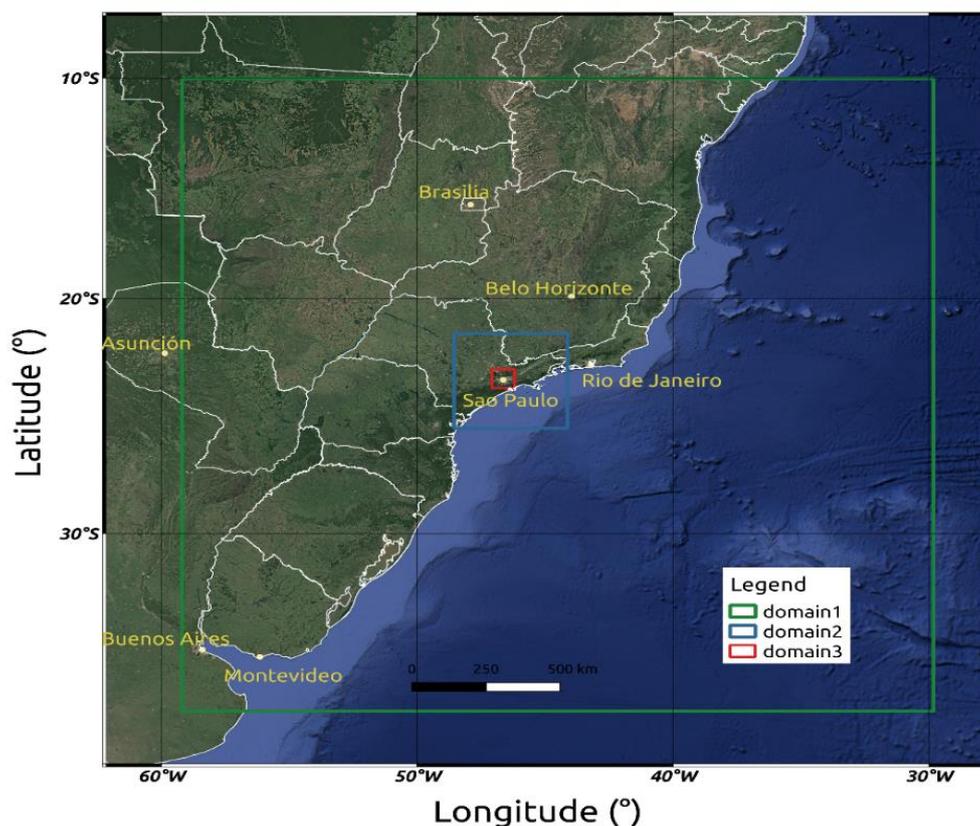
Neste estudo foi usada a versão 4.1.2 do modelo WRF-ARW. Conforme mencionado na introdução, as simulações foram divididas em duas etapas. Na primeira etapa, os domínios de mesoescala são simulados, onde os efeitos da turbulência são calculados utilizando os esquemas de parametrização da CLP. Para isso, na direção horizontal as simulações foram realizadas usando três domínios aninhados com diferentes resoluções de grade (Fig. 2.6a). O domínio maior (d01) tem 15 km de espaçamento (entre pontos de grade) distribuídos igualmente ao longo de uma grade de 200 x 200 pontos, correspondendo a uma área de 3000 x 3000 km, abrangendo as porções sudeste da

América do Sul e oeste do oceano Atlântico Sul, centrado no ponto 23.49° S e 44.50° W (Fig. 2.6b). O segundo domínio (d02) tem 3 km de espaçamento, distribuído ao longo de uma grade de 151 x 151 pontos, correspondendo a uma área de 453 km por 453 km, abrangendo a região sudeste do Estado de São Paulo e centrado no ponto 23.58° S e 46.34° W (Fig. 2.6c). O domínio menor (d03) tem 0.6 km de espaçamento distribuídos ao longo de uma grade com 151 por 151 pontos, correspondendo a uma área de 90.6 km por 90.6 km representando a fração mais urbanizada da RMSPP e centrado entre o ACM e a PM IAG no ponto 23.50° S e 46.63° W (Fig. 2.6d).

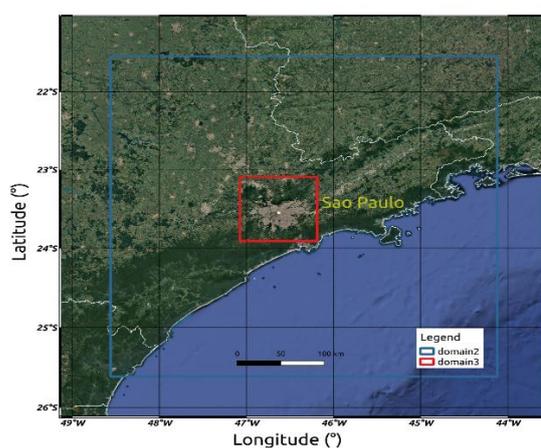
Na direção vertical as simulações foram feitas empregando um sistema de coordenadas η , usando 38 níveis verticais distribuídos de forma logarítmica exponencial e com o topo definido em 50 hPa nos três domínios horizontais. Para melhorar a representação dos processos na CLP o espaçamento de grade foi dimensionado de forma a conter 25 níveis nos primeiros 4000 m da atmosfera (Fig. 2.7).

Posteriormente na segunda etapa, são simulados o quarto e quinto domínio, usando as condições iniciais e de contorno fornecidas pelo domínio 3 simulado, a partir do programa de WRF “*ndown*”. O método “*ndown*” é utilizado para fazer o chamado “aninhamento” de domínios, ou seja, ele permite que os dados de um domínio mais amplo sejam usados como entrada para domínios de maior resolução. Nesta etapa, as parametrizações de CLP são desativadas, e o modo LES é ativado. Uma explicação mais detalhada é apresentada na seção 2.2.3.

(a) d01 (3000 km x 3000 km) centrado no ponto 23.49° S e 44.50° W, d02 (453 km x 453 km) centrado no ponto 23.58° S e 46.34° W, d3 (90.6 km x 90.6 km) centrado no ponto 23.50° S e 46.63° W.



(b) d02 (453 km x 453 km) centrado no ponto 23.58° S e 46.34° W.



(c) d3 (90.6 km x 90.6 km) centrado no ponto 23.50° S e 46.63° W.

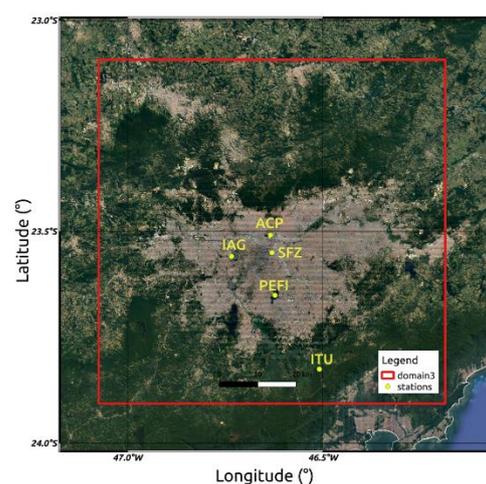


Figura 2.6. Descrição dos três domínios de mesoescala utilizados no modelo WRF centrados entre a PM IAG e o ACM, correspondendo com (a) domínio 1 (3000 km x 3000 km) com resolução de 15 km, (b) domínio 2 (453 km x 453 km) resolução de 3 km e (c) domínio 3 (90,6 km x 90,6 km) com resolução de 0,6 km.

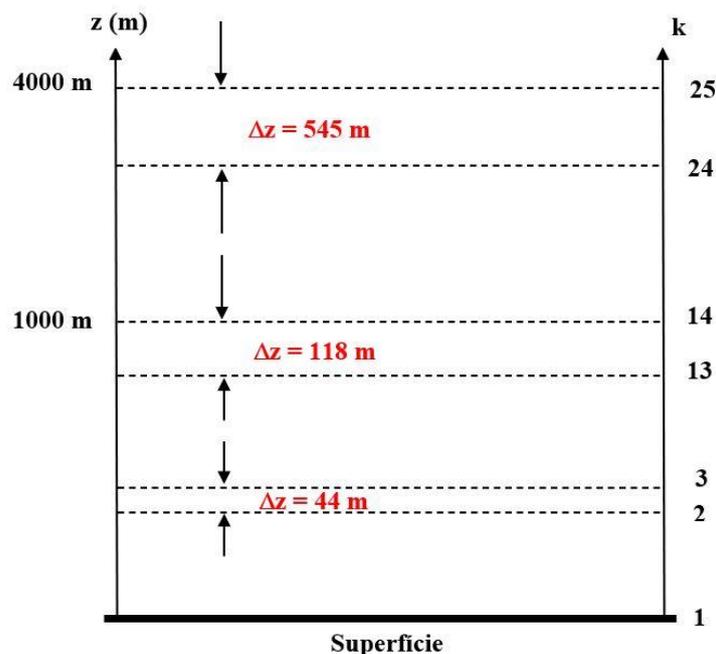


Figura 2.7. Representação esquemática dos níveis verticais utilizados nas simulações.

2.1.5.2 Condições iniciais e de contorno

As condições iniciais e de contorno foram obtidas do NCEP-GFS (“*National Centers for Environmental Prediction-Global Forecast System*”). Os dados extraídos da análise final (FNL) são dados operacionais com uma resolução horizontal de $1 \times 1^\circ$ e temporal de seis horas, disponíveis em 27 níveis de pressão desde a superfície (1000 hPa) até 10 hPa (<http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>). Os dados geográficos para topografia e uso do solo são obtidos do conjunto de dados padrão do USGS (“*U.S. Geological Survey*”, <http://www.usgs.gov/>) com uma resolução 30 s de arco para o d01 e d02. Entretanto para o d03, a topografia é obtida do SRTM (“*Shuttle Radar Topography Mission dataset*”) com resolução de 30 m (Rabus et al., 2003; Farr et al., 2007; <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm>).

2.1.5.3 Passo de tempo and “spin-up”

As simulações foram realizadas com um passo de tempo constante e igual a 75 segundos para o maior domínio, 15 segundos para o segundo domínio e 3 segundos para o terceiro domínio. Além disso, para evitar possíveis problemas de instabilidade numérica durante as simulações foi adicionado um ciclo de “*spin-up*”, onde as primeiras 12 h de cada ciclo

de previsão não foram incluídas nas análises. Ou seja, as simulações tanto em fevereiro quanto em agosto foram inicializadas 12 h antes.

2.1.5.4. Parametrizações físicas

Na tabela 2.1 estão apresentadas as principais parametrizações físicas utilizadas nas simulações realizadas neste trabalho.

Tabela 2.1. Sumário das parametrizações físicas usadas do modelo WRF.			
Parametrização física	Esquema	Nome	Referência
Microphysics	WSM5	Single-moment 5-class microphysics scheme	Hong et al. (2004)
Radiation	RRTMG	Rapid Radiative Transfer Model	Iacono et al. (2008)
Cumulus	GF	Grell-Freitas	Arakawa et al. (2004)
Surface	Noah LSM	Noah Land Surface Model	Tewari et al. (2004)
	SLUCM	Single Layer Urban Canopy Model	Kusaka e Kimura (2004)

2.1.5.5. Parametrização física da superfície do solo

O esquema Noah LSM é utilizado no modelo WRF para simular interações entre a superfície terrestre e a atmosfera. Este modelo é uma colaboração entre várias agências e instituições, como NCAR, NCEP, AFWA e “*Oregon State University*”, buscando representar com precisão os processos de superfície e solo.

O Noah LSM é capaz de capturar informações provenientes de diferentes fontes atmosféricas, como esquemas de camada superficial, radiação, precipitação, convectivos e de microfísica. Ele utiliza dados internos sobre variáveis e propriedades do solo para fornecer fluxos de calor e umidade, influenciando condições acima do solo, superfícies congeladas, tipos de vegetação e cobertura de neve.

Este modelo prevê temperaturas e umidades do solo em quatro camadas distintas, representando diferentes profundidades abaixo da superfície. Além disso, considera a cobertura de neve, umidade do dossel, zona de raiz, evapotranspiração, drenagem do solo e escoamento, levando em conta categorias de vegetação, fração de cobertura mensal de vegetação e textura do solo. O Noah LSM fornece fluxos de calor sensível e latente na superfície, e temperatura da superfície como condições de contorno inferiores (Chen e Dudhia, 2001; Ek et al., 2004; Chen et al., 2004).

2.1.5.6. Modelo do Dossel Urbano

Para a representação da superfície terrestre foi acoplado o modelo Noah LSM com o modelo de dossel urbano de uma camada (UCM), desenvolvido por Kusaka et al. (2001) e Kusaka e Kimura (2004). A combinação de Noah LSM e UCM permite que o modelo consiga representar e descrever melhor os processos físicos na área urbana. O Noah LSM é responsável pelos fluxos de superfície e temperatura para a parte da porção vegetada do pixel (por exemplo, árvores, gramados e parques), entretanto o UCM fornece os fluxos para áreas impermeáveis. Os resultados são acoplados através do parâmetro de fração urbana, que é definido como a proporção de superfícies antrópicas em uma célula da grade (Vahmani e Hogue, 2014).

O UCM é uma parametrização física específica para áreas urbanas dentro do WRF. Ele é projetado para lidar com os efeitos da ICU e outros processos relacionados à superfície urbana (Kusaka et al., 2001). O UCM considera características como a geometria das construções, cobertura de solo, emissões de calor pelas áreas urbanas e interações entre o ambiente urbano e a atmosfera circundante.

Os efeitos da geometria urbana na distribuição de calor nos desfiladeiros urbanos do UCM são representados na Figura 2.8. O UCM considera os fluxos de calor sensível do telhado, parede e estrada; e os agrega em trocas de energia e momento entre a superfície urbana e a atmosfera (Chen et al., 2004).

No contexto da parametrização UCM, foi usado o sistema WUDAPT (*“World Urban Database Access Portal Tool”*) juntamente com a tipologia LCZ (*“Local Climate Zone”*), para representar as propriedades aerodinâmicas, radiométricas e térmicas da superfície em áreas urbanas e circundantes. O WUDAPT é um projeto que visa criar um banco de dados global de informações urbanas para melhorar a representação de áreas urbanas em modelos atmosféricos e climáticos. Ele se baseia em uma abordagem colaborativa para coletar e disponibilizar dados detalhados sobre áreas urbanas em todo o mundo. Os dados coletados incluem informações sobre a morfologia urbana, o uso da terra, as propriedades dos materiais e outros fatores relevantes para as condições urbanas (Ching et al., 2014; Ching et al., 2015; Mills et al., 2015; Brousse et al., 2016).

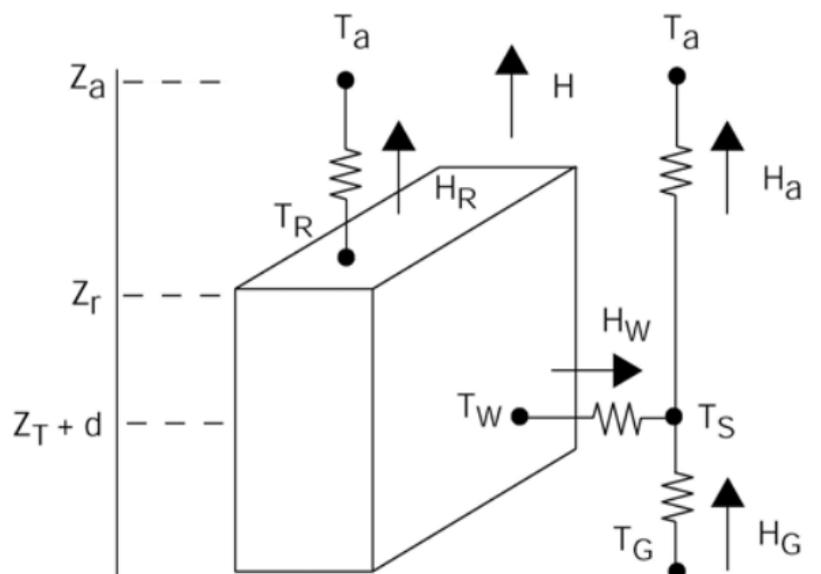


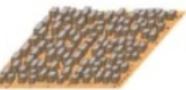
Figura 2.8. Representação esquemática utilizada no UCM. Onde: Z_a : altura do nível do modelo mais baixo; T_a : temperatura do ar em Z_a ; H : fluxo de calor sensível agregado; Z_r : altura do edifício; $Z_T + d$: comprimento de rugosidade para calor; d : altura de deslocamento zero. T_R , T_W e T_G são a temperatura da superfície do telhado, parede e estrada, respectivamente; e H_R , H_a , H_W e H_G são fluxos de calor sensível do telhado, desfiladeiro, parede e estrada, respectivamente. Fonte: Chen et al., (2004).

A tipologia LCZ é uma classificação que divide áreas urbanas e circundantes em diferentes categorias com base em características morfológicas e propriedades dos materiais. Ela foi desenvolvida para fornecer uma maneira padronizada de caracterizar o ambiente urbano e como ele afeta as condições atmosféricas locais. A tipologia LCZ inclui 17 categorias diferentes, sendo 10 delas urbanas, descrevendo aspectos como a altura das edificações, a densidade de construções, a cobertura de solo, entre outros (Stewart e Oke, 2012; Brousse et al., 2016) (Fig. 2.9).

Cada categoria LCZ é caracterizada por suas propriedades geométricas, como fator de visão do céu, altura média das estruturas construídas, taxa de ocupação, coeficiente de aproveitamento, área permeável e impermeável. Além disso, são consideradas propriedades térmicas, radiativas e metabólicas, como inércia, albedo e calor antropogênico produzido. O mapa LCZ de uma cidade mostra o caráter da superfície urbana e, por associação, a distribuição de valores de parâmetros típicos (Brousse et al., 2016).

Nas simulações desenvolvidas na RMSF foram extraídas as classes urbanas e integradas no arquivo do uso do solo do modelo WRF. Na Figura 1.7 é apresentada a distribuição espacial das categorias de uso do solo no domínio 3 onde está contida a

totalizada da RMSP. Verifica-se que a RMSP apresenta uma frequência maior de ocupação do solo na categoria Savana (24.1 %) e Construção Esparsa (23.1%) (Fig. 1.7 painel inferior).

Tipologia Construtiva	Definição
<p>LCZ 1. Alto-compacto</p> 	<p>Edifícios altos em arranjo compacto. Áreas densamente construídas, com edifícios com mais de 10 pavimentos. Cobertura do solo predominantemente impermeável, com pouca ou nenhuma vegetação. Materiais predominantes: concreto, aço, pedras e vidros.</p>
<p>LCZ 2. Médio-compacto</p> 	<p>Edifícios de altura média em arranjo compacto. Áreas densamente construídas, com edifícios de 3 a 9 pavimentos. Cobertura do solo predominantemente impermeável, com pouca ou nenhuma vegetação. Materiais predominantes: concreto, pedras, tijolos e materiais cerâmicos.</p>
<p>LCZ 3. Baixo-compacto</p> 	<p>Edifícios baixos em arranjo compacto. Áreas densamente construídas, com edifícios de 1 a 3 pavimentos. Cobertura do solo predominantemente impermeável, com pouca ou nenhuma vegetação. Materiais predominantes: concreto, pedras, tijolos e materiais cerâmicos.</p>
<p>LCZ 4. Alto-aberto</p> 	<p>Edifícios altos em arranjo aberto. Áreas de menor adensamento, com edifícios com mais de 10 pavimentos. Abundância de áreas permeáveis (com vegetação herbácea, arbustiva ou arbórea esparsa). Materiais predominantes: concreto, aço, pedras e vidros.</p>
<p>LCZ 5. Médio-aberto</p> 	<p>Edifícios de altura média em arranjo aberto. Áreas de menor adensamento, com edifícios de 3 a 9 pavimentos. Abundância de áreas permeáveis (com vegetação herbácea, arbustiva ou arbórea esparsa). Materiais predominantes: concreto, aço, pedras e vidros.</p>
<p>LCZ 6. Baixo-aberto</p> 	<p>Edifícios baixos em arranjo aberto. Áreas de menor adensamento, com edifícios de 1 a 3 pavimentos. Abundância de áreas permeáveis (com vegetação herbácea, arbustiva ou arbórea esparsa). Materiais predominantes: concreto, pedras, tijolos, madeira e materiais cerâmicos.</p>
<p>LCZ 7. Baixo-precário</p> 	<p>Edifícios baixos e leves, com pouca inércia térmica. Áreas densamente construídas, pouco consolidadas, com edifícios de 1 pavimento. Pouca ou nenhuma vegetação arbórea. Cobertura do solo predominantemente compacta. Materiais predominantes: madeira, palha e metal corrugado.</p>
<p>LCZ 8. Baixo-grande</p> 	<p>Grandes construções de baixa altura em arranjos abertos. Edifícios de 1 a 3 pavimentos, com cobertura do solo predominantemente impermeável. Materiais predominantes: aço, concreto, metal ou pedra.</p>
<p>LCZ 9. Ocupação esparsa</p> 	<p>Arranjos esparsos de edifícios de baixa ou média altura em ambientes naturais. Abundância de áreas permeáveis (com vegetação herbácea, arbustiva ou arbórea esparsa).</p>
<p>LCZ 10. Indústria pesada</p> 	<p>Estruturas industriais de altura baixa e média (torres, tanques etc.). Cobertura do solo predominantemente impermeável ou compacta. Materiais predominantes: aço, concreto ou metal.</p>

LCZ A. Veg. Arbórea densa		Áreas densamente cobertas por vegetação arbórea decídua e/ou perene. Cobertura de solo predominantemente permeável, com vegetação herbácea. Exemplos: florestas naturais ou cultivadas, parques urbanos.
LCZ B. Veg. Arbórea esparsa		Áreas cobertas por vegetação arbórea esparsa decídua e/ou perene. Cobertura de solo predominantemente permeável, com vegetação herbácea. Exemplos: florestas naturais ou cultivadas, parques urbanos.
LCZ C. Veg. arbustiva		Áreas cobertas por vegetação arbórea esparsa decídua e/ou perene. Cobertura de solo predominantemente permeável, com vegetação herbácea. Exemplos: florestas naturais ou cultivadas, parques urbanos.
↳ LCZ C. Veg. arbustiva		Áreas cobertas por esparsa vegetação arbustiva e vegetação arbórea de pequeno porte. Cobertura de solo predominantemente permeável (solo exposto ou areia). Exemplo: áreas arbustivas naturais ou áreas de cultivo agrícola.
LCZ D. Veg. herbácea		Áreas cobertas por vegetação herbácea. Exemplo: pastagens naturais ou cultivadas, áreas agrícolas ou parques urbanos.
LCZ E. Rocha ou pavimento		Áreas cobertas por rochas ou pavimentos impermeáveis. Pouca ou nenhuma vegetação. Exemplo: rochas expostas e áreas destinadas a transporte.
LCZ F. Solo exposto		Áreas cobertas por solo exposto ou areia. Pouca ou nenhuma vegetação. Exemplo: desertos ou áreas agrícolas.
LCZ G. Água		Corpos d'água: oceanos, lagos, rios, represas e lagoas.

Figura 2.9. Categorias LCZ. Fonte: Ferreira (2019).

2.1.5.7. Parametrização física da CLP

A parametrização da CLP desempenha um papel crucial ao representar os fluxos verticais em escalas subgrade devido aos transportes turbulentos em toda a CLP, não se restringindo apenas à superfície. Quando um esquema de CLP é ativado, a difusão vertical explícita é desativada, pressupondo que o esquema de CLP irá controlar esse processo. Os perfis de fluxos dentro da CLC e CLE são determinados pelos esquemas de CLP.

Além disso, fornecem as tendências atmosféricas de temperatura, umidade e momento horizontal em toda a coluna atmosférica. Esses esquemas operam de maneira unidimensional, assumindo que existe uma separação de escalas entre a turbulência de subgrade e a turbulência resolvida no modelo.

Os processos de troca de umidade, calor e momento na CLP pelo modelo WRF envolve dois elementos principais: a maneira em que a turbulência é tratada e a abordagem de fechamento utilizada (Cohen et al., 2015; Stensrud, 2007; Jia e Zhang, 2020). O WRF oferece diversas parametrizações de CLP que adotam abordagens variadas para descrever a turbulência em diferentes condições atmosféricas (estáveis, instáveis ou neutras). Essas parametrizações variam na maneira como lidam com a turbulência na CLP e como modelam as interações entre umidade, calor e momento dentro desse ambiente atmosférico específico. Essas abordagens são projetadas para capturar e simular adequadamente os processos turbulentos que ocorrem na CLP, levando em conta a estabilidade atmosférica e garantindo uma representação mais precisa das trocas de energia e umidade entre a superfície e a atmosfera.

Neste estudo específico, foram avaliadas nove dessas parametrizações de CLP: Yonsei University (YSU), Mellor–Yamada–Janjic (MYJ), Mellor–Yamada–Nakanishi–Niino level 2.5 (MYNN), Asymmetric Convective Model (ACM2), Bougeault–Lacarrère (BouLac), Quasi-Normal Scale Elimination (QNSE), University of Washington (UW), Total Energy–Mass flux (TEMF) e Shin-Hong (SH). Cada uma delas parametriza os termos de divergência dos fluxos (parte turbulenta) nas equações governantes do escoamento atmosférico, influenciando as tendências das variáveis meteorológicas.

2.1.5.7.1. Fechamento local & fechamento não local

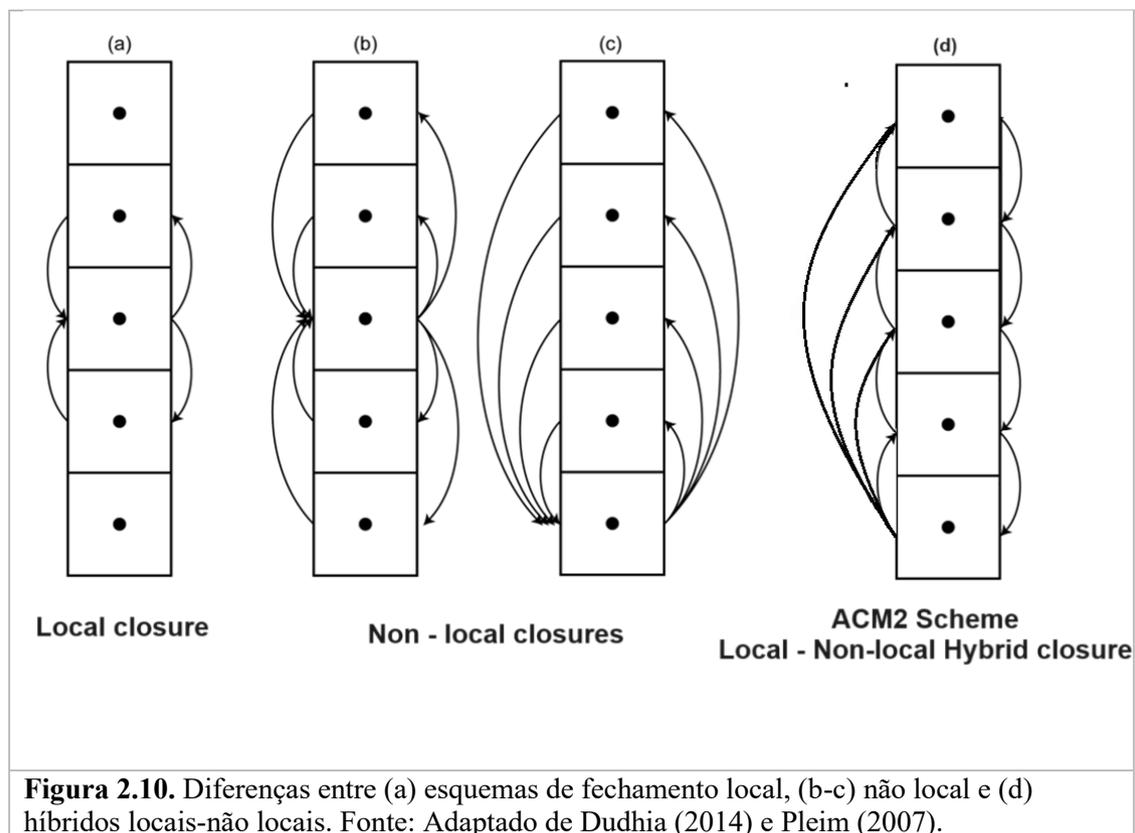
Uma das principais diferenças entre os esquemas de CLP está relacionada à profundidade sobre a qual as variáveis conhecidas têm permissão para afetar um ponto específico, determinada exclusivamente pelo gradiente vertical das quantidades de perturbação nesse ponto, sem considerar gradientes horizontais.

Em esquemas de fechamento local, os fluxos turbulentos das variáveis são calculados em função dos valores dessas variáveis nos pontos de grade próximos, ou seja, somente as camadas horizontais simetricamente adjacentes ao plano passando pelo ponto de interesse podem afetar diretamente as variáveis no ponto de interesse. Assim, os esquemas baseados em fechamento locais representam melhor o transporte induzido por turbilhões

de menor escala (Jia and Zhang, 2020). Por outro lado, os esquemas de fechamento não-local podem utilizar múltiplos níveis verticais para determinar as variáveis em um ponto específico (Cohen et al., 2015). Ou seja, a estimativa dos fluxos turbulentos das variáveis inclui valores dessas variáveis em pontos de grade mais afastados, de modo considerar também a contribuição dos turbilhões de grande escala no transporte turbulento dessas propriedades (Avolio et al., 2017; Stensrud, 2007; Jia e Zhang, 2020) (Figs. 2.10a-c).

Alguns esquemas de CLP utilizam uma abordagem que combina características e elementos do fechamento local e não local, o qual é considerado como fechamento híbrido. O objetivo é aproveitar as vantagens de ambos os métodos para capturar com mais precisão os processos físicos e as interações na CLP. Por exemplo, o esquema híbrido ACM2 implementa uma mistura ascendente não local e uma mistura descendente local para representar as interações verticais dentro da CLP. Os fluxos ascendentes na CLP são modelados como interações entre a CLS e todas as camadas acima, incluindo difusão local por redemoinhos. Já os fluxos descendentes são representados como transferências de uma camada para a camada imediatamente subjacente (Fig. 2.10d). Isso significa que, ao lidar com as interações verticais dentro da CLP, os esquemas híbridos usam elementos tanto de parâmetros locais quanto de parâmetros não locais para tentar capturar com mais precisão como a turbulência e as trocas de energia ocorrem na atmosfera em diferentes escalas. No entanto, até o momento, esses esquemas não demonstraram vantagens significativas sobre os outros (Jia e Zhang, 2020).

De acordo com Stull (1988), as parametrizações de CLP que adotam uma abordagem de fechamento não-local têm uma vantagem significativa ao capturar a energia turbulenta presente nos grandes vórtices, enquanto os fechamentos locais geram previsões que não correspondem bem às observações do fluxo de calor. Ou seja, os esquemas locais podem apresentar uma desvantagem substancial na representação da CLP, pois máximos de estabilidade localizados ao longo do perfil térmico vertical não são necessariamente representativos do estado geral de mistura na CLP (Cohen et al., 2015). A mistura vertical ao longo da profundidade da CLP é principalmente realizada pelos grandes vórtices, que frequentemente são minimamente afetados por variações locais na estabilidade estática.



Em esquemas locais, a CLP cresce minimamente na presença de máximos de estabilidade estática localizados, nos quais os fluxos são de cima para baixo, de temperaturas potenciais mais altas para mais baixas. Isso é especialmente observado no topo da CLP diurna simulada, devido à maior estabilidade estática na zona de entranhamento abaixo da atmosfera livre. Na atmosfera observada, grandes vórtices turbulentos podem transportar calor para cima a partir da camada superficial aquecida no período diurno, independentemente dos máximos de estabilidade localizados, gerando o que são chamados de fluxos contra-gradientes (ou seja, opostos à direção descendente dos fluxos de calor associados aos máximos de estabilidade) (Stensrud 2007; Coniglio et al., 2013; Cohen et al., 2015).

Esses vórtices turbulentos podem penetrar no topo da CM e incorporar propriedades da atmosfera livre, aumentando assim a profundidade da CLP. Os esquemas não-locais levam em consideração esses fluxos contra-gradientes e, portanto, geralmente representam com mais precisão as circulações profundas da CLP em comparação aos esquemas locais (Stull, 1988). No entanto, em algumas circunstâncias, os esquemas locais podem melhorar ao utilizar ordens mais elevadas de fechamento, embora normalmente

isso aumente o custo computacional (Mellor e Yamada, 1982; Nakanishi e Niino 2009; Coniglio et al., 2013; Cohen et al., 2015).

Outra diferença fundamental entre as duas abordagens está no cálculo da altura da CLP. Na abordagem não-local, essa altura é determinada como o nível mais baixo acima de uma altura mínima pré-definida, onde o número Richardson bulk (Ri_b) ultrapassa um valor limite específico. Por sua vez, os esquemas locais estão baseados no método da ECT. Nesse método a altura da CLP corresponde o nível onde ECT cai abaixo de um limiar crítico a partir do qual o escoamento pode ser considerado como não turbulento.

2.1.5.7.2. Ordem de fechamento

O desenvolvimento teórico dos esquemas de parametrização da CLP requer a decomposição das variáveis das equações do movimento em dois componentes: a média mais a perturbação. As componentes de média representam as condições médias no tempo e caracterizam o estado básico atmosférico. Por sua vez, as componentes de perturbação representam desvios, ou flutuações turbulentas, em relação ao estado médio, que são inerentes aos movimentos turbulentos (ou seja, o que as perturbações descrevem) dentro da CLP.

Contudo, as equações relacionadas à modelagem da turbulência sempre conterão mais termos desconhecidos do que conhecidos, onde o termo desconhecido está sempre em uma ordem acima do máximo entre os outros termos. É por isso que o fechamento da turbulência requer a relação empírica do termo desconhecido de momento $n + 1$ com termos conhecidos de ordem inferior. Isso é chamado de fechamento de turbulência de ordem n , onde n é um número inteiro. Alguns esquemas de CLP são considerados de ordens não inteiras. Por exemplo, esquemas de parametrização de fechamento de ordem 1.5 preveem a *ECT* de segunda ordem ao diagnosticar momentos de segunda ordem para algumas variáveis (ou seja, variâncias de temperatura potencial e razão de mistura e suas relações) (Cohen et al., 2015).

Os fechamentos de 1ª ordem estão fundamentados na teoria de difusão turbulenta, conhecida como teoria K . Em geral, eles resolvem as equações prognósticas para as variáveis médias (vento zonal u , vento meridional v , temperatura potencial θ , umidade específica q) enquanto parametrizam os fluxos turbulentos associados a essas variáveis ($\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{\theta'w'}$, $\overline{q'w'}$). Ou seja, em esquemas de 1ª ordem, não é necessária nenhuma

equação prognóstica adicional para expressar os efeitos da turbulência nas variáveis médias.

Por sua vez, os esquemas locais resolvem a equação de ECT (Eq. 1.1). A ECT quantifica a componente de perturbação do movimento, caracterizando a magnitude da turbulência na CLP devido ao cisalhamento vertical do vento, flutuabilidade, transporte turbulento e amortecimento causado pela viscosidade molecular (Holton, 2004; Cohen et al., 2015). A ECT representa a energia associada às flutuações turbulentas e é determinada pelas covariâncias de segunda ordem de algumas variáveis, como as variações de temperatura potencial e razão de mistura, e pelos momentos de primeira ordem de outras variáveis. Esses componentes são cruciais para compreender a intensidade e a natureza da turbulência na CLP.

Os gradientes horizontais e a advecção são negligenciados devido ao transporte local. Os termos de 2ª ordem que aparecem na equação de ECT são parametrizados por coeficientes de difusividade turbulenta do momento, temperatura e umidade (Eqs. 2.8a-d).

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{dU}{dz} \quad (2.8a)$$

$$\overline{v'w'} = -K_m \frac{dV}{dz} \quad (2.8b)$$

$$\overline{w'\theta'} = -K_h \frac{d\theta}{dz} \quad (2.8c)$$

$$\overline{q'w'} = -K_q \frac{dq}{dz} \quad (2.8d)$$

Onde:

- ✓ K_m , K_h e K_q , são os coeficientes de difusividade turbulenta do momento, da temperatura e da umidade, respectivamente.

K por definição, é considerado positivo, pois se assume que o transporte acontece no sentido inverso ao gradiente, de forma a fazê-lo desaparecer. Para determinar o valor de K , a teoria do comprimento de mistura é muito utilizada (Stull, 1988; Foken, 2008).

Porém, não há uma única maneira, a diversidade de métodos para determinar K é o ponto central das distinções entre as diferentes parametrizações.

$$K = l^2 \left| \frac{d\bar{u}}{dz} \right| \quad (2.9)$$

Onde l é o comprimento de mistura.

A forma como a função de estabilidade é descrita também influe na forma em que a turbulência é resolvida, geralmente usam o Ri , para associar a intensidade turbulenta ao valor de estabilidade.

Os esquemas de fechamento de 1.5-ordem incluem variáveis prognósticas (\bar{u} , \bar{v} , $\bar{\theta}$, \bar{q}), e a variância da temperatura potencial $\overline{\theta'^2}$ e a ECT (e). (Stensrud, 2007). A adição desses dois últimos termos não elimina os fluxos turbulentos do fechamento de 1ª ordem, na verdade eles adicionam mais seis termos desconhecidos. Segundo Stull (1988) isto é feito porque as informações que esses elementos trazem fornecem uma medida da intensidade e eficácia da turbulência, e assim, melhoram a forma em que os coeficientes de difusividade turbulenta (K) são tratados, não sendo apenas em função do cisalhamento do vento e da estabilidade.

Na Tabela 2.2 é apresentado um sumário dos esquemas de CLP de modelo WRF usados com seus respectivos ordens de fechamento e esquema de CLS associado.

Tabela 2.2. Sumário dos esquemas de parametrização de CLP do modelo WRF usados.			
item	Esquema	Ordem de Fechamento	Esquema CLS
1	YSU	1.0 não- local	MM5
2	MYJ	1.5 local	ETA
3	MYNN	1.5 local	MYNN
4	ACM2	1.0 híbrido	MM5
5	QNSE	1.5 local	QNSE
6	UW	1.5 local	MM5
7	BouLac	1.5 local	MM5
8	TEMF	1.5 híbrido	TEMF
9	SH	1.0 não-local	MM5

Os esquemas YSU, MYJ, ACM2, UW, BouLac e SH empregam os CLS MM5 e ETA. Entretanto MYNN, QNSE, e TEMF usam seus próprios esquemas de CLS (Tabela 2.2). Cada um desses esquemas de CLS adota abordagens específicas, mas todos eles têm um ponto em comum: utilizam a Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (1954) para

determinar os coeficientes de troca e velocidade de fricção utilizados nos modelos de CLP e LSM para o cálculo das tensões de cisalhamento e dos fluxos superficiais de calor e umidade (Dudhia, 2014).

O esquema MM5 usa funções de estabilidade de Paulson (1970), Dyer e Hicks (1970) e Webb (1970) para calcular os coeficientes de troca superficiais de calor, momento e umidade. O esquema também usa o valor da velocidade de fricção em $0,001 \text{ ms}^{-1}$ restabelecido por Jiménez et al. (2012). Por sua vez no esquema ETA é incluída a parametrização da subcamada viscosa, utilizando para superfícies aquáticas a proposta de Janjić (1994). Entretanto em superfícies terrestres, é usado o comprimento de rugosidade para a temperatura e umidade proposto por Zilitinkevich (1995). A correção de Beljaars (1994) é aplicada para evitar singularidades relacionadas a condições de convecção/instabilidade e ausência de velocidade do vento. Com essa correção, uma parte do fluxo de fluatibilidade é convertida em energia cinética perto da superfície, garantindo que a velocidade de fricção nunca seja zero. Por sua parte o esquema MYNN (WRF User's Guide, 2019) pode ser configurado com fechamento 2.5 ou 3ª ordem. Nakanishi et al. (2001) e Nakanishi e Niino (2004) realizaram simulações de grandes escalas (“*Large Eddy Simulation*” - LES) sob diversas condições de estratificação para aprimorar os problemas de fechamento e singularidade associados a modelos de simulação atmosférica. Eles também introduziram um esquema de condensação parcial para aprimorar a previsão de precipitação (Tong et al., 2013).

Uma descrição mais detalhada das parametrizações usadas em cada um dos esquemas usados nesse trabalho é apresentada nos Apêndices.

2.1.5.8. Cálculo da altura de CLP

Nas simulações descritas neste estudo a altura de CLP (Tabela 2.3) é calculada usando o método do Ri ou ECT. Nas simulações com os esquemas YSU, ACM2, UW e SH foi utilizado o método do Ri (Banks et al., 2016; Avolio et al., 2017; Sathyanadh, 2017). Nesse método, a altura da CLP corresponde ao nível onde Ri ultrapassa um limiar empírico (Tabela 2.3). Para o caso dos esquemas YSU e SH o valor do limiar crítico de Ri varia em função da estabilidade na CLP, sendo 0 para condições estáveis e 0,25 em condições instáveis. Nas simulações com os esquemas MYJ, MYNN, QMSE e BouLac é utilizado o método da ECT. Nesse método a altura da CLP corresponde o nível onde ECT cai abaixo de um limiar empírico (Tab. 2.3).

Tabela 2.3. Sumário dos métodos e limites estabelecidos para o cálculo da altura da CLP.			
Item	Esquema	Altura da CLP	
		Método	Limite
1	YSU	Ri	$0(CLE)/0.25(CLC)$
2	MYJ	ECT	$0.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
3	MYNN	ECT	$10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
4	ACM2	Ri	0.25
5	QNSE	ECT	$0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
6	UW	Ri	0.25
7	BouLac	ECT	$0.005 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
8	TEMF	Ri	0
9	SH	Ri	$0(CLE)/0.25(CLC)$
Ri corresponde ao Número de Richardson.			

2.2. Modelo LES

Conforme foi discutido na Seção 1.4, o modelo tipo LES é uma técnica na qual as escalas maiores da turbulência tridimensional atmosférica são resolvidas explicitamente, enquanto a porção de menor escala do espectro de turbulência é removida do campo de fluxo usando um filtro espacial. Ao escolher uma escala de filtro dentro da faixa inercial, o campo de fluxo é dividido em duas componentes principais: a componente resolvida e a componente não resolvida, subfiltro (“*subfilter-scale*”, em inglês, ou SFS) ou subgrade (“*sub-grid*”, em inglês, ou SGS).

A componente resolvida abrange a maioria das escalas que são responsáveis pelo transporte turbulento e pela produção de ECT, entretanto, a componente não resolvida é composta pelas escalas removidas pelo filtro, as quais dentro da cascata de turbulência funcionam principalmente para dissipar a energia das escalas resolvidas. Nessa região do espectro a turbulência tende a se tornar mais isotrópica e homogênea, portanto, são mais adequadas para serem parametrizadas em modelos gerais do que as escalas maiores resolvidas (Mirocha et al., 2010).

Os efeitos das escalas removidas pelo filtro na componente resolvida do fluxo são tratados por meio de um modelo de viscosidade na SGS. Esse modelo desempenha um papel fundamental no LES, pois lida com as interações entre a componente resolvida e a escala SGS, representando de maneira mais simplificada os processos de dissipação de energia que ocorrem nessas escalas menores. É importante notar que o papel desse modelo no LES é distinto do utilizado em parametrizações de CLP nos modelos de maior escala. Enquanto os modelos de CLP são responsáveis por parametrizar todo o transporte

turbulento de momento, calor e outras propriedades durante uma simulação, o LES resolve explicitamente a maior parte desses processos, com o modelo de SGS desempenhando um papel mais limitado, embora ainda crucial para capturar as interações entre escalas no campo turbulento (Mirocha et al., 2010).

2.2.1. Filtro no modelo LES

A decomposição de uma variável em componentes da escala resolvida e escala de subgrade é definida como:

$$u_i = \bar{u}_i + u'_i \quad (2.10)$$

Onde:

- ✓ $\bar{()}$ indica a variável da escala resolvida ou filtrada
- ✓ $()'$ é a variável da escala de subgrade ou residual.

A função filtrada é definida como (Leonard, 1974):

$$\overline{f(x_i, t)} = \int G(x_i - x'_i) f(x'_i) dx'_i \quad (2.11)$$

Onde:

- ✓ f é a variável do escoamento
- ✓ G é a função filtro integrada sobre o volume

A escala não resolvida é calculada como resíduo, sendo definida como:

$$f'(x_i, t) = f(x_i, t) - \overline{f(x_i, t)} \quad (2.12)$$

A Figura 2.11 mostra a aplicação de um filtro em um campo turbulento de velocidade gerado usando DNS. Na Figura 2.10a, é exibido o campo turbulento não filtrado, enquanto na Figura 2.10b é apresentado o mesmo campo após a aplicação de um filtro com uma escala de corte $\Delta = \frac{L}{16}$, onde L representa as dimensões do volume. Ao comparar as duas imagens, é possível perceber, que o filtro consegue preservar as grandes estruturas presentes no campo original enquanto elimina as flutuações de menor escala. Isso sugere que o filtro aplicado possui a capacidade de reter as características mais

proeminentes e de maior escala do campo turbulento, mantendo sua estrutura geral, mas ao mesmo tempo remove as variações ou detalhes menores que ocorrem em escalas mais finas.

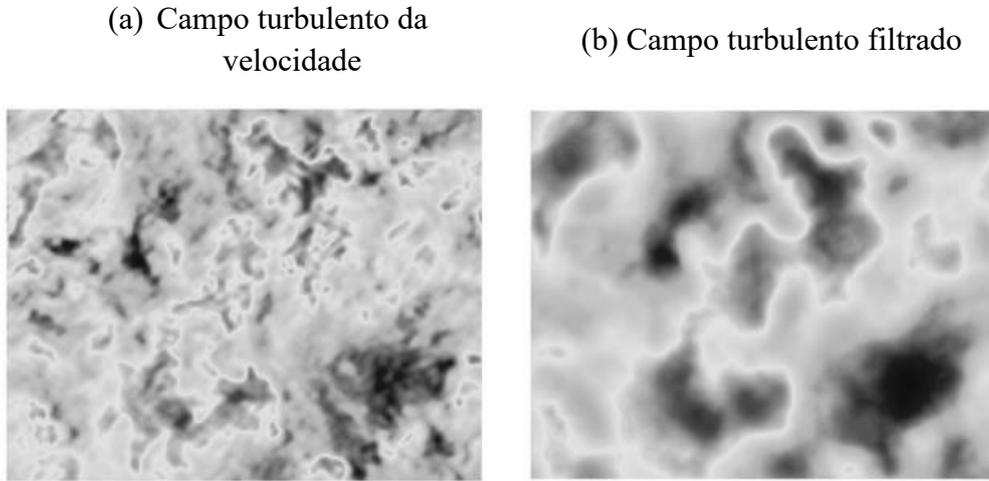


Figura 2.11. Campo de velocidade em um escoamento turbulento (a) gerado por DNS em um domínio de dimensões L^3 . (b) O mesmo campo após a aplicação de um filtro com escala de corte $\Delta = \frac{L}{16}$. Fonte: Lu et al., (2007).

Se f for escrito em termo de suas N componentes de Fourier \hat{f} pode ser escrito como:

$$f(x_i) = \sum_{n=-N}^N \hat{f}(k_n) e^{ik_n x_i} \quad (2.13)$$

A partir da Equação 2.13 a função filtrada pode ser definida como:

$$\begin{aligned} \bar{f}(x_i) &= \int dx'_i G(x_i - x'_i) \sum_{n=-N}^N \hat{f}(k_n) e^{ik_n(x_i + x'_i)} \\ &= \sum_{n=-N}^N \hat{f}(k_n) e^{ik_n x_i} \int dx'_i G(x_i - x'_i) e^{ik_n x'_i} \\ &\equiv \sum_{n=-N}^N \hat{f}(k_n) T(k_n) e^{ik_n x_i} \end{aligned} \quad (2.14)$$

Onde:

- ✓ O filtro $\bar{f}(x_i)$ pode ser identificado como uma operação nas componentes de Fourier de $f(x_i)$.
- ✓ O fator de transferência $T(k_n)$ pode ser definido como a transformada de Fourier de $G(x_i)$ (Wyngaard, 2010).

Para determinar o fator de transferência $T(k_n)$ pode ser aplicado a média espacial:

$$\bar{f}(x_i) = \frac{1}{\Delta} \int_{-\frac{\Delta}{2}}^{+\frac{\Delta}{2}} dx'_i f(x_i + x'_i) \quad (2.15)$$

Onde:

$G(x_i - x'_i) = \frac{1}{\Delta}$ quando $|x_i - x'_i| < \frac{\Delta}{2}$ é igual a zero fora deste intervalo.

$$\begin{aligned} T(k_n) &= \int dx'_i G(x_i - x'_i) e^{ik_n x'_i} \\ &= \frac{1}{\Delta} \int_{-\frac{\Delta}{2}}^{+\frac{\Delta}{2}} dx'_i e^{ik_n x'_i} \\ &= \frac{\sin(k_n \frac{\Delta}{2})}{k_n \frac{\Delta}{2}} \end{aligned} \quad (2.16)$$

Uma representação gráfica de $G(x_i)$ e $T(k_n)$ é apresentada na Figura 2.12.

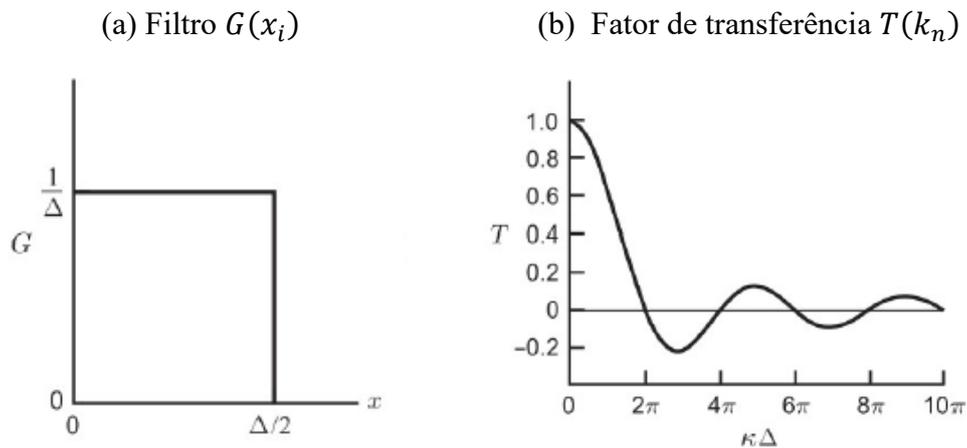


Figura 2.12. Representação gráfica do (a) Filtro G que representa a operação média espacial em uma dimensão (Eq. 2.6) e (b) Fator de transferência T da operação média espacial. Fonte: Adaptado de Wyngaard (2010).

Na Figura 2.12b, observa-se que conforme a escala da perturbação diminui (o número de onda k_n aumenta), o filtro se torna mais eficiente em remover essa perturbação do campo filtrado. Por sua vez, as perturbações de maior escala são menos afetadas pelo filtro, permanecendo em maior medida no campo filtrado.

Ao G e T estar relacionadas pela transformada de Fourier, que relaciona as características do filtro no domínio espacial com sua resposta no domínio da frequência, o inverso

poderia acontecer. Ou seja, se a função T da Equação 2.16 fosse usada como filtro, seu fator de transferência seria descontínuo, assim como G . Nesse cenário, esse tipo de filtro manteria os coeficientes de Fourier de todas as perturbações de escala resolvida (maiores que $\Delta/2$), eliminando completamente as perturbações de menor escala.

Em geral, $G(x_i)$ usado nos modelos LES tem semelhanças com a operação de média espacial. É por isso que os modelos LES também são conhecidos como modelos de média de volume.

2.2.2 Descrição matemática do modelo LES

Para descrever a evolução temporal de um sistema turbulento, as equações fundamentais usadas são a equação de continuidade, a equação de Navier-Stokes (conservação do momento) e as equações de conservação para os demais escalares, como a energia e a temperatura (Wyngaard, 2010).

- ✓ A equação de continuidade representa a conservação da massa e descreve como a densidade em um sistema varia no tempo e no espaço.
- ✓ As equações de Navier-Stokes são as equações fundamentais para a conservação do momento em um fluido. Elas descrevem como a velocidade do fluido muda ao longo do tempo, dependendo das forças que atuam sobre ele.
- ✓ Além disso, há outras equações de conservação que descrevem a evolução dos demais escalares no sistema turbulento. Por exemplo, a equação da energia para transferência de calor.
- ✓ Juntas, essas equações formam um conjunto fundamental para a modelagem de sistemas turbulentos, permitindo descrever como as diferentes grandezas físicas se comportam e interatuam ao longo do tempo em um ambiente turbulento.

O modelo LES aplicado à CLP utiliza a vorticidade, representada por $\xi = \varepsilon_{ijk} \partial_j u_k$, que é o rotacional da velocidade u_i (ε_{ijk} é o símbolo de Levi-Civita), para escrever os termos de advecção não-linear. A representação das equações de Navier-Stokes em termos da vorticidade mantém a conservação da média de volume da energia cinética. Onde as equações prognósticas para os campos resolvidos da velocidade são:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = \overline{v\xi_3} - \overline{w\xi_2} + f\bar{v} - \frac{\partial P^*}{\partial x} - \frac{\partial \langle \bar{p} \rangle}{\partial x} - \frac{\partial \tau_{1j}}{\partial x_j} \quad (2.17a)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = \overline{w\xi_1} - \overline{u\xi_3} - f\bar{u} - \frac{\partial P^*}{\partial y} - \frac{\partial \langle \bar{p} \rangle}{\partial y} - \frac{\partial \tau_{2j}}{\partial x_j} \quad (2.17b)$$

$$\frac{\partial \bar{w}}{\partial t} = \overline{u\xi_2} - \overline{v\xi_1} + \frac{g\bar{\theta}}{\theta_o} - \frac{\partial P^*}{\partial z} - \frac{\partial \langle \bar{w} \rangle}{\partial t} - \frac{\partial \tau_{3j}}{\partial x_j} \quad (2.17c)$$

Sendo:

- ✓ $\bar{\quad}$ a escala resolvida e $\langle \quad \rangle$ a média no plano horizontal,
- ✓ f o parâmetro de Coriolis,
- ✓ θ a temperatura potencial e θ_o a temperatura potencial de referência do ar,
- ✓ P^* a pressão modificada,
- ✓ p a pressão hidrostática do ar,
- ✓ τ_{ij} a tensão de Reynolds de sub-grade,
- ✓ $\frac{\partial \langle \bar{w} \rangle}{\partial t}$ a média horizontal dos demais termos do lado direito da Equação 2.8c,
- ✓ $\frac{g\bar{\theta}}{\theta_o}$ o termo de empuxo, obtido através da aproximação de Boussinesq para a convecção rasa. Uma dedução detalhada das equações pode ser encontrada em Codato (2008).

A influência dos turbilhões não resolvidos é quantificada pelo tensor de Reynolds de subgrade τ_{ij} , um tensor simétrico e sem traço dado por:

$$\tau_{ij} = R_{ij} - R_{kk}\delta_{ij}/3 \quad (2.18)$$

Onde:

- ✓ $R_{ij} = \overline{u_i u'_j} + \overline{u'_i u_j} + \overline{u'_i u'_j}$
- ✓ δ_{ij} o delta de Kronecker.

2.2.2.1 Parametrização de sub-grade

A parametrização da escala SGS consiste em estimar o τ_{ij} utilizando os valores dos campos da escala resolvida. Assim, apenas os turbilhões menores serão parametrizados e os grandes turbilhões serão gerados pelos termos não-lineares das equações 2.8a-c. Em geral, essa parametrização tende ser mais relevante nas regiões próximas à superfície, onde a escala subgrade é tão ou mais importante que a escala resolvida. Já que,

principalmente na CM, os modelos LES têm se mostrado pouco sensíveis ao esquema de subgrade adotado (Sullivan et al., 1994).

O fechamento subgrade pode ser realizado usando o modelo Smagorinsky (Smagorinsky, 1963; Lilly, 1967) ou com o modelo TKE1.5 (Lilly 1967). No entanto, em ambos os modelos o tensor de Reynolds de subgrade τ_{ij} pode ser descrito em função de viscosidade turbulenta (Mirocha et al., 2010):

$$\tau_{ij} = -2\nu_T \bar{S}_{ij} \quad (2.19)$$

Onde:

- ✓ ν_T é o coeficiente de viscosidade turbulenta.
- ✓ $\bar{S}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right)$ é o tensor taxa de deformação.

Para o modelo de Smagorinsky, a viscosidade turbulenta (ν_T) geralmente é calculada usando o coeficiente de Smagorinsky (C_S), o comprimento de escala (l), e o tensor taxa de deformação (\bar{S}_{ij}):

$$\nu_T = (C_S l)^2 \max \left[0, (\bar{S}_{ij} \bar{S}_{ij} - P_r^{-1} N^2)^2 \right] \quad (2.20)$$

Onde:

- ✓ O coeficiente de Smagorinsky C_S tem o valor de 0.25,
- ✓ A escala de comprimento é dada por $l = (\Delta x \Delta y \Delta z)^{1/3}$,
- ✓ P_r é o número de Prandtl turbulento com um valor de 0.7,
- ✓ N^2 é a frequência de Brunt–Väisälä.

A Equação 2.20 inclui uma modificação na magnitude do tensor dependendo da estabilidade estática, reduzindo os tensores com o aumento da estabilidade até um limite de ausência de mistura quando N^2 é grande em relação às deformações. Esse comportamento limitante pode não ser apropriado durante condições fortemente estáveis, nas quais a turbulência, embora enfraquecida, não desaparece completamente (Stull, 1988).

Para o modelo TKE1.5, a viscosidade turbulenta (ν_T) pode ser calculada como:

$$\nu_T = C_e l \sqrt{e} \quad (2.21)$$

Onde:

- ✓ $C_e = 0.15$
- ✓ e é a ECT na escala subgrade.

Cada um desses modelos é bem conhecido, simples de entender e implementar, e amplamente utilizado na literatura científica (Ludwig et al., 2009).

2.2.3 Configuração do modelo LES

Conforme explicado na secção 2.1.5. as simulações de mesoescala e o LES são executados separadamente. As simulações de mesoescala foram realizadas usando três domínios aninhados para determinar qual esquema de CLP do modelo WRF representa melhor as características dinâmicas e termodinâmicas de RMSP. Uma vez escolhido o esquema de CLP, foram realizadas simulações usando a técnica do LES com dois domínios aninhados.

O LES mais grosseiro é forçado pela simulação de mesoescala mais fina, com condições de contorno interpoladas linearmente no tempo e no espaço a partir dos campos de simulação de mesoescala, que são salvos a cada 1 h. O aninhamento é unidirecional, portanto, nenhuma informação é passada do LES para as simulações de mesoescala. Neste sentido, comparações anteriores realizadas por Zhu et al. (2010) não encontraram melhoria significativa quando o aninhamento bidirecional foi utilizado em simulações do WRF de nuvens stratocumulus.

O aninhamento unidirecional envolve a execução de simulações com resolução de grade mais fina após a execução de simulações com resolução de grade mais grossa. O programa “*ndown*” é utilizado entre essas simulações para criar domínios aninhados de resolução mais fina a partir de domínios de resolução mais grossa. Durante o aninhamento unidirecional, as condições iniciais e de contorno laterais para a simulação de resolução mais fina são derivadas da simulação de resolução mais grossa. Isso envolve a utilização de campos terrestres e de superfícies mais detalhados (como terreno, uso do solo, temperatura e umidade do solo, etc) provenientes do domínio pai. Ou seja, o programa “*ndown*” (*ndown.exe*) é responsável por extrair essas condições de contorno e os dados

necessários do domínio pai (nesse caso o domínio de maior resolução das simulações de mesoescala) para permitir a execução de simulações em domínios menores (nesse caso as simulações do LES), refinando assim a resolução espacial (Fig. 2.13).

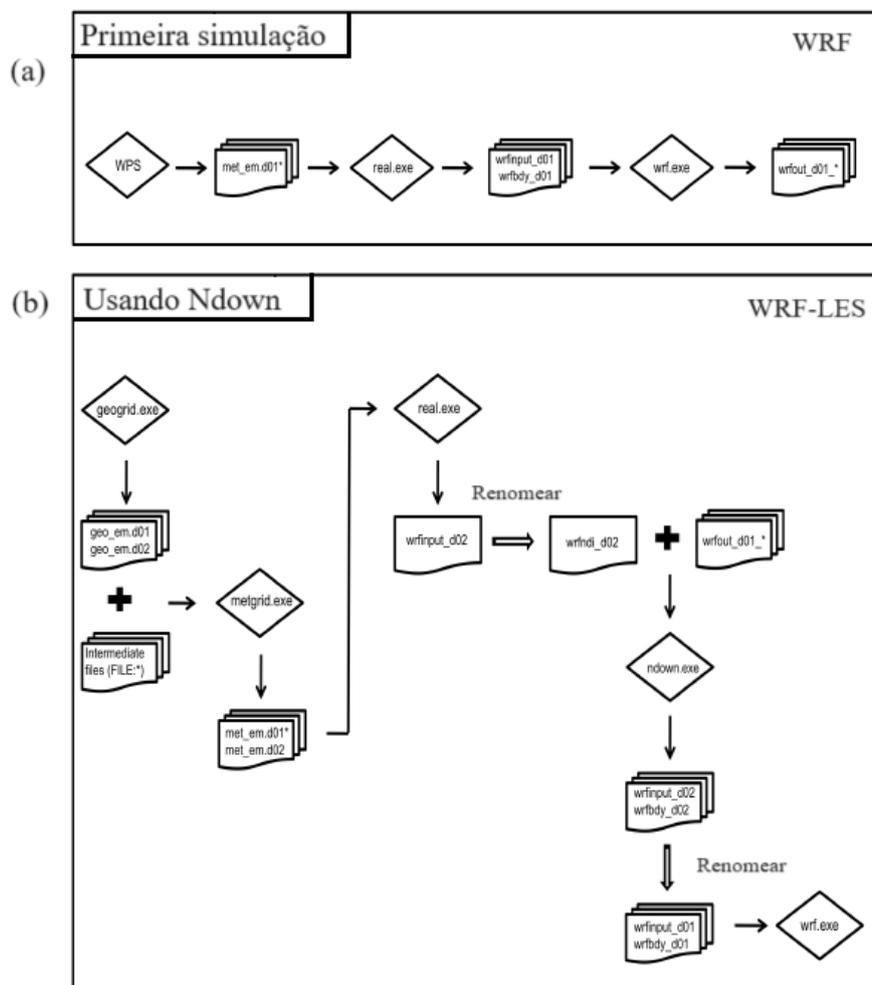


Figura 2.13. Representação esquemática das simulações do modelo WRF (a) dos primeiros três domínios de mesoescala aninhados e (b) usando o programa “*ndwon*” para o quarto e quinto domínio no modo LES, usando como “*inputs*” as simulações de mesoescala obtidas em (a) usando o domínio de maior resolução. Fonte: Adaptado de MMM–UCAR, (2019).

Os domínios LES estão centrados no ponto 23,55° S e 46,68° W, onde estão localizadas as plataformas micrometeorológicas PM IAG e PM SFZ, assim como o ACM. O domínio mais grosso tem 200 m de espaçamento distribuído ao longo de uma grade de 103 x 91 pontos, abrangendo uma área de 20,6 km x 18,2 km. Entretanto, o segundo domínio apresenta uma resolução mais fina de apenas 66,7 m, com uma grade de 187x 181 pontos, abrangendo uma área de 12,4 km x 12,07 km (Fig. 2.14).

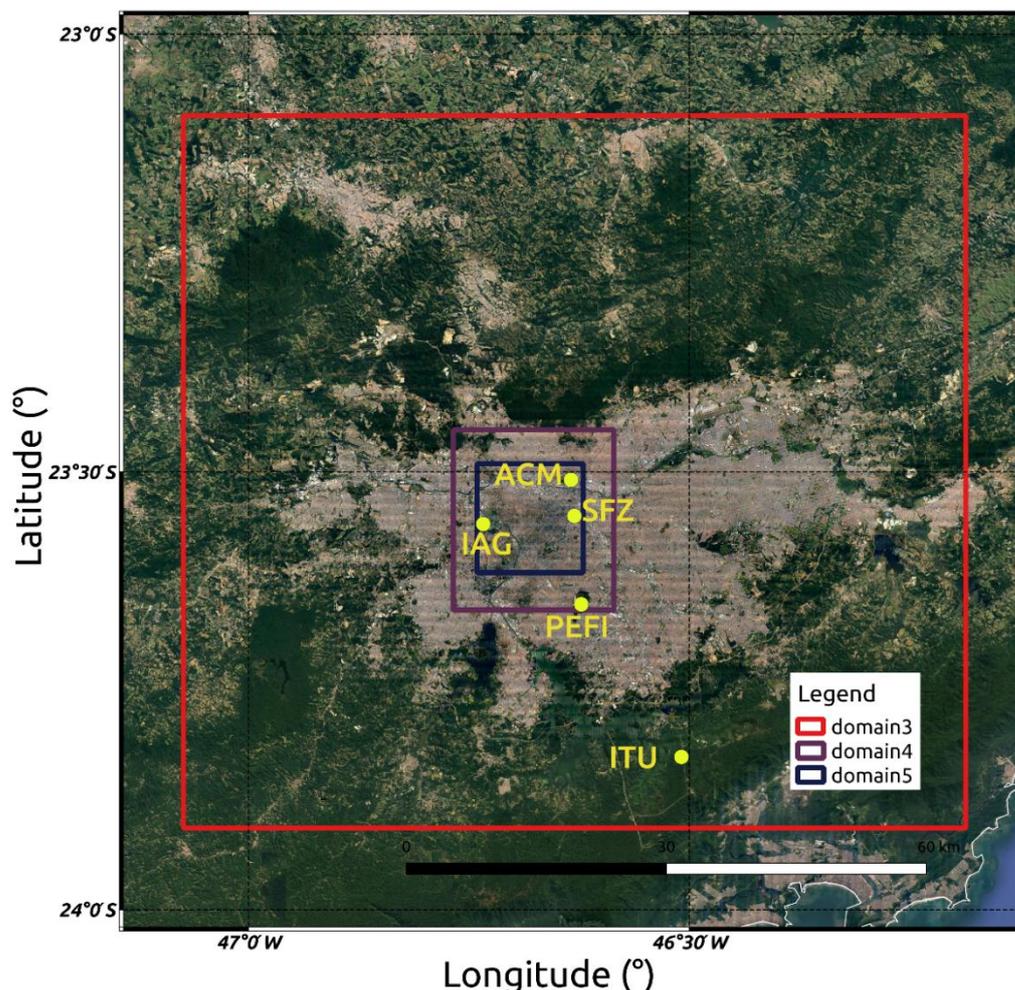


Figura 2.14. Descrição dos dois domínios utilizados nas simulações com o modelo WRF-LES. O domínio 3 usado nas simulações de mesoescala (quadrado vermelho) é centrado no ponto $23,50^{\circ}$ S e $46,63^{\circ}$ W, abrange uma área de $90,6$ km x $90,6$ km e tem resolução de 600 m. Os domínios 4 e 5, usado nas simulações do LES (quadrado roxo e azul), estão centrados no ponto $23,55^{\circ}$ S e $46,68^{\circ}$ W, tem uma resolução de 200 m e $66,7$ m, e compreendem uma área de $20,6$ km x $18,2$ km e $12,4$ km x $12,07$ km, respectivamente.

Os níveis verticais de altura coincidem como as simulações de mesoescala; ou seja, foram usados 38 níveis distribuídos de forma logarítmica com o topo de pressão definido em 50 hPa, deles 25 níveis foram distribuídos nos primeiros 4000 m. Levando em conta o custo computacional de realizar simulações durante 20 dias (10 dias para o verão e 10 para o inverno), não foram usados mais níveis verticais nos primeiros km. Além disso, Udina et al. (2020) fizeram testes aumentando os níveis verticais nos primeiros km e não foram observados resultados significativamente melhores.

O passo de tempo usado foi de 1,2 s para o domínio maior, e 0,4 s para o domínio interno. Além disso, foi adicionado um ciclo de “*spin-up*” de 12 h. Para a configuração da grade dos domínios foram usados os dados SRTM de topografia com uma resolução de 30 m. Os dados meteorológicos foram obtidos do GFS com uma resolução horizontal de $1 \times 1^\circ$ e temporal de seis horas. As parametrizações físicas usadas coincidem com as simulações de mesoescala (Tab. 2.1). A principal diferença radica em que nas simulações LES a parametrização de CLP é desligada e um fechamento de turbulência LES tridimensional é incluído como o esquema de subgrade. Neste caso foi escolhido a modelo TKE1.5, o qual inclui uma equação prognóstica para a ECT.

2.3. Observação

Para avaliar o desempenho dos esquemas de parametrização da turbulência da CLP foi utilizado como referência as observações de superfície e radiossondagens lançadas durante 10 dias consecutivos no verão (19 a 28 de fevereiro) e inverno (6-15 de agosto) de 2013, nos experimentos de campo do Projeto MCITY BRAZIL.

A análise de performance inclui:

1. Perfis verticais de temperatura potencial, umidade específica, velocidade e direção do vento obtidos das radiossondagens realizadas a cada 3 horas com resolução vertical média de 62 m até 4000 m,
2. Valores horários de temperatura do ar, umidade específica, umidade relativa, velocidade e direção do vento na superfície,
3. Valores horários das principais componentes do balanço de energia (Radiação Líquida, fluxos de calor sensível e latente),
4. Valores horários das componentes do balanço de radiação na superfície (radiação solar e de onda longa incidentes e emergentes da superfície).

As variáveis foram medidas nas três plataformas micrometeorológicas do Projeto MCITY BRAZIL: PM IAG, localizada no campus da Universidade de São Paulo, zona oeste da Cidade de São Paulo, em uma área representativa da ocupação suburbana; PM SFZ, localizada no centro da Cidade de São Paulo, também conhecido como centro velho, em uma área de ocupação urbana; PM ITU, localizada no extremo sul da RMSP entre as cidades de São Bernardo do Campo e Cubatão, em uma área de reflorestamento da Mata Atlântica.

2.3.1. Descrição dos sensores

Uma descrição mais detalhada dos sensores utilizados para medir as variáveis usadas nesse trabalho pode ser encontrado em Sánchez et al. (2020), Oliveira et al. (2020) e Silveira et al. (2022). Na Tabela 2.4 é apresentado um resumo das características desses sensores e das plataformas onde esses sensores foram utilizados.

2.3.1.1 Sensores instalados na superfície

A velocidade e direção do vento horizontal foram medidos usando um anemômetro modelo 034B, fabricado pela “*MetOne Instruments Inc*”, a 25,4 m (PM IAG), 85,0 m (PM SFZ) e 9,7 m (PM ITU) da superfície. As medições de temperatura e umidade relativa do ar foram realizadas por sensores de temperatura e umidade relativa modelo CS215, fabricados pela “*Campbell Sci Inc*”, EUA, instalados a 18,7 m (PM IAG), 78,6 m (PM SFZ) e 1,6 m (PM ITU) da superfície. As observações de Radiação Líquida e das respectivas quatro componentes (radiação solar e infravermelha incidente e emergente da superfície) foram realizadas por saldo radiômetros, modelo CNR4, fabricado pela “*Kipp-Zonen*”, Holanda, e instalados a 24 m (PM IAG), 9,4 m (PM ITU) e 83,8 m (PM SFZ) da superfície do solo.

Sítio	Posição geográfica	Elevação (m anm) [#]	Período *	Sensores	Variáveis
PM IAG	23°33'34" S 46°44'01" W	744	Fevereiro 19-28 (Verão) e Agosto 6-15 (Inverno)	Anemômetro sônico 3D e analisador de gás infravermelho, modelo IRGASON, CSI **, USA Sensor de temperatura e umidade relativa, modelo CS215, CSI, USA.	Fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) Temperatura (T) e umidade relativa (RH)
PM SFZ	23°33'01" S, 46°37'49" W	741	Agosto 6-15 (Inverno)	Anemômetro de hélice e paleta, modelo 034B, MetOne Instruments Inc., USA	Velocidade (WSP) e direção do vento (WDIR)
PM ITU	23°49'32" S, 46°30'32" W	760		Saldo Radiômetro, modelo CNR4, Kipp-Zonen Inc., The Netherlands	Radiação líquida (RN)
ACM	23°30'32" S, 46°38'04" W	722	Fevereiro 19-28 (Verão) e Agosto 6-15 (Inverno)	Sistema de aquisição de dados, modelo DIGICORE III, and radiossondagens, modelo RS92-GSP, Vaisala Inc., Finland	Perfis verticais de temperatura (T), umidade relativa (RH), velocidade (WSP), e direção do vento (WDIR)

(#) Acima do nível médio do mar. (*) os experimentos do Projeto MCITY Brazil foram realizados durante fevereiro 19-28, 2013 (verão) e agosto 6-15, 2013 (inverno). (**) Campbell Scientific Inc.

Todas essas variáveis foram medidas continuamente com uma frequência de amostragem de 0,5 Hz e armazenadas como média de 5 minutos, após um procedimento de controle de qualidade que remove valores espúrios causados por mau funcionamento dos sensores devido a exposição inadequada, acúmulo de pó, fuligem e água de chuva e orvalho, problemas de comunicação entre o sensor e o sistema de aquisição de fornecimento de energia elétrica e na transmissão de dados via internet. Uma descrição completa dos procedimentos de controle de qualidade aplicados às medições nas três plataformas é descrita em Oliveira et al. (2020).

2.3.1.2 Radiossodagens

As sondagens foram realizadas com um sistema de aquisição de dados DIGORA III e radiossondas modelo RS92-GSP, ambos fabricados pela Vaisala, Inc., Finlândia (Tab. 2.4). Esse sistema permite observações com uma frequência de amostragem de 0.1 Hz.

Deve ser ressaltado que foram lançadas 160 sondagens, uma a cada 3 horas de forma contínua durante os 10 dias dos experimentos de campo de verão (19-28 de fevereiro) e de inverno (6-15 de agosto) de 2013 no ACM, localizado na zona norte da Cidade de São Paulo (Tabela 2.4).

Os perfis verticais de temperatura do ar, umidade relativa, velocidade e direção do vento tem uma resolução vertical de aproximadamente 62 m (Sánchez et al., 2020). Análises de todas as trajetórias descritas pelas sondas durante os primeiros 4000 m indicam que todas as sondagens permaneceram nos limites territoriais da RMSP, indicando que as propriedades dinâmicas e termodinâmicas na camada até 4000 m adjacente à superfície e que inclui a CLP são representativos da região urbana de São Paulo (Sánchez et al., 2020).

2.3.2. Fluxos turbulentos de calor sensível e latente

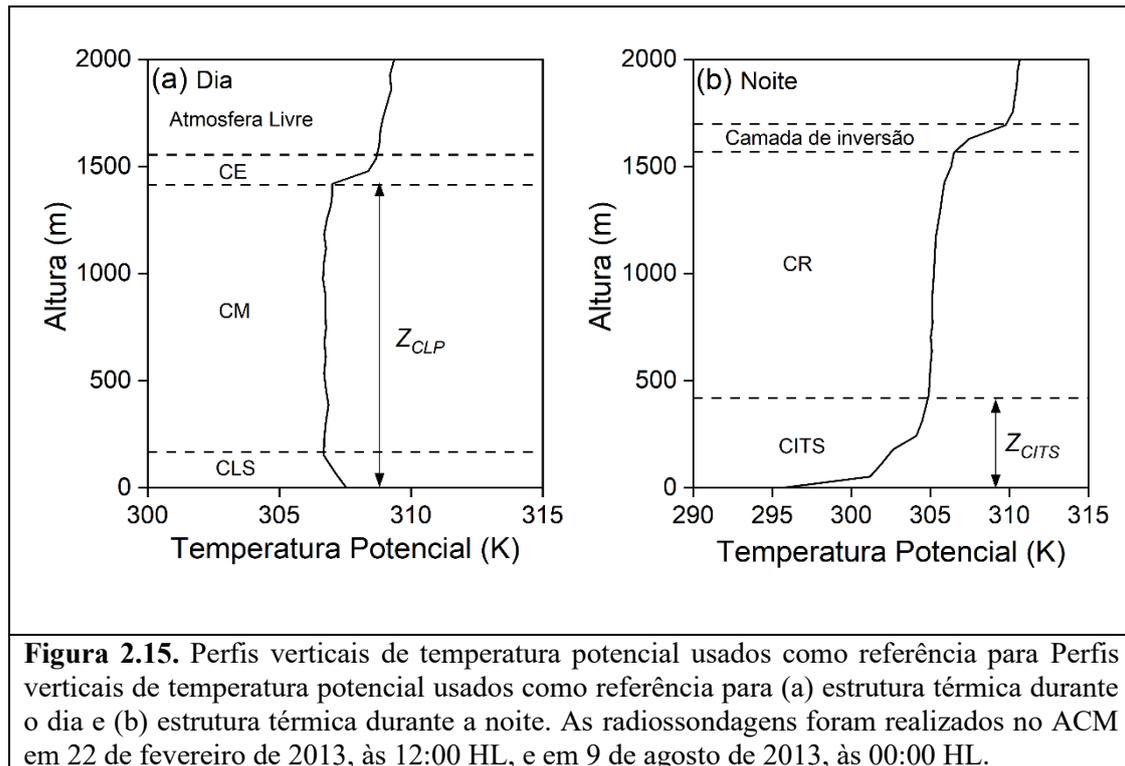
Os fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente foram estimados a partir do método de covariância dos turbilhões utilizando o algoritmo MBFLUX (Oliveira et al., 2020; Silveira et al., 2022). Nesse algoritmo, os fluxos são estimados a partir de blocos de 30 minutos de valores de velocidade vertical, temperatura do ar e densidade da umidade do ar observados com frequência de 10 Hz por meio de um anemômetro sônico tridimensional acoplado a um analisador de gases, modelo IRGASON, fabricado pela Campbell Scientific Inc, EUA e instalado a 25,4 m (PM IAG), 85,0 m (PM SFZ) e 9,4 m (PM ITU).

Os dados coletados de forma contínua durante 20 dias de medidas de turbulência na PM IAG, correspondentes os experimentos de verão e inverno de 2013, e durante 10 dias na PM ITU e SFZ, correspondente ao experimento de inverno de 2013, constituem o banco de dados de turbulência utilizados na estimativa dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente. Cada um dos 1856 blocos de 30 minutos foi submetido a correção de Webb, remoção de tendência linear, testes de coeficientes de assimetria e curtoses, remoção dos efeitos de bloqueio da torre e da chuva, e a uma correção de desalinhamento do anemômetro sônico por meio do método Planar Fit (Oliveira et al., 2020; Silveira et al., 2022). O processo de controle de qualidade implicou a remoção de 40,5 % dos 962 blocos válidos na PM IAG, 61 % e 33,5 % dos 481 blocos da PM ITU e PM SFZ, respectivamente.

2.3.3. Altura da CLP estimada

Os valores de altura de CLP utilizados neste trabalho foram obtidos por Sánchez et al. (2020) a partir dos dados de radiossondagens a cada 3 horas, usando para o período diurno o método subjetivo e para o período noturno um método empírico.

O método subjetivo consiste em comparar visualmente a estrutura observada com o comportamento esperado, utilizando como referência a estrutura vertical dos perfis de temperatura potencial, umidade específica, velocidade e direção do vento observada em condições idealizadas, como num dia sem nuvens sobre uma superfície continental horizontalmente homogênea e com topografia plana (Sánchez et al., 2020). Tendo em conta estas condições, a altura de CLP pode ser estimada como a altura da base da camada de inversão térmica de altitude ou camada de entranhamento (Stull, 1988; Garratt, 1994; Hennemuth e Lambert, 2006; Seidel et al., 2010; Feng et al., 2015; Sánchez et al., 2020). Pelo método subjetivo também foi estimada a extensão vertical da CITS durante o período noturno (Fig. 2.15).



Para o período noturno Sánchez et al. (2020) calcularam a altura da CLP a partir de uma expressão de equilíbrio derivada por Zilitinkevich (1972) e validada com dados de alta resolução de sondagens de balão cativo realizadas na área rural localizada aproximadamente a 80 km do oeste da RMSP (Oliveira et al., 1998). Esta expressão foi desenvolvida pela combinação de parâmetros da CLS e é definida como:

$$Z_{CLE} = 0.5(u_{*0}L/|f|)^{1/2} \quad (2.22)$$

Onde:

- ✓ u_{*0} é a velocidade de atrito na superfície,
- ✓ L é o comprimento de Obukhov,
- ✓ f é o parâmetro Coriolis ($f = 0,000058 \text{ s}^{-1}$ para a latitude de São Paulo).
- ✓ Z_{CLE} é altura da CLE.

Os parâmetros u_{*0} e L foram obtidos a partir de medidas feitas na PM IAG, utilizando o método da covariância:

$$u_{*0} = \left[\overline{(u'w')}_0^2 + \overline{(v'w')}_0^2 \right]^{1/4} \quad (2.23)$$

$$L = u_{*0}^3 / \left[\frac{g}{\theta_v} \overline{(\theta_v'w')}_0 \right] \quad (2.24)$$

$$\overline{(\theta_v'w')}_0 = \overline{(\theta'w')}_0 + 0.61 (\bar{\theta} / \bar{\rho}) \overline{(\rho'_{H20}w')}_0 \quad (2.25)$$

Onde:

- ✓ ρ é a densidade do ar,
- ✓ g é a aceleração da gravidade (9.81 m s^{-2}),
- ✓ θ é a temperatura potencial,
- ✓ θ_v é a temperatura potencial virtual,
- ✓ $(\bar{\quad})$ indica a média de 30-minutos e (\quad') a flutuação estatística.

Comparativamente ao método do número de Richardson, método usado em grande parte dos esquemas de parametrização da CLP (seção 3.1.6), o método subjetivo apresentou resultados muitos bons com índice de concordância de Wilmott igual a 0,83, indicando que as estimativas da altura da CLP utilizada nestes trabalhos tem acurácia equivalente ao método do número de Richardson.

2.3.4. Condições meteorológicas durante as campanhas de verão e inverno.

Em grande parte, as condições meteorológicas observadas na RMSP durante a campanha de verão de 2013 (19-28 de fevereiro) foram determinadas pela influência da Alta de Bolívia (AB), Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) e da borda oeste do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Durante cinco dias (fevereiro 19, 20, 21, 24 e 25) predominaram as condições de céu claro associadas com a subsidência induzida pelo VCAN posicionado no Nordeste da RMSP. As condições de instabilidade e precipitação estiveram associadas com a presença de um cavado de onda curta em níveis médios (fevereiro 22 e 23) e pela combinação da borda da ASAS em baixos níveis e a defluência do escoamento em 250 hPa induzido pela combinação da AB e do VCAN (fevereiro 26, 27 e 28). Estas condições induziram divergência horizontal de massa em altos níveis e

convergência nas camadas mais baixas da troposfera, favorecendo a formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical.

Igualmente, condições de forte aquecimento diurno e a entrada da BM também contribuíram com a ocorrência de precipitação, por exemplo, no final da tarde do dia 24 foram registrados 14,7 mm de precipitação na estação meteorológica de PEFI associados a estas condições (Sánchez et al., 2020). Em geral na RMSP a penetração da BM ocorre no início da tarde e é caracterizada por uma queda acentuada da temperatura do ar e um aumento da velocidade do vento, nebulosidade e umidade relativa assim como uma mudança na direção do vento de NE para SE (Oliveira et al., 2003; Ribeiro et al., 2018). Neste período foram observados cinco eventos de BM (fevereiro 19, 20, 24, 27 e 28) (Ribeiro et al., 2018; Sánchez et al., 2020). Nesses casos o crescimento convectivo da CLP foi interrompido, reduzindo a altura da CLU quando comparado com os dias de céu claro (Sánchez et al., 2020).

Por outro lado, durante os 10 dias de experimento no inverno de 2013 (6-15 de agosto) as condições atmosféricas estiveram sob a influência da circulação anticiclônica associada com a ASAS. Este padrão dominou o escoamento em toda a coluna troposférica, inibindo a formação de nebulosidade significativa e, portanto, a ocorrência de precipitação. No entanto, durante os dias 11 e 14 estas condições foram alteradas pela passagem de sistemas frontais. Nestes dois dias a presença de abundante nebulosidade e a ocorrência de precipitação limitou a convecção térmica e o desenvolvimento da CLP foi devido à produção mecânica de ECT. Além disso, foi observado apenas um caso de BM no dia 6 de agosto.

2.4. Parâmetros Estatísticos

A performance do modelo WRF é avaliada objetivamente comparando as variáveis meteorológicas (convencionais e não convencionais) simuladas numericamente e observadas, usando o seguinte conjunto de parâmetros estatísticos: viés estatístico médio (*MBE*, “*Mean Bias Error*”), raiz do erro quadrático médio (*RMSE*, “*Root Mean Square Error*”), índice de concordância de Willmott (*d*, “*Index of Willmott, Index of Agreement*”), e o coeficiente de correlação Pearson (*r*).

O *MBE* (Eq. 2.26) indica a magnitude do desvio médio. Valores positivos indicam que os valores estimados pelas simulações numéricas (E_i) são sistematicamente maiores do

que os valores observados (O_i) e vice-versa, conseqüentemente pode-se afirmar que as simulações superestimam as observações de forma sistemática e vice-versa.

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i) \quad (2.26)$$

Onde:

- ✓ N indica o número de valores, E_i e O_i indicam respectivamente o " i – ésimo" valor estimado (pelo modelo WRF) e observado (usado como referência).

Um valor pequeno de MBE é uma condição necessária para um bom desempenho, mas não é suficiente porque “superestimações” ($E_i - O_i > 0$) podem cancelar “subestimações” ($E_i - O_i < 0$), mascarando a real performance do modelo.

Assim, o parâmetro estatístico $RMSE$ (Eq. 2.27), combinado com o parâmetro MBE , fornece uma condição suficiente para uma análise de desempenho mais completa. O parâmetro estatístico $RMSE$ corresponde a raiz do erro quadrático médio. Quanto menores os valores de $RMSE$, maior é a confiabilidade dos resultados obtidos pelo modelo.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2} \quad (2.27)$$

O parâmetro d (Eq. 2.28), conhecido como índice de concordância de Willmott, é uma medida estatística utilizada para avaliar o desempenho de modelos em relação às observações. Ele foi proposto por Willmott (1981) e varia de 0 a 1, onde 1 representa um ajuste perfeito entre as estimativas do modelo e os valores observados.

Esse índice apresenta como principal vantagem o fato de combinar as informações contidos nos valores $RMSE$ e MBE para oferecer uma visão geral do quão bem um modelo se ajusta aos dados observados. Ou seja, quando o valor de d se aproxima de 1, isso indica um bom desempenho do modelo em relação às observações, independentemente da natureza das variáveis. Por outro lado, valores mais baixos de d sugerem um ajuste menos preciso do modelo em relação aos dados observados.

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} = 1 - \frac{N - MBE}{PE} \quad (2.28)$$

Onde:

- ✓ $\bar{O} = (\sum_{i=1}^N O_i)/N$ corresponde ao valor médio da variável observada,
- ✓ $PE = \sum_{i=1}^N (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2$ é o erro potencial específico.

O coeficiente de correlação linear de Pearson (r), também chamado coeficiente de correlação, é uma medida estatística que avalia o grau de dependência linear entre as simulações e as observações. Ele varia de -1 a 1, onde:

- ✓ 1 indica uma correlação positiva perfeita: à medida que uma variável aumenta, a outra também aumenta de acordo com uma relação linear.
- ✓ -1 indica uma correlação negativa perfeita: à medida que uma variável aumenta, a outra diminui de acordo com uma relação linear.
- ✓ 0 indica ausência de correlação linear entre as variáveis.

O coeficiente de correlação é sensível apenas à relação linear entre as variáveis e pode não capturar relações não lineares. Em geral, r é o resultado da divisão da covariância entre as simulações numéricas (E_i) e dos valores observados (O_i), pela raiz quadrada do produto das variâncias amostrais de E_i e O_i :

$$r = \frac{\sum (E_i - \bar{E})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum (E_i - \bar{E})^2 \sum (O_i - \bar{O})^2}} \quad (2.29)$$

3. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS USANDO O MODELO WRF

A performance de nove parametrizações de CLP do modelo WRF é avaliada comparando-se de forma objetiva valores simulados e observados por meio de parâmetros estatísticos tais como: *MBE* (Viés Estatístico Médio), *RMSE* (raiz do erro quadrático médio), *d* (índice de concordância de Willmott) e *r* (coeficiente de correlação).

Para determinar a melhor parametrização, é utilizada uma abordagem combinada. Os resultados obtidos por meio dos parâmetros estatísticos são considerados, o que significa que cada parametrização é avaliada com base em seu desempenho em termos de *MBE*, *RMSE*, *d* e *r*. Isso proporciona uma visão detalhada de como cada parametrização se compara às observações em diferentes aspectos estatísticos.

Além disso, são utilizadas ferramentas visuais, mapas de calor (heatmaps), rosa de vento, gráficos de contorno, dispersão, perfis verticais, e a evolução diurna das componentes do balanço de energia e radiação, para uma análise mais aprofundada.

Os mapas de calor são úteis para visualizar e identificar as variáveis e parâmetros meteorológicos específicos onde as parametrizações apresentaram melhor ou pior desempenho. Além disso, as rosas de vento e os gráficos de evolução diurna são excelentes para visualizar como o modelo consegue representar as variáveis e parâmetros meteorológicos analisados ao longo do tempo na área de interesse. Os gráficos de dispersão ajudam a identificar as relações e correlações entre as variáveis simuladas e observadas, enquanto os perfis verticais e os gráficos de contorno podem representar a variação vertical de parâmetros meteorológicos em uma determinada localização.

Essa abordagem combinada, integrando análises estatísticas e ferramentas visuais, permite selecionar a parametrização de CLP que melhor se ajusta aos dados observados na RMSP, considerando não apenas medidas estatísticas específicas, mas também padrões do comportamento espacial e relações entre os diferentes parâmetros avaliados.

Os parâmetros estatísticos acima foram estimados considerando observações na superfície e em níveis superiores, assim como a estimativa da altura da CLP baseada em radiossondagens:

- (a) Valores horários das variáveis meteorológicas convencionais (temperatura, umidade relativa, umidade específica, velocidade e direção do vento) e não convencionais

(componentes principais do balanço de energia e de radiação) observados na superfície em três sítios de medidas de turbulência do projeto MCITY BRAZIL na RMSP, representativos de uma região urbana (PM SFZ), suburbana (PM IAG), e rural (PM ITU).

- (b) Perfis verticais de temperatura, umidade específica e velocidade do vento observados por meio de radiossondagens realizadas no ACM a cada 3 horas, durante os dois experimentos de campo com duração de 10 dias realizados durante o verão e o inverno em 2013.
- (c) Altura da CLP estimada a cada 3 horas a partir dos perfis verticais de temperatura e umidade específica durante o dia e usando a relação empírica proposta por Zilitinkevich (1972) durante a noite (Sánchez et al., 2020).

As variáveis meteorológicas são temperatura do ar (T), umidade relativa (UR), umidade específica (q), velocidade (VV) e direção do vento (DV), fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) na superfície, radiação de onda curta incidente na superfície (OC), radiação líquida (R_N), e altura da CLP (Z_{CLP}).

3.1. Experimento de verão (fevereiro 19-28, 2013)

Na tabela 3.1 estão indicados os parâmetros estatísticos estimados a partir das variáveis meteorológicas de superfície (T , UR , q , VV e DV) observadas e simuladas pelo modelo WRF na PM IAG durante o experimento de verão.

De um modo geral, pode-se dizer que o comportamento dos parâmetros estatísticos varia bastante em função do esquema de CLP, em intervalos de $-3,95\text{ °C} \leq MBE \leq 0,05\text{ °C}$, $1,61\text{ °C} \leq RMSE \leq 5,19\text{ °C}$, $0,62 \leq d \leq 0,94$, e $0,56 \leq r \leq 0,91$ para T , $-8,29\% \leq MBE \leq -0,48\%$, $9,11\% \leq RMSE \leq 19,60\%$, $0,60 \leq d \leq 0,90$, e $0,54 \leq r \leq 0,85$, para UR , $-1,90\text{ g kg}^{-1} \leq MBE \leq 1,82\text{ g kg}^{-1}$, $1,52\text{ g kg}^{-1} \leq RMSE \leq 2,70\text{ g kg}^{-1}$, $0,37 \leq d \leq 0,70$, e $0,31 \leq r \leq 0,53$ para q , $0,85\text{ m s}^{-1} \leq MBE \leq 1,82\text{ m s}^{-1}$, $1,52\text{ m s}^{-1} \leq RMSE \leq 2,70\text{ m s}^{-1}$, $0,37 \leq d \leq 0,70$, e $0,35 \leq r \leq 0,64$ para VV , e $-1,94\text{ °} \leq MBE \leq 11,54\text{ °}$, $2,04\text{ °} \leq RMSE \leq 174,61\text{ °}$, $0,45 \leq d \leq 0,70$, e $0,43 \leq r \leq 0,68$ para DV .

Tabela 3.1. Parâmetros estatísticos (*MBE*, *RMSE*, *d* e *r*) estimados a dos valores horários de temperatura do ar (*T*), umidade relativa (*UR*), umidade específica (*q*), velocidade do vento (*VV*) e direção do vento (*DV*), simulados pelo modelo WRF e medidos na superfície na PM IAG durante o experimento de verão de 2013 na RMSP. N indica o número total de valores.

N = 229		PM IAG			
Esquema	Variável	MBE	RMSE	d	r
YSU	T (°C)	-0,65	1,91	0,91	0,87
MYJ		-0,27	1,68	0,94	0,89
MYNN		-0,83	2,00	0,90	0,87
ACM2		0,05	1,74	0,93	0,88
BouLac		0,04	1,62	0,94	0,90
QNSE		-1,21	2,17	0,88	0,87
UW		-0,63	1,93	0,91	0,87
TEMF		-3,95	5,19	0,62	0,56
SH		-0,33	1,61	0,93	0,91
<hr/>					
YSU	UR (%)	-2,25	10,57	0,84	0,75
MYJ		-3,75	9,11	0,90	0,85
MYNN		-6,30	12,24	0,84	0,76
ACM2		-7,66	12,81	0,83	0,77
BouLac		-4,81	10,78	0,85	0,78
QNSE		-0,48	9,98	0,85	0,77
UW		-2,75	10,60	0,85	0,75
TEMF		-8,29	19,60	0,60	0,54
SH		-3,60	9,99	0,87	0,80
<hr/>					
YSU	q (g Kg⁻¹)	-0,90	1,53	0,61	0,49
MYJ		-0,94	1,43	0,64	0,53
MYNN		-1,90	2,53	0,45	0,28
ACM2		-1,48	2,13	0,47	0,24
BouLac		-0,82	1,53	0,58	0,37
QNSE		-1,00	1,69	0,52	0,31
UW		-1,01	1,58	0,57	0,42
TEMF		-1,88	2,59	0,36	0,31
SH		-0,91	1,46	0,64	0,53
<hr/>					
YSU	VV (ms⁻¹)	1,70	2,21	0,56	0,59
MYJ		0,85	1,52	0,70	0,64
MYNN		1,44	1,99	0,57	0,52
ACM2		1,82	2,28	0,55	0,59
BouLac		1,70	2,26	0,53	0,51
QNSE		1,30	1,83	0,62	0,61
UW		1,49	2,18	0,57	0,56
TEMF		1,66	2,70	0,37	0,35
SH		1,63	2,14	0,55	0,52
<hr/>					
YSU	DV (°)	-1,36	20,65	0,62	0,51
MYJ		1,38	20,94	0,70	0,68
MYNN		-0,51	7,77	0,65	0,55
ACM2		10,59	160,27	0,67	0,57
BouLac		8,11	122,79	0,68	0,62
QNSE		-0,13	2,04	0,68	0,63
UW		-2,66	40,25	0,66	0,60
TEMF		11,54	174,61	0,45	0,23
SH		-1,94	29,38	0,68	0,65

Para uma maior interpretação dos resultados, são considerados os valores médios das variáveis meteorológicas durante o experimento de verão de 2013 na estação PM IAG, os quais foram de $23,92 \pm 0,02$ °C para T ; $76,78 \pm 0,07$ % para UR , $15,04 \pm 0,01$ g kg⁻¹ para q , $2,30 \pm 0,01$ m s⁻¹ para VV e $185,35 \pm 0,38$ ° para DV . Essa análise comparativa em relação aos valores médios permite uma avaliação mais contextualizada do desempenho das parametrizações de CLP em relação aos dados observados, levando em conta a distribuição e a média das variáveis meteorológicas durante o experimento.

Em geral, a T é bem representada pelas 9 parametrizações de CLP investigadas nesse estudo onde, com exceção do esquema TEMF, os valores de r e d são superiores a 0,87. Isso sugere que, para a maioria das parametrizações, há uma boa concordância e correlação entre os valores simulados e observados de T . Além disso, observa-se como a maioria dos esquemas de CLP analisados (exceto ACM2 e BouLac) mostram um viés frio. Isso é indicado pelos valores negativos de MBE , o que significa que T é sistematicamente subestimada nas simulações em comparação com os valores observados.

No entanto, em comparação com o valor médio da T durante o experimento ($23,92 \pm 0,02$ °C), os erros apresentados são baixos. Isso indica que, apesar das variações entre os diferentes esquemas de CLP, as simulações conseguem representar adequadamente a temperatura média observada. É interessante notar que esses resultados são consistentes com estudos anteriores citados na literatura, como os de Avolio et al. (2017), Banks et al. (2016), Boadh et al. (2016), Ferrero et al. (2018), Ooi et al. (2018) e Jia e Zhang (2020), os quais também encontraram um erro baixo e uma boa correlação na simulação da T usando diferentes parametrizações de CLP do modelo WRF.

Por sua vez, UR e q são subestimadas por todos os esquemas, ou seja, o modelo WRF está representando uma camada superficial sempre mais seca e mais afastada da saturação em comparação com as observações.

Considerando os valores de MBE e $RSME$ obtidos para q e UR ($-8,29$ % $\leq MBE \leq -0,48$ %, $9,11$ % $\leq RMSE \leq 19,60$ %, para UR , e $-1,90$ g kg⁻¹ $\leq MBE \leq 1,82$ g kg⁻¹ para q), juntamente com os valores médios observados durante o período específico ($76,78 \pm 0,07$ % para UR , $15,04 \pm 0,01$ g kg⁻¹ para q), é possível perceber que as simulações de ambas variáveis estão relativamente próximas dos valores médios observados para todos os esquemas de CLP analisados. Contudo, a UR comparado com

a q, apresenta melhor correlação ($r = 0,85$) e concordância ($d = 0,90$) usando o esquema MYJ.

O modelo WRF superestima a VV em todas as parametrizações de CLP, com valores bem altos ($0,85 \text{ m s}^{-1} \leq MBE \leq 1,82 \text{ m s}^{-1}$; $1,52 \text{ m s}^{-1} \leq RMSE \leq 2,70 \text{ m s}^{-1}$), considerando o valor médio observado no experimento ($2,30 \pm 0,01 \text{ m s}^{-1}$). Estudos anteriores atribuíram a superestimação da VV urbano à configuração inadequada da rugosidade urbana (Reames e Stensrud, 2017) e ao desequilíbrio entre os esquemas urbanos e os esquemas de CLP (Hu et al., 2016).

O esquema MYJ comparado com as outras parametrizações apresenta o melhor desempenho, no entanto o coeficiente de correlação e o índice de concordância são apenas de 0,64 e 0,70, respectivamente. Resultados similares foram encontrados por Ooi et al. (2018). Nesse estudo as melhores simulações das condições de vento calmo na região de “Greater Kuala Lumpur”, Malaysia, foram obtidas usando o esquema MYJ quando comparado com os esquemas YSU e ACM2. Igualmente, Wang et al. (2020) encontraram que o desvio padrão da VV utilizando o esquema MYJ é relativamente pequeno é mais perto do valor real nas condições meteorológicas analisadas em Shenyang. Por sua vez, Wang e Hu (2021) encontraram que, mesmo superestimando a VV , o esquema MYJ usando o modelo urbano UCM, mostrou melhores resultados quando comparado com o esquema não local YSU. Neste artigo, os resultados sugerem que a VV superestimada pode estar associada à superestimação do transporte vertical do momento.

Em situações de vento fraco, onde as interações entre células de grade vizinhas são mais influentes, um esquema local como o MYJ pode fornecer uma resposta mais precisa. Isso ocorre porque ele se concentra na interação imediata entre os pontos do modelo, capturando bem a transferência de calor, umidade e momento. Ou seja, o MYJ ao considerar principalmente a interação entre células de grade próximas e na difusão turbulenta entre esses pontos do modelo, representa bem os processos de mistura, onde as influências locais têm maior importância. Por outro lado, Wang e Hu (2021) mostraram que esquemas não locais como YSU apresentam uma mistura vertical mais forte, comparado com esquemas locais como MYJ, contribuindo com uma maior superestimação da VV em áreas urbanas.

No caso da DV , os esquemas locais apresentam os melhores desempenhos, com erros bem baixos, principalmente usando os esquemas MYNN ($MBE = -0,51$ °; $RMSE = 7,77$ °)

e QNSE ($MBE = -0,13^{\circ}$; $RMSE = 2,04^{\circ}$). Por outro lado, novamente o esquema MYJ apresentou as melhores correlações e concordância ($d = 0,70$ e $r = 0,68$).

Para uma maior análise, na Figura 3.1 é representada as rosas do vento usando os dados de VV e DV de cada parametrização e das observações durante o período da análise. A rosa do vento permite visualizar como os diferentes esquemas de CLP simulam a VV e DV na área suburbana, onde está instalada a PM IAG. Isso permite identificar as principais discrepâncias entre os dados observados e simulados.

Em geral, os esquemas conseguem representar as componentes do NW e SSE-SE, só com valores de VV que atingem os $11,17 \text{ m s}^{-1}$ no esquema TEMF. A componente WNW é apenas representada. Por sua vez, todas as parametrizações representam uma componente NWN que não coincide com os valores observados. A superestimação da VV foi também observada em outros estudos recentes usando o modelo WRF (Zhang et al., 2013; Hariprasad et al., 2014; Srikanth et al., 2015, Banks et al., 2016; Avolio et al., 2017, Sathyanadh, 2017; Jia et al., 2019). Jimenez e Dudhia (2012) sugerem que a superestimação da VV nos esquemas de CLP pode estar ligada com a dificuldade de simular a rugosidade da superfície da escala sub-grade.

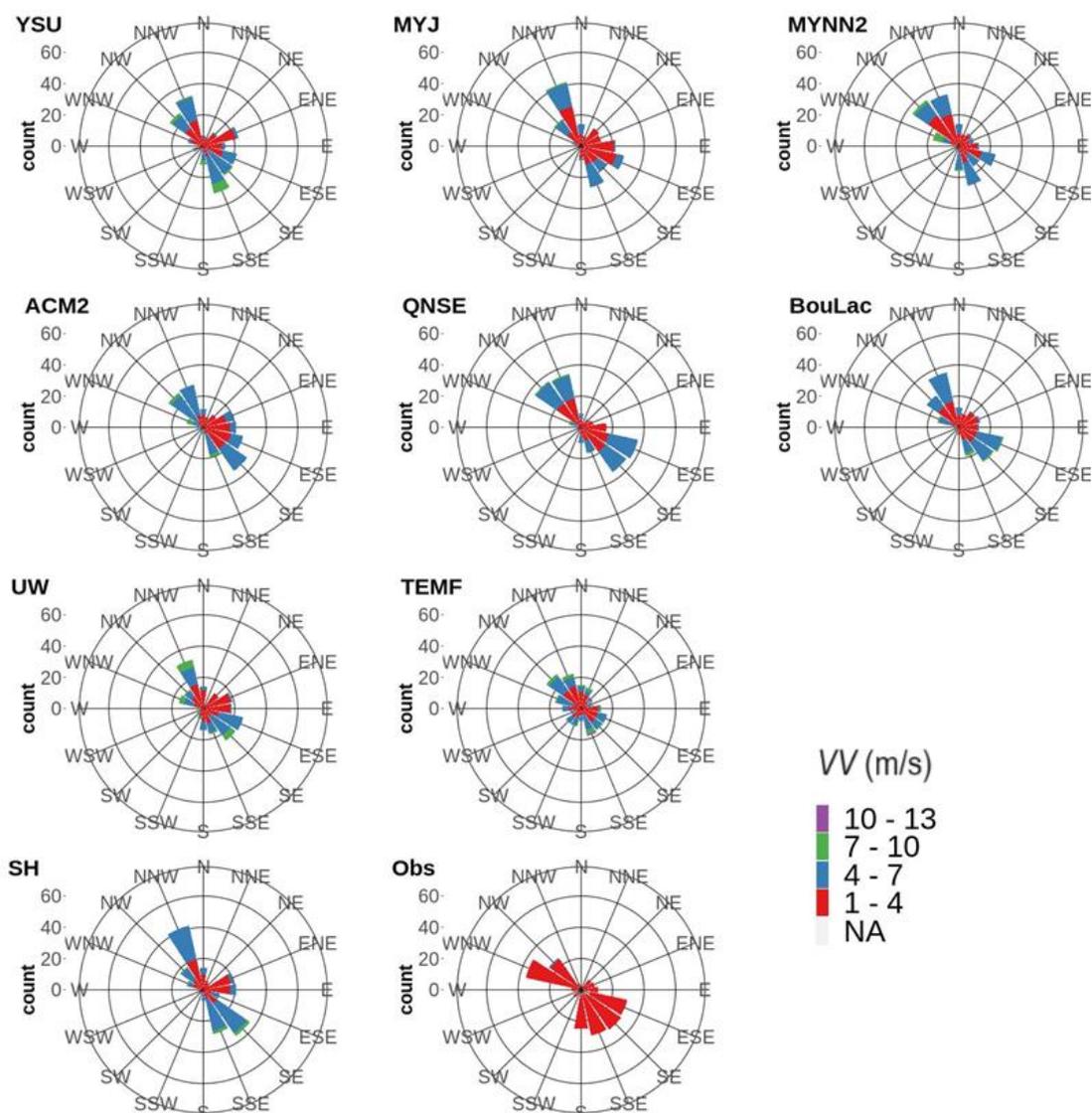


Figura 3.1. Rosas de vento de cada parametrização de CLP e observações realizadas na PM IAG durante o experimento de verão de 2013.

Finalmente, na Figura 3.2 foi representado o mapa de calor (“*heatmap*”) entre as variáveis de superfície e as parametrizações usando o indicador d . A cor mais vermelha indica valores maiores de d , ou seja, de concordância mais altas entre os valores observados e os simulados, por outro lado, a cor mais azul constitui um indicador de menores valores de d , ou seja, concordâncias mais baixas. Neste sentido, observa-se que o esquema MYJ apresentou em geral, as melhores simulações, para cada parâmetro meteorológico analisado. Por sua vez, o esquema TEMF representou correlações bem baixas, com valores inferiores a 0,62 para todos os casos.

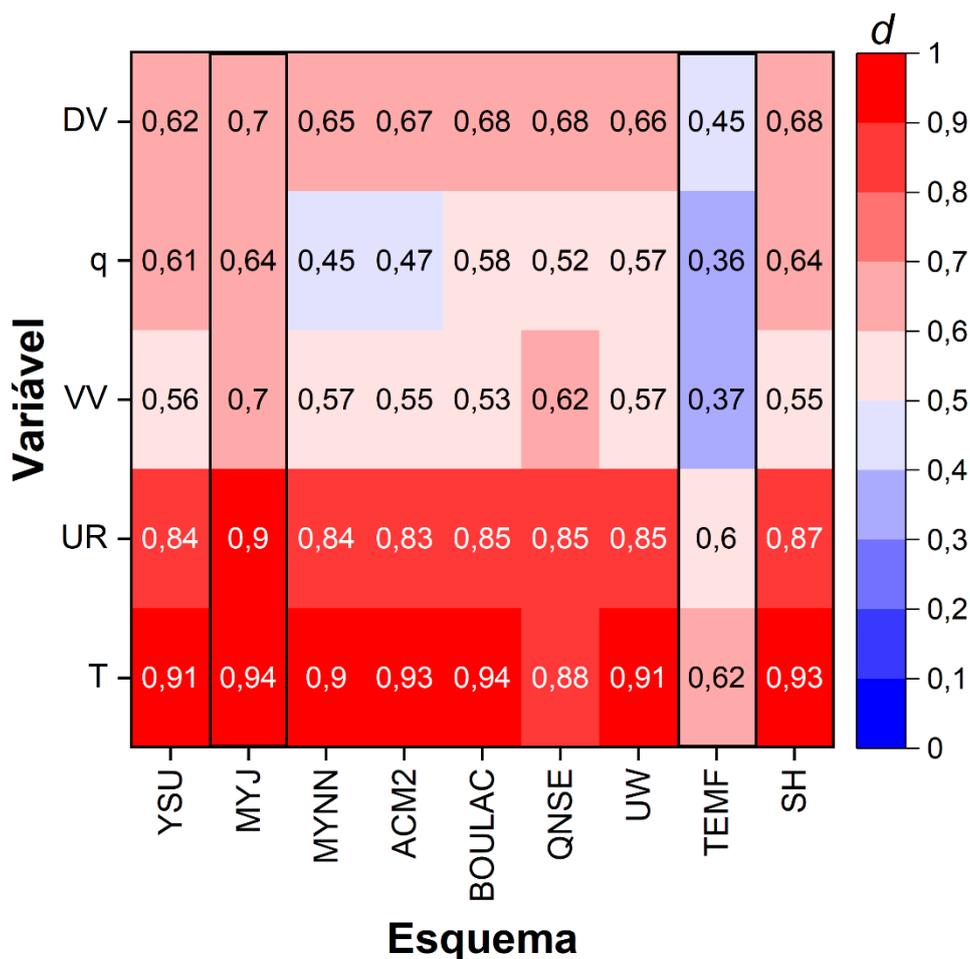


Figura 3.2. Mapa de calor do índice de concordância d entre as variáveis de superfície e as parametrizações de CLP na PM IAG durante o experimento de verão de 2013.

3.1.1. Fluxos de calor sensível e latente, radiação de onda curta e radiação líquida

Na Tabela 3.2 foram representadas as estatísticas de H , LE , OC , e R_N , calculadas entre cada parametrização de CLP e as observações durante o experimento do verão de 2013 na PM IAG.

Em geral, os resultados mostram uma superestimação do H , no entanto observou-se valores do índice de concordância e o coeficiente de correlação superiores a 0,83 (com exceção de TEMF). Além disso, é possível perceber que o modelo neste período consegue representar melhor o LE . Os valores de erro são bem baixos e os índices d e r alcançam valores, usando o esquema BouLac, de até 0,93 e 0,88, respectivamente. Por sua vez, os valores de OC , e R_N apresentam uma ligeira superestimação (com exceção de MYNN), com altos valores de concordância e correlação ($0,75 \leq d \leq 0,94$; $0,59 \leq r \leq 0,89$ para

R_N ; e $0,74 \leq d \leq 0,94$; $0,57 \leq r \leq 0,91$ para OC). Resultados similares foram obtidos por Avolio et al. (2017) durante o verão de 2009 na Região de Calabria (sul de Itália). Sathyanadh et al. (2017) também encontram uma ligeira superestimação da OC entre os valores simulados e observados durante um evento de seca ocorrido em junho de 2014 associado a uma onda de calor na região do Vale Ganges na Índia.

Tabela 3.2. Parâmetros estatísticos (MBE , $RMSE$, d e r) mostrando o desempenho do modelo WRF em função do esquema de parametrização de CLP na simulação de valores horários dos fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE), radiação solar de onda curta (OC) e radiação líquida (R_N) na RMSP. Observações realizadas na PM IAG durante o experimento de verão de 2013. N indica o número total de valores.

		PM IAG								
Esquema	Var	MBE	$RMSE$	d	r	Var	MBE	$RMSE$	d	r
	$N = 122$	Wm^{-2}				$N = 122$	Wm^{-2}			
YSU	H	38,48	70,20	0,84	0,83	LE	-0,55	41,49	0,91	0,86
MYJ		42,63	66,54	0,86	0,87		1,94	42,57	0,91	0,85
MYNN		12,80	40,07	0,93	0,83		-6,40	42,68	0,89	0,81
ACM2		28,41	54,46	0,89	0,86		-4,32	42,09	0,90	0,83
BouLac		36,66	59,32	0,89	0,89		1,08	37,23	0,93	0,88
QNSE		33,99	55,64	0,90	0,90		12,64	47,26	0,90	0,86
UW		33,03	56,21	0,89	0,88		-1,32	39,86	0,92	0,86
TEMF		-44,35	89,10	0,65	0,43		-27,12	62,44	0,78	0,65
SH		37,60	61,08	0,88	0,88		-1,19	40,45	0,91	0,85
		$N = 229$	Wm^{-2}				$N = 229$	Wm^{-2}		
YSU	OC	42,55	198,75	0,92	0,86	R_N	18,09	156,55	0,91	0,84
MYJ		68,42	186,70	0,93	0,90		41,74	145,75	0,93	0,89
MYNN		-1,65	156,28	0,94	0,88		-3,84	132,11	0,93	0,86
ACM2		30,55	166,70	0,94	0,88		6,63	136,97	0,93	0,86
BouLac		38,28	171,90	0,94	0,89		14,11	136,85	0,93	0,87
QNSE		53,60	174,85	0,94	0,90		39,56	144,38	0,93	0,89
UW		34,57	173,69	0,94	0,89		14,10	139,57	0,93	0,87
TEMF		88,37	205,19	0,84	0,57		-83,81	229,26	0,75	0,59
SH		51,06	165,77	0,94	0,91		21,42	133,54	0,94	0,89

Na Figura 3.3 é apresentada a evolução média horária de H , LE , OC , e R_N durante o experimento de verão de 2013 na PM IAG. Conforme foi discutido, com exceção da parametrização TEMF, as simulações mostram uma superestimação das componentes de energia e radiação, principalmente no período diurno. Apesar disso, a evolução ao longo do dia indica padrões semelhantes com máximos e mínimos ocorrendo nos mesmos horários.

Na Figura 3.3 também é possível perceber que o modelo consegue representar melhor o comportamento diurno de LE comparado com o H . Nesse período, as observações mostram um perfil diurno de LE e H semelhantes, com o valor máximo de $168,85 \pm 5,05 Wm^{-2}$ para LE e $168,11 \pm 12,14 Wm^{-2}$ para H . No entanto, as simulações de

H mostram valores bem mais altos, chegando até $259,34 \pm 4,74 \text{ Wm}^{-2}$ com o esquema YSU.

Os maiores valores de R_N simulados pelas parametrizações permitem que haja mais energia disponível no modelo (comparado com as observações) para ser transferida para a atmosfera na forma de calor sensível e latente, além de ser armazenada no ambiente urbano da RMSF. Por outro lado, uma maior superestimação de H comparado com LE , pode estar relacionada à forma em que o modelo distribui a energia disponível entre esses dois fluxos e o calor terrestre (Sathyanadh et al., 2017).

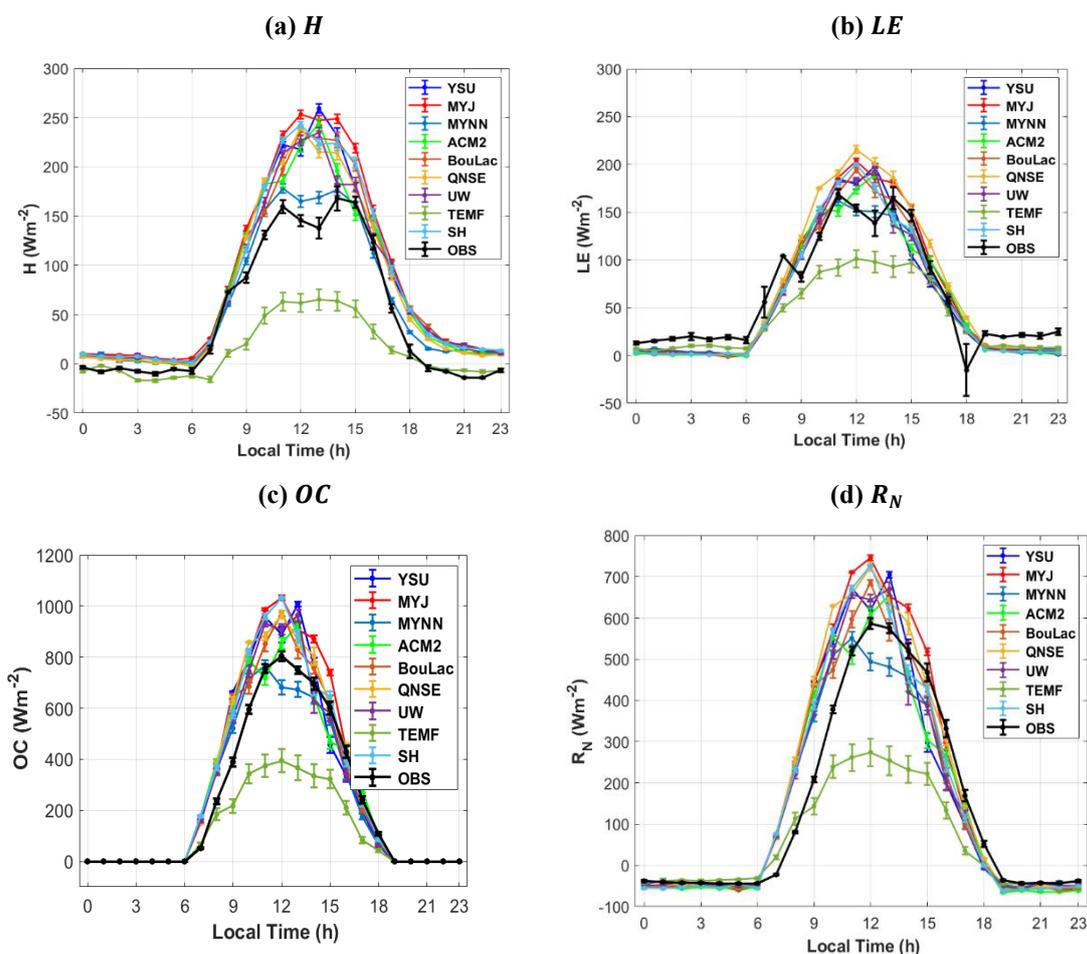


Figura 3.3. Evolução diurna de (a) H , (b) LE , (c) OC e (d) R_N simulados pelo modelo WRF usando nove esquemas de parametrização de CLP na PM IAG. Valores médios horários durante os 10 dias do experimento de fevereiro (19 a 28) de 2013. As barras verticais indicam o erro estatístico.

3.2. Experimento de inverno (agosto 6-15, 2013)

O desempenho dos indicadores estatísticos para as variáveis meteorológicas de superfície (T , RH , q , VV e DV) e cada esquema de parametrização de CLP são apresentados na Tabela 3.3, considerando apenas os 10 dias do experimento desenvolvido na RMSP durante o inverno de 2013 (6-15 de agosto) nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU. Igualmente, ao caso da análise feita no experimento de verão, foram considerados os valores médios observados de cada variável nas estações micrometeorológicas estudadas (Tab. 3.4).

Como foi observado para o experimento de verão, os resultados mostraram comportamentos bem diferentes em função da região ou variável meteorológica analisada. Para o caso da T todos os esquemas mostraram boas concordâncias e correlações, principalmente nas PM IAG e PM SFZ ($d > 0,89$; $r > 0,88$, chegando até valores de $d = 0,97$ e $r = 0,95$, usando os esquemas YSU, ACM2, QNSE, UW e SH, na PM IAG). Por sua vez, os maiores erros foram encontrados na região rural ($1,68 \leq MBE \leq 3,94$ °C e $3,22 \leq RSME \leq 5,19$ °C), quando comparado com a região urbana e suburbana. No entanto, comparado aos valores médios observados, os valores ainda são baixos. Além disso, para as três PM os melhores desempenhos foram observados no esquema MYNN ($d = 0,97$; $0,96$ e $0,90$, respectivamente), com o erro mais baixo para a região urbana ($MBE = 0,06$ °C).

Boadh et al. (2016) compararam a estrutura dinâmica e termodinâmica da CLP em Nagpur, Índia, utilizando 5 esquemas de CLP para 8 dias no inverno e verão de 2009. No estudo também encontraram uma boa correspondência qualitativa quanto quantitativa usando o esquema MYNN. Sathyanadh et al. (2017) também encontraram boas correlações entre o esquema MYNN e as observações na região Ganges durante um evento de seca em junho de 2014.

Com relação à UR o esquema MYNN também mostrou um bom desempenho, principalmente na PM SFZ ($MBE = -2,3$ %; $RMSE = 11,42$ %; $d = 0,90$; $r = 0,82$), e PM ITU ($MBE = -11,94$ %; $RMSE = 18,54$ %; $d = 0,78$; $r = 0,71$), no entanto, para a PM IAG os esquemas BouLac e MYJ mostraram melhor desempenho ($MBE = -2,70$ %; $RMSE = 10,05$ %; $d = 0,91$; $r = 0,84$ para BouLac, e $MBE = -3,98$ %; $RMSE = 10,98$ %; $d = 0,91$; $r = 0,85$ para MYJ).

Tabela 3.3. Desempenho do modelo WRF na simulação da evolução diurna de temperatura (T), umidade relativa (UR), umidade específica (q), velocidade do vento (VV) e direção do vento (DV) na superfície, utilizando nove esquemas de CLP do modelo WRF nos 10 dias do experimento de agosto (6 a 15) de 2013 nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU. Os parâmetros estatísticos MBE , $RMSE$ e d foram estimados usando como referência valores horários de T , UR , q , VV e DV medidos nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU durante o experimento de inverno de 2013 na RMSP. N indica o número total de valores.

Esquema	Var	PM IAG				PM SFZ				PM ITU			
		MBE	$RMSE$	d	r	MBE	$RMSE$	d	r	MBE	$RMSE$	d	r
		$N = 253$				$N = 253$				$N = 235$			
YSU	T (°C)	0,43	1,75	0,97	0,95	1,40	2,26	0,96	0,95	2,64	3,92	0,87	0,86
MYJ		-0,56	2,07	0,96	0,93	0,64	2,17	0,96	0,93	2,71	4,24	0,85	0,83
MYNN		-0,16	1,84	0,97	0,94	0,06	2,09	0,96	0,92	1,68	3,22	0,90	0,88
ACM2		0,35	1,73	0,97	0,95	1,33	2,21	0,96	0,95	2,67	3,83	0,88	0,88
BouLac		-0,86	2,13	0,95	0,94	1,97	2,69	0,94	0,94	3,13	4,47	0,84	0,83
QNSE		0,20	1,83	0,97	0,95	1,09	2,25	0,95	0,93	2,96	4,19	0,85	0,85
UW		0,33	1,73	0,97	0,95	1,37	2,28	0,95	0,94	2,71	4,05	0,87	0,85
TEMF		1,43	2,95	0,92	0,89	2,41	3,57	0,89	0,88	3,94	5,19	0,80	0,82
SH		0,46	1,82	0,97	0,95	1,42	2,29	0,95	0,94	2,53	3,93	0,87	0,85
		$N = 253$				$N = 253$				$N = 235$			
YSU	UR (%)	-8,79	14,77	0,85	0,81	-8,19	15,38	0,86	0,80	-17,06	24,55	0,69	0,62
MYJ		-3,98	10,98	0,91	0,85	-4,13	12,75	0,89	0,81	-15,09	23,25	0,70	0,59
MYNN		-7,59	13,60	0,87	0,82	-2,30	11,42	0,90	0,82	-11,94	18,54	0,78	0,71
ACM2		-10,63	15,62	0,84	0,83	-9,67	15,76	0,85	0,82	-19,39	26,04	0,68	0,65
BouLac		-2,70	10,05	0,91	0,84	-9,70	15,97	0,84	0,80	-17,71	26,16	0,67	0,57
QNSE		-6,50	12,48	0,88	0,83	-5,63	13,14	0,89	0,82	-16,45	23,45	0,71	0,65
UW		-7,95	13,39	0,88	0,84	-7,33	14,31	0,87	0,81	-15,77	23,69	0,70	0,62
TEMF		-7,66	15,62	0,82	0,73	-4,63	13,85	0,87	0,78	-13,93	23,59	0,69	0,57
SH		-9,41	14,84	0,85	0,82	-8,60	15,17	0,86	0,81	-16,67	24,66	0,69	0,60
		$N = 253$				$N = 253$				$N = 235$			
YSU	q (gkg ⁻¹)	-1,13	1,81	0,68	0,57	-0,62	1,53	0,72	0,54	-0,70	1,96	0,64	0,43
MYJ		-0,95	1,74	0,69	0,54	-0,37	1,45	0,73	0,55	-0,37	1,77	0,66	0,48
MYNN		-1,22	1,83	0,69	0,59	-0,33	1,31	0,79	0,63	-0,47	1,74	0,69	0,52
ACM2		-1,44	1,99	0,65	0,58	-0,87	1,63	0,71	0,55	-1,04	2,20	0,58	0,33
BouLac		-0,84	1,48	0,77	0,68	-0,51	1,54	0,72	0,52	-0,57	1,97	0,60	0,38
QNSE		-0,86	1,60	0,74	0,62	-0,35	1,33	0,78	0,62	-0,42	1,90	0,61	0,39
UW		-1,06	1,70	0,70	0,60	-0,49	1,42	0,74	0,58	-0,53	1,86	0,64	0,44
TEMF		-0,31	1,62	0,77	0,63	0,54	1,52	0,78	0,67	0,48	2,02	0,64	0,41
SH		-1,17	1,81	0,69	0,59	-0,64	1,51	0,73	0,56	-0,71	1,93	0,66	0,45
		$N = 253$				$N = 253$				$N = 235$			
YSU	VV (ms ⁻¹)	1,92	2,68	0,57	0,57	0,67	2,28	0,71	0,58	3,78	4,24	0,27	0,39
MYJ		0,99	1,89	0,72	0,70	-0,30	2,10	0,74	0,57	4,24	4,75	0,24	0,34
MYNN		1,77	2,44	0,62	0,67	0,35	2,07	0,72	0,54	4,30	4,70	0,27	0,46
ACM2		2,08	2,71	0,57	0,60	0,71	2,17	0,73	0,59	3,99	4,38	0,29	0,52
BouLac		1,81	2,47	0,59	0,57	0,84	2,28	0,71	0,58	3,76	4,25	0,27	0,39
QNSE		1,22	1,99	0,70	0,70	-0,04	1,90	0,77	0,63	4,54	5,00	0,24	0,38
UW		1,70	2,42	0,62	0,65	0,52	2,12	0,75	0,64	3,72	4,24	0,26	0,34
TEMF		1,64	2,72	0,54	0,53	-0,20	1,89	0,74	0,58	4,43	5,06	0,23	0,28
SH		1,94	2,68	0,57	0,57	0,65	2,23	0,72	0,58	3,74	4,22	0,27	0,39
		$N = 253$				$N = 253$				$N = 235$			
YSU	DV (°)	-8,55	136,00	0,76	0,57	-19,23	126,01	0,62	0,51	-14,58	141,22	0,51	0,23
MYJ		-7,74	123,05	0,74	0,56	-21,87	125,70	0,64	0,57	-15,36	138,63	0,49	0,21
MYNN		-3,36	53,43	0,76	0,52	-18,57	123,99	0,61	0,52	-12,97	139,14	0,49	0,17
ACM2		-6,91	109,92	0,80	0,74	-19,89	125,58	0,60	0,45	-14,06	138,07	0,50	0,18
BouLac		-7,45	118,42	0,83	0,65	-16,64	126,98	0,60	0,51	-14,17	144,85	0,48	0,16
QNSE		-10,48	166,77	0,79	0,73	-23,53	124,25	0,66	0,56	-20,49	136,75	0,50	0,21
UW		-6,28	99,91	0,77	0,71	-19,42	125,19	0,65	0,55	-10,07	144,88	0,46	0,10
TEMF		3,80	60,42	0,65	0,49	-17,41	128,81	0,67	0,56	-3,61	152,73	0,46	0,22
SH		-7,33	116,67	0,78	0,66	-19,03	126,89	0,62	0,53	-13,36	140,56	0,49	0,19

Tabela 3.4. Valores médios observados de temperatura do ar (T), umidade relativa (UR), umidade específica (q), velocidade do vento (VV) e direção do vento (DV), na superfície durante os 10 dias do experimento de agosto (6 a 15) de 2013 nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU.

Variável	PM IAG	PM SFZ	PM ITU
T (°C)	$17,54 \pm 0,02^{\circ}\text{C}$	$16,88 \pm 0,02^{\circ}\text{C}$	$14,32 \pm 0,02^{\circ}\text{C}$
RH (%)	$72,32 \pm 0,07\%$	$70,19 \pm 0,08\%$	$88,02 \pm 0,08\%$
q (g Kg^{-1})	$9,47 \pm 0,01 \text{gkg}^{-1}$	$8,88 \pm 0,01 \text{gkg}^{-1}$	$9,47 \pm 0,01 \text{gkg}^{-1}$
WSP (ms^{-1})	$2,23 \pm 0,01 \text{ms}^{-1}$	$3,99 \pm 0,01 \text{ms}^{-1}$	$1,10 \pm 0,01 \text{ms}^{-1}$
$WDIR$ (°)	$145,23 \pm 2,56^{\circ}$	$141,40 \pm 0,44^{\circ}$	$190,47 \pm 0,45^{\circ}$

Comparando as simulações da q observou-se para a região suburbana bom desempenho usando os esquemas de CLP BouLac e TEMF ($MBE = -0,84\text{gkg}^{-1}$; $RMSE = 1,48\text{gkg}^{-1}$; $d = 0,77$; $r = 0,68$ para BouLac, e $MBE = -0,31\text{gkg}^{-1}$; $RMSE = 1,62\text{gkg}^{-1}$; $d = 0,77$; $r = 0,63$ para TEMF). Por sua vez, na região rural o melhor desempenho foi obtido usando os esquemas locais MYJ e MYNN ($MBE = -0,37\text{gkg}^{-1}$; $RMSE = 1,77\text{gkg}^{-1}$; $d = 0,66$; $r = 0,48$ para MYJ, e $MBE = -0,47\text{gkg}^{-1}$; $RMSE = 1,74\text{gkg}^{-1}$; $d = 0,69$; $r = 0,52$ para MYNN). Na região urbana novamente esquema local MYNN teve bom desempenho ($MBE = -0,33\text{gkg}^{-1}$; $RMSE = 1,31 \text{g kg}^{-1}$; $d = 0,79$; $r = 0,63$), seguido do esquema QNSE ($MBE = -0,35\text{gkg}^{-1}$; $RMSE = 1,33\text{gkg}^{-1}$; $d = 0,78$; $r = 0,62$).

Ao comparar os valores simulados de UR e q durante o inverno, há uma consistência semelhante à observada durante o verão. Novamente, os valores de concordância e correlação são mais altos para a UR em comparação com a q . Isso pode indicar que o modelo WRF tem uma melhor capacidade em reproduzir a UR em comparação com a q . Igualmente, são observados vieses secos nas três plataformas, como observado no verão. Por outro lado, com exceção dos esquemas locais MYJ, MYNN e BouLac na PM IAG, as parametrizações mostram valores de MBE positivos, indicando que as simulações estão superestimando os valores observados de T , ou seja, observa-se a presença de vieses quentes, diferentemente do observado no verão. É importante destacar, que apesar desses vieses observados nas simulações, os erros são baixos (com base nos valores médios observados em cada PM no período do experimento). Isso sugere que, embora das discrepâncias, as simulações ainda estão capturando razoavelmente bem as tendências gerais de T na RMSP.

Na análise da VV novamente as parametrizações estão superestimando os valores observados (com exceção dos esquemas MYJ, QNSE e TEMF na PM SFZ), com um erro bem alto quando comparados com o valor médio ($2,23 \pm 0,01 \text{ms}^{-1}$ para a PM IAG;

$3,99 \pm 0,01 \text{ ms}^{-1}$ para PM SFZ; $1,10 \pm 0,01 \text{ ms}^{-1}$ para PM ITU). Contudo, os melhores desempenhos foram observadas na PM SFZ usando o esquema QNSE ($MBE = -0,04 \text{ m s}^{-1}$; $RMSE = 1,90 \text{ m s}^{-1}$; $d = 0,77$; $r = 0,63$), seguido dos esquemas TEMF ($MBE = -0,20 \text{ m s}^{-1}$; $RMSE = 1,89 \text{ m s}^{-1}$; $d = 0,74$; $r = 0,58$), e MYJ ($MBE = -0,30 \text{ m s}^{-1}$; $RMSE = 2,10 \text{ m s}^{-1}$; $d = 0,74$; $r = 0,57$).

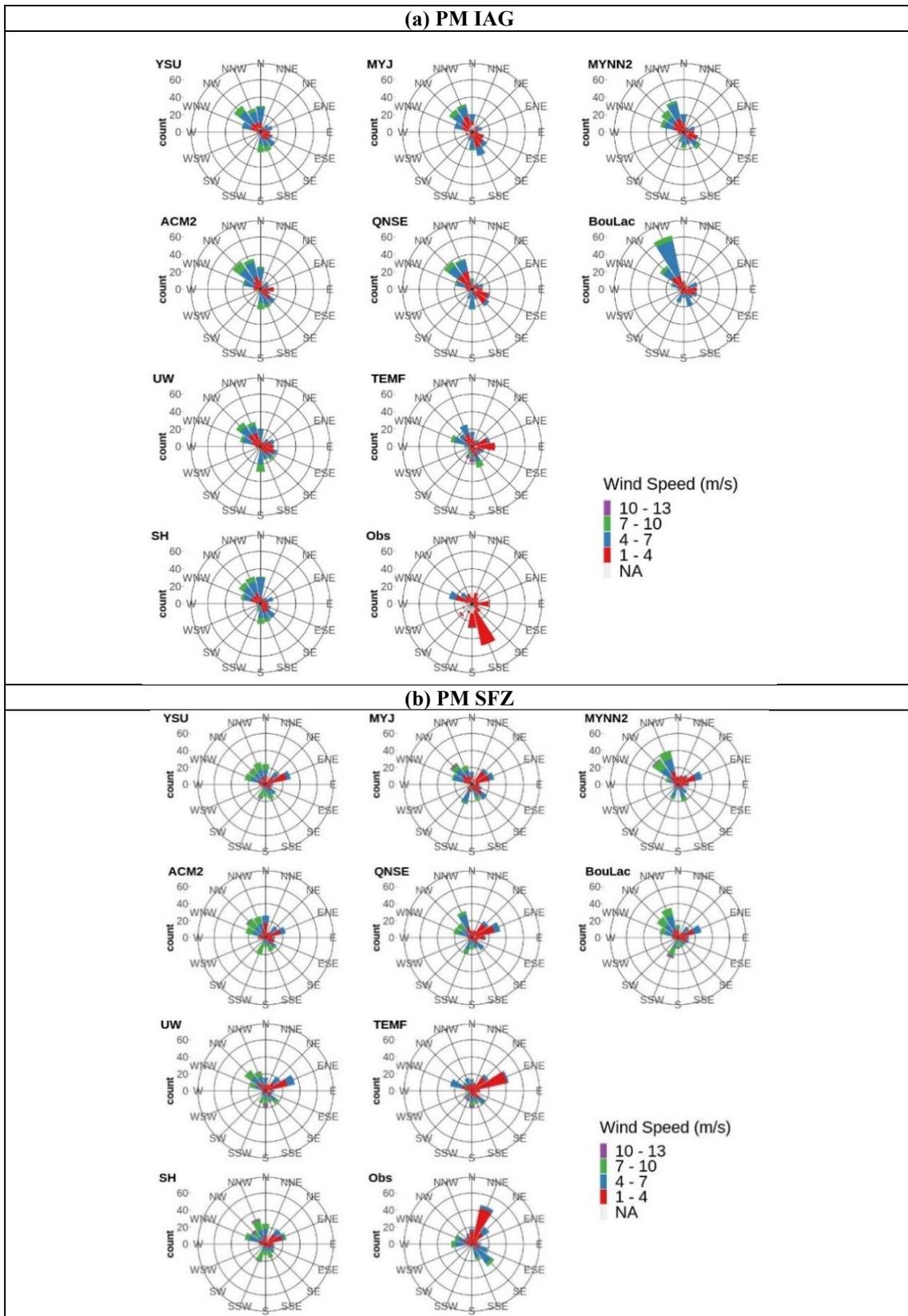
Por outro lado, as simulações de *DV* na PM ITU não mostram um bom desempenho, com valores de correlação e concordância muito baixos ($0,23 \leq d \leq 0,29$ e $0,28 \leq r \leq 0,52$). Isto pode ser devido a problemas do modelo em representar esta região rural, caracterizada por ventos bem fracos durante o ano todo. Comparado com as simulações de *VV* no experimento de inverno, as parametrizações de CLP conseguiram representar melhor a *DV*. As melhores concordâncias e correlações foram simuladas na região suburbana ($0,65 \leq d \leq 0,83$ e $0,49 \leq r \leq 0,74$), seguido da região urbana ($0,62 \leq d \leq 0,66$ e $0,45 \leq r \leq 0,57$). No entanto, novamente observou-se um desempenho fraco na área rural, com valores de concordância e correlação muito baixos ($0,46 \leq d \leq 0,51$ e $0,10 \leq r \leq 0,21$).

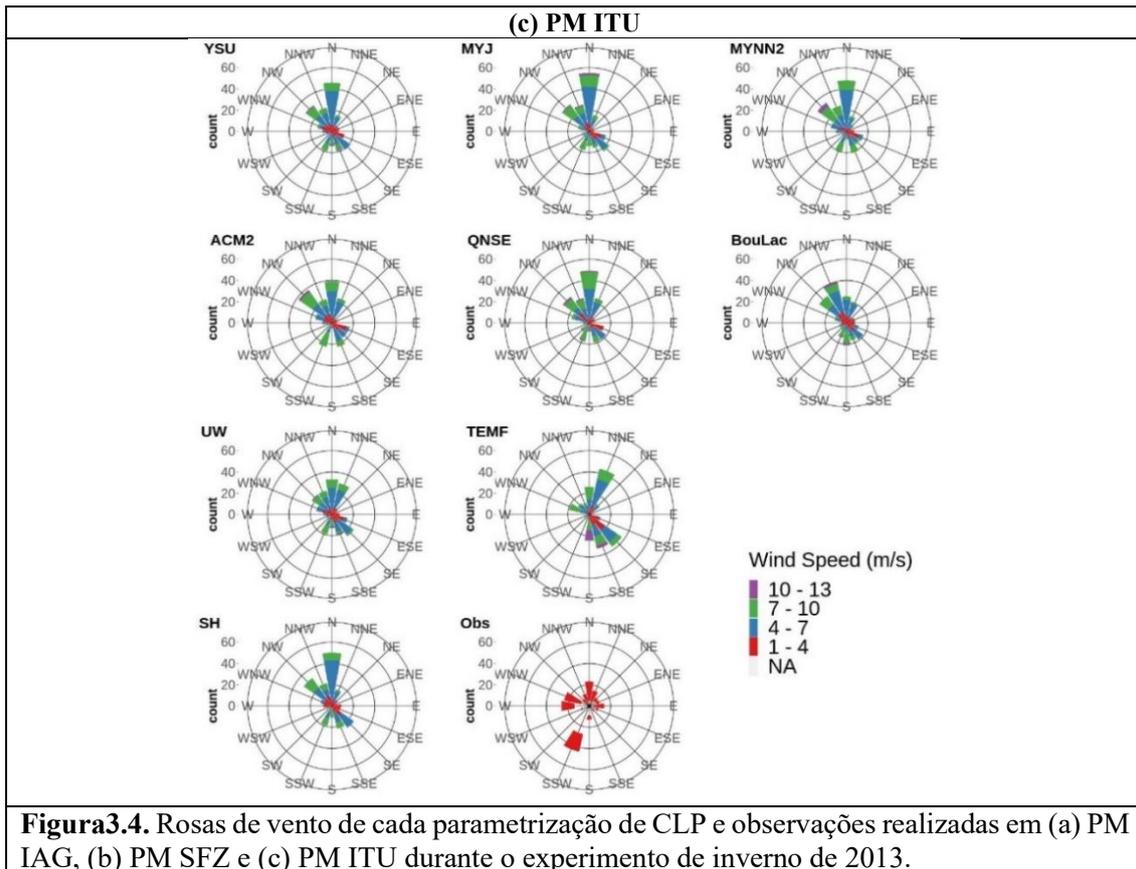
Continuando a análise, foi representada na Figura 3.4 a rosa do vento obtida para cada PM usando os valores simulados de *VV* e *DV* no experimento de inverno, utilizando as 9 parametrizações de CLP do modelo WRF. No caso da PM IAG, novamente o modelo não conseguiu representar a componente WNW, por sua vez a componente SSE foi bem representada, principalmente no esquema BouLac, só que como foi discutido, com altos valores de *VV*, quando comparados com as observações.

Para a PM SFZ, a componente NNE foi representada por todas as parametrizações, no entanto, o modelo está superestimando a componente SE. Igualmente apresenta uma componente do ESSE que não se corresponde com os valores observados. Por sua vez, na estação rural, tanto a *VV* quanto a *DV* não foram representadas corretamente por nenhum dos esquemas avaliados.

Comparando os resultados obtidos entre o verão e o inverno na PM IAG (Tabelas 3.1 e 3.3), observou-se que as parametrizações estão conseguindo representar ligeiramente melhor as condições invernais, com valores de concordância e correlação que alcançaram até os 0,97 e 0,95 para a *T*, respectivamente. Na simulação de *UR* também se observaram altos valores de concordância ($d = 0,91$) utilizando os esquemas MYJ e Boulac. Além disso, ao comparar o desempenho de cada esquema, observou-se que os esquemas locais,

MYNN, QNSE e MYJ tiveram o melhor desempenho. Isso sugere que, para a estação em questão, esses esquemas locais foram capazes de capturar com mais precisão as condições meteorológicas observadas.

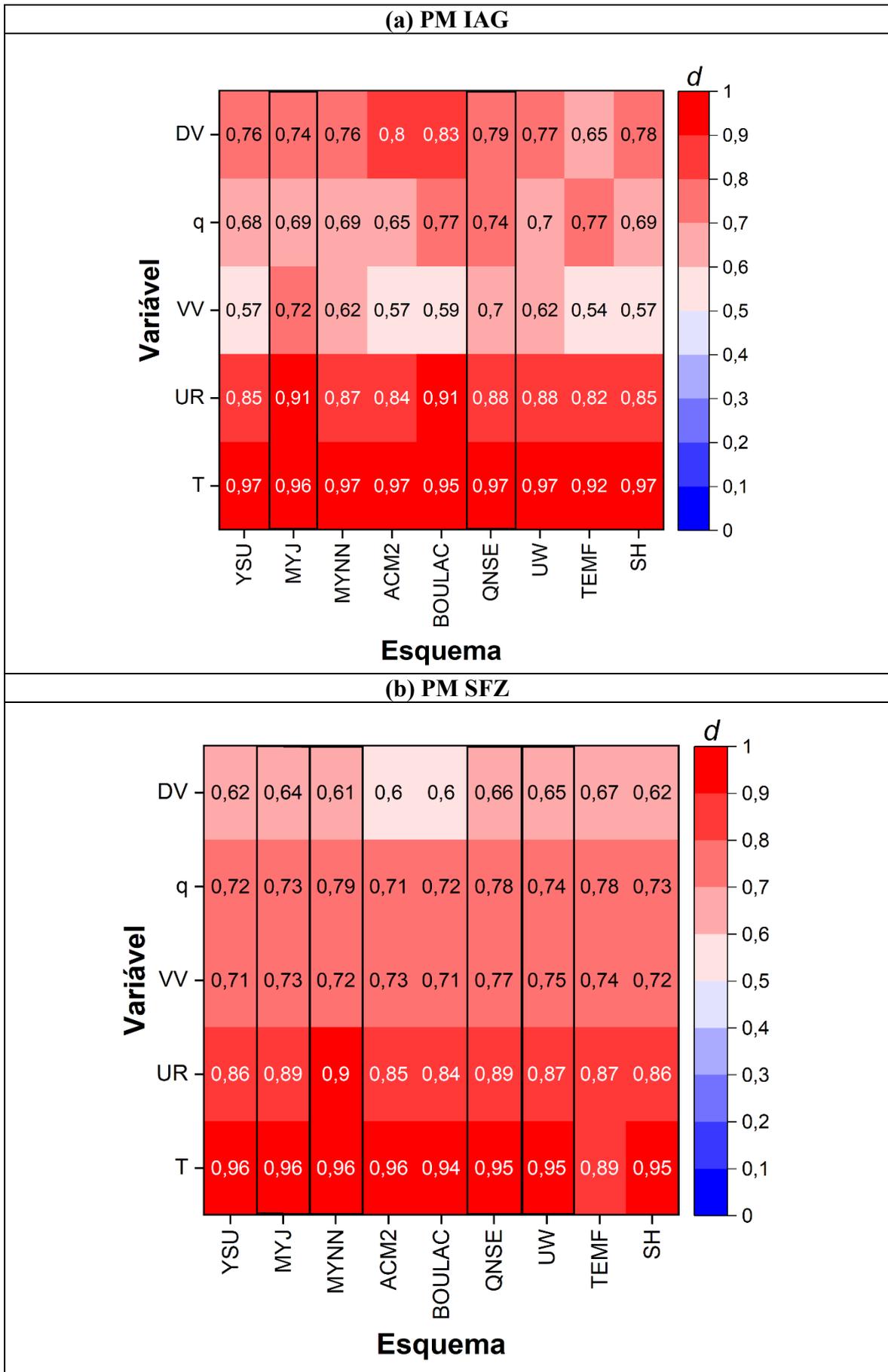


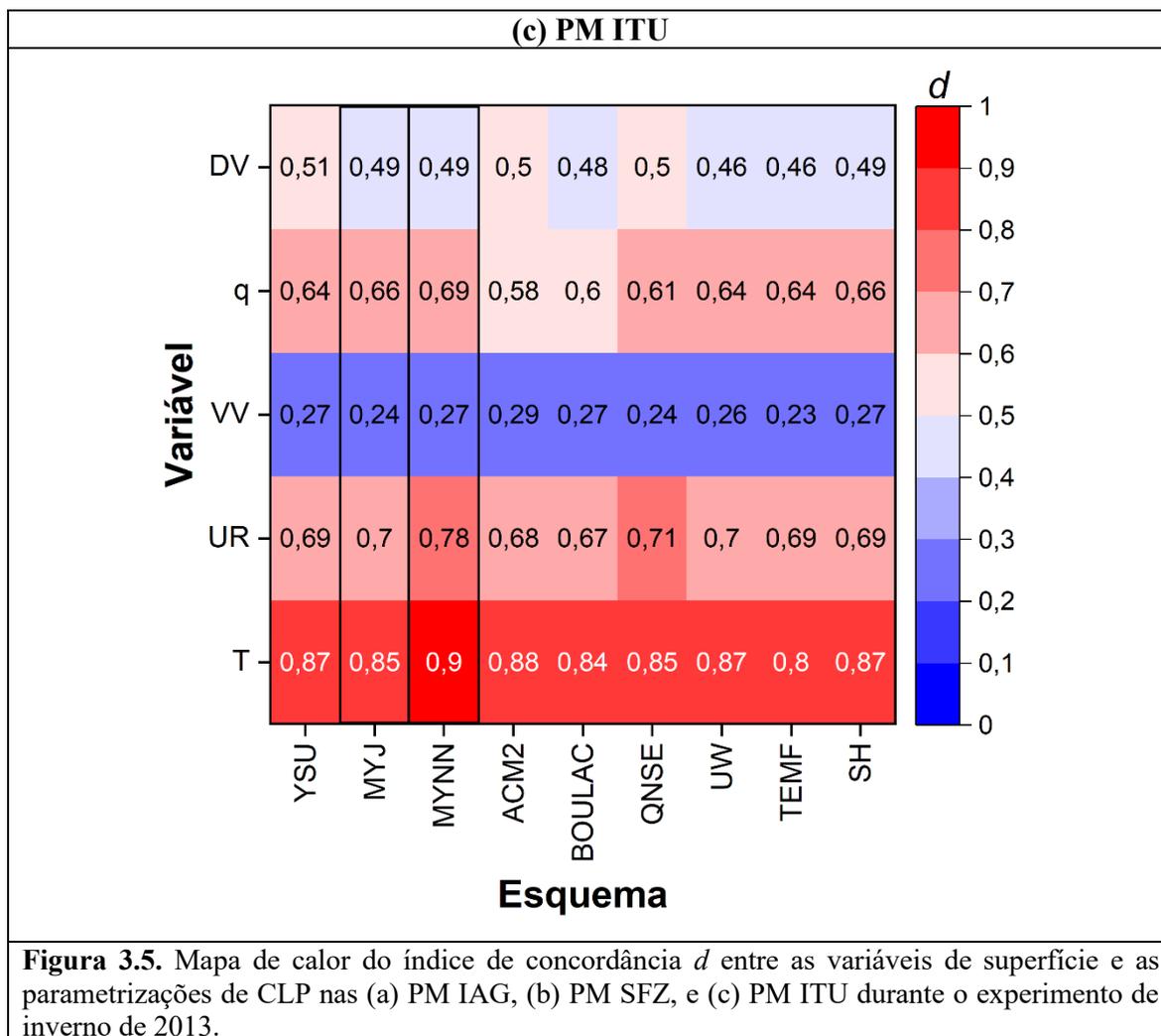


A Figura 3.5 mostra os mapas de calor que representam a relação entre as variáveis de superfície e as parametrizações de CLP utilizando o indicador d , nas três PM analisadas durante o experimento de inverno de 2013. Como foi explicado na análise do experimento do verão, a intensidade das cores (vermelho ou azul mais intenso) indica o grau de concordância (ou discordância) entre esses dados, oferecendo insights visuais sobre como o modelo se aproxima ou se afasta das observações em cada variável e em cada PM analisada.

Essa análise detalhada fornece uma visão clara do desempenho relativo dos diferentes esquemas de parametrização de CLP em cada PM (representativa de uma área urbana, suburbana e rural) e destaca quais esquemas foram mais eficazes para simular as diferentes variáveis meteorológicas analisadas durante o experimento de inverno de 2013 na RMSP.

Em geral, na PM IAG os esquemas de CLP apresentam uma boa concordância para T , UR e DV . Porém, enfrentaram problemas na simulação da VV e q ($d \leq 0,77$). Contudo, a parametrização MYJ e QNSE, comparado com as outras parametrizações analisadas, tiveram as melhores concordância.





Por sua vez, no caso da PM SFZ, todas as parametrizações apresentam boas concordâncias. No entanto, com valores de $d \geq 0,71$ para todas as variáveis, com exceção da DV ($0,60 \leq d \leq 0,67$). Novamente a parametrização MYJ apresentou bons resultados, juntamente com as parametrizações MYNN, QNSE e UW.

Já na PM ITU, os valores de concordância foram muito baixos em comparação com a área urbana e suburbana. Entretanto, ao comparar os esquemas de CLP nessa região, observou-se que as parametrizações MYNN e YSU apresentam os melhores resultados.

3.2.1 Fluxos de calor sensível e latente, radiação de onda curta e radiação líquida

Foram comparados os resultados obtidos por cada esquema de CLP nas simulações de H , LE , OC , e R_N nas três PM (Tabela 3.5) para o experimento do inverno de 2013. De forma geral, observa-se que os valores de H e LE foram superestimados por todos os esquemas, com exceção das simulações de TEMF para H na PM SFZ, e do LE na região rural, onde todos os esquemas subestimaram consistentemente o fluxo, no entanto em esta região foram observadas as melhores concordância e correlações ($0,87 \leq d \leq 0,91$, $0,88 \leq r \leq 0,92$).

Em relação ao H , o melhor desempenho também foi observado na PM ITU, seguido da PM IAG. Nesta PM também foram encontrados os erros mais baixos, sobretudo usando os esquemas QNSE e MYNN ($MBE = -1,01 Wm^{-2}$ e $RSME = 34,89 Wm^{-2}$ para QNSE; $MBE = 1,20 Wm^{-2}$ e $RSME = 36,15 Wm^{-2}$ para MYNN). Na PM SFZ, foram encontrados erros baixos para todos os esquemas de parametrização de CLP analisados ($-4,33 Wm^{-2} \leq MBE \leq 10,68 Wm^{-2}$; $46,88 Wm^{-2} \leq RSME \leq 60,32 Wm^{-2}$), no entanto, os valores de concordância e correlação foram baixos ($0,76 \leq d \leq 0,82$ e $0,65 \leq r \leq 0,69$), quando comparados com os resultados obtidos nas PM IAG e PM ITU ($0,85 \leq d \leq 0,94$ e $0,82 \leq r \leq 0,90$ para a PM IAG, e $0,93 \leq d \leq 0,96$; $0,88 \leq r \leq 0,93$ para a PM ITU).

Na PM SFZ também foram encontrados baixos valores de concordância e correlação na simulação do LE ($0,47 \leq d \leq 0,59$; $0,39 \leq r \leq 0,45$). No entanto, comparado com a PM IAG e a PM ITU, nesta região urbana observou-se os menores erros ($6,48 Wm^{-2} \leq MBE \leq 12,81 Wm^{-2}$ e $22,12 Wm^{-2} \leq RSME \leq 29,42 Wm^{-2}$).

Como foi observado no experimento de verão, as simulações de OC , e R_N foram superestimadas por todas as parametrizações (com exceção das simulações de R_N na PM ITU). No entanto, foram observados altos valores de concordância e correlação, principalmente na PM IAG ($0,93 \leq d \leq 0,97$ e $0,88 \leq r \leq 0,96$, para as simulações de OC ; e $0,94 \leq d \leq 0,98$ e $0,89 \leq r \leq 0,96$, para as simulações de R_N).

Tabela 3.5. Desempenho do modelo WRF utilizando nove esquemas de CLP para simular H , LE , OC e R_N durante os 10 dias do experimento de agosto (6-15) de 2013 nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU. Os parâmetros estatísticos MBE , $RMSE$, d e r foram estimados utilizando como referência os valores de H , LE , OC e R_N medidos nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU. N indica o número total de valores.

Esquema	Variável	PM IAG				PM SFZ				PM ITU			
		MBE	$RMSE$	d	r	MBE	$RMSE$	d	r	MBE	$RMSE$	d	r
		$N = 114$				$N = 139$				$N = 78$			
YSU	H (Wm^{-2})	6,11	37,83	0,93	0,87	8,09	56,62	0,79	0,68	16,15	46,07	0,95	0,92
MYJ		9,65	38,66	0,93	0,87	9,33	56,29	0,79	0,67	26,25	55,86	0,94	0,91
MYNN		1,20	36,15	0,93	0,88	8,64	60,26	0,76	0,65	28,22	54,69	0,94	0,92
ACM2		4,63	34,26	0,94	0,89	7,32	59,78	0,76	0,65	13,40	41,57	0,96	0,93
BouLac		5,54	34,32	0,94	0,90	7,20	57,32	0,78	0,67	14,38	47,95	0,94	0,91
QNSE		-1,01	34,89	0,94	0,88	5,91	53,15	0,80	0,69	27,11	58,37	0,94	0,92
UW		6,19	34,81	0,94	0,89	10,68	60,32	0,76	0,65	13,20	46,24	0,95	0,91
TEMF		-18,84	47,59	0,85	0,82	-4,33	46,88	0,82	0,69	14,51	53,88	0,93	0,88
SH		6,05	36,64	0,94	0,88	8,00	56,31	0,79	0,69	16,25	47,99	0,95	0,91
		$N = 114$				$N = 139$				$N = 78$			
YSU	LE (Wm^{-2})	23,56	45,54	0,70	0,85	6,40	22,21	0,58	0,42	-20,77	35,93	0,88	0,91
MYJ		26,50	50,03	0,68	0,85	7,64	23,57	0,58	0,44	-18,97	35,51	0,88	0,90
MYNN		29,47	54,15	0,65	0,84	6,80	22,31	0,59	0,45	-19,77	35,18	0,88	0,92
ACM2		25,29	48,01	0,69	0,84	6,65	22,63	0,58	0,43	-18,89	35,24	0,89	0,90
BouLac		25,17	48,39	0,68	0,83	7,48	22,84	0,58	0,44	-18,15	34,81	0,89	0,90
QNSE		33,77	59,04	0,62	0,85	11,00	27,31	0,53	0,44	-13,66	31,63	0,91	0,90
UW		23,73	46,06	0,70	0,85	6,61	22,48	0,58	0,43	-20,82	36,83	0,87	0,90
TEMF		37,95	67,83	0,56	0,78	12,81	29,42	0,47	0,39	-13,44	34,30	0,89	0,88
SH		24,54	46,28	0,70	0,85	6,48	22,12	0,58	0,43	-20,55	35,96	0,88	0,91
		$N = 253$				$N = 253$				$N = 253$			
YSU	OC (Wm^{-2})	44,92	109,38	0,96	0,95	62,50	130,03	0,94	0,94	64,34	147,29	0,92	0,89
MYJ		47,95	111,33	0,96	0,95	61,82	130,89	0,94	0,94	63,03	149,32	0,92	0,89
MYNN		35,53	98,80	0,97	0,95	42,49	109,26	0,95	0,95	43,35	103,49	0,96	0,94
ACM2		43,26	100,19	0,96	0,96	58,82	118,65	0,95	0,95	59,64	140,09	0,93	0,90
BouLac		28,18	86,75	0,97	0,96	64,14	132,48	0,93	0,94	67,26	168,77	0,90	0,85
QNSE		45,86	108,84	0,96	0,95	62,72	131,68	0,93	0,94	66,90	164,91	0,90	0,86
UW		46,84	109,98	0,96	0,95	63,97	134,24	0,93	0,94	64,46	169,75	0,90	0,00
TEMF		19,56	133,11	0,93	0,88	39,53	147,39	0,91	0,87	66,46	169,76	0,90	0,84
SH		44,48	100,36	0,97	0,96	60,98	130,99	0,94	0,94	59,58	141,97	0,93	0,90
		$N = 253$				$N = 253$				$N = 253$			
YSU	R_N (Wm^{-2})	10,16	68,05	0,97	0,95	31,30	91,86	0,94	0,94	-31,84	90,44	0,93	0,91
MYJ		21,14	73,06	0,97	0,95	39,96	99,94	0,93	0,94	-28,35	90,17	0,94	0,90
MYNN		7,11	66,44	0,97	0,96	28,71	87,45	0,94	0,94	-39,09	81,38	0,95	0,95
ACM2		4,83	62,82	0,98	0,96	25,40	85,88	0,95	0,95	-37,71	89,15	0,94	0,92
BouLac		7,62	57,15	0,98	0,96	32,81	92,48	0,94	0,94	-28,35	95,23	0,93	0,89
QNSE		22,45	76,20	0,97	0,95	44,31	104,71	0,93	0,94	-23,58	91,03	0,94	0,90
UW		9,85	70,62	0,97	0,95	31,31	95,98	0,94	0,93	-36,00	93,07	0,93	-0,84
TEMF		0,62	96,13	0,94	0,89	25,47	113,27	0,91	0,87	-22,67	100,10	0,92	0,87
SH		8,42	63,29	0,98	0,96	30,03	92,51	0,94	0,94	-35,78	90,66	0,93	0,92

Na Figura 3.6 é representada a média horária de H e LE observada para as três PM. Observa-se que a evolução do fluxo de H foi bem representado por todas as parametrizações, principalmente nas PM ITU e PM IAG. Para a PM SFZ, os valores foram superestimados, com valores mais próximos usando a parametrização TEMF. Além disso, é possível observar altos valores de H para a região rural, da ordem dos observados nas estações suburbana e urbana. Em relação com as observações, na região

urbana foram observados os valores mais baixos de H , o que não foi possível representar pelo modelo.

Na análise do fluxo de LE observa-se como em média todos os esquemas superestimam os valores do fluxo nas PM IAG e PM SFZ, principalmente no período diurno (9-18h). Para a PM ITU, os valores foram ligeiramente subestimados, no entanto mostraram a mesma evolução diurna com uma diferença de aproximadamente uns 70 Wm^{-2} no período de máximo valor.

Por sua vez, na Figura 3.7 foi representada a média horária da OC e R_N simulada pelas parametrizações de CLP e as observações para o período de análise nas três PM. Em relação com a OC , todas as parametrizações mostram uma superestimação com respeito às observações, com valores máximos de 800 Wm^{-2} .

No caso da R_N , as simulações tanto na região urbana quanto na suburbana superestimam os valores de R_N . Entretanto, os valores na região rural foram subestimados, mas com a melhor aproximação dos valores reais. Com relação às regiões urbana e suburbana, os valores simulados mostram magnitudes similares, no entanto as observações de cada PM apresentam magnitudes diferentes, sendo maior os valores de R_N observados para o PM IAG quando comparado com a PM SFZ. Isso pode ser devido, entre outros fatores, ao fato de que o modelo está considerando o mesmo albedo para as duas regiões (0,16), no entanto na realidade o valor é menor na PM IAG, ou seja, nas observações os valores na PM IAG são mais pertos dos valores de OC (Oliveira et al., 2020).

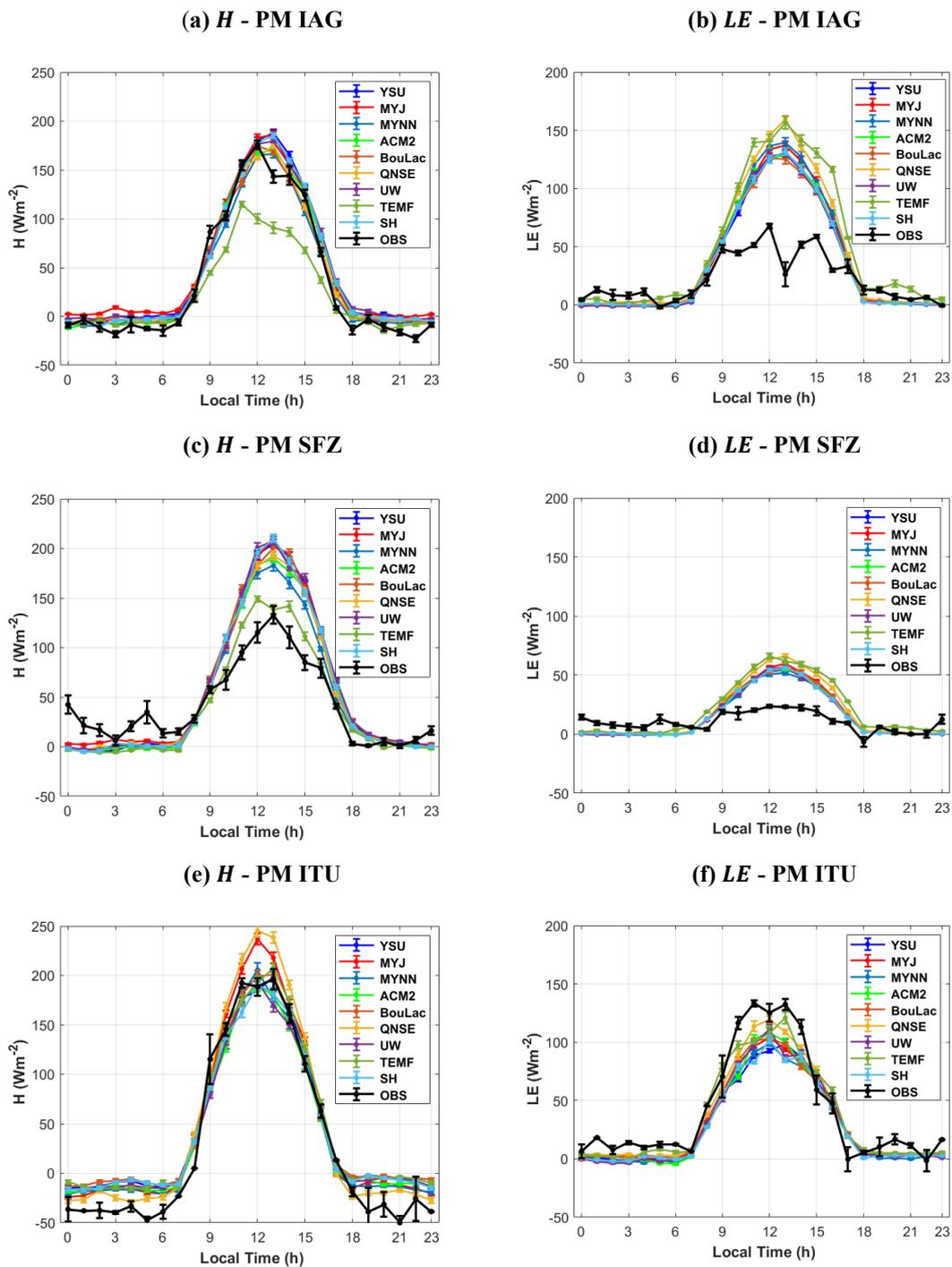


Figura 3.6. Evolução diurna de H e LE na superfície simulada pelo modelo WRF utilizando nove esquemas de parametrização de CLP nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU. Valores médios horários durante os 10 dias do experimento de agosto (6-15) de 2013. As barras verticais indicam erro estatístico.

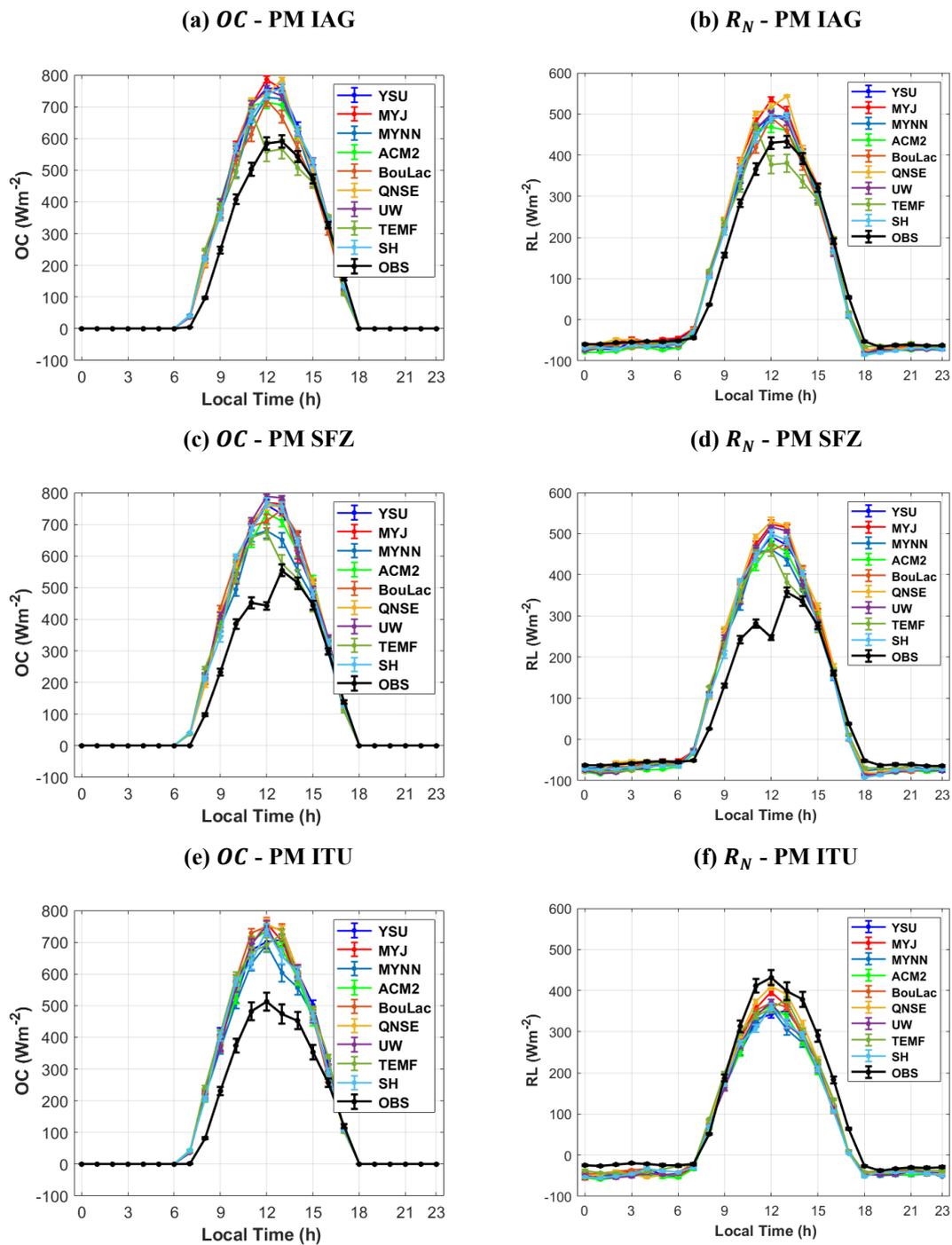


Figura 3.7. Evolução diurna de OC e R_N simulada pelo modelo WRF utilizando nove esquemas de parametrização de CLP nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU. Valores médios horários durante os 10 dias do experimento de agosto (6-15) de 2013. As barras verticais indicam erro estatístico.

3.3. Perfis verticais de temperatura, velocidade do vento, umidade específica e umidade relativa

3.3.1. Experimentos de verão e inverno

Os parâmetros estatísticos (MBE , $RMSE$, d e r) calculados a partir dos perfis verticais de T , UR , q e VV obtidos das sondagens lançadas no ACM durante a campanha de verão e inverno de 2013, e as simulações do modelo WRF usando os esquemas de parametrização de CLP, são apresentados na Tabela 3.6.

No período de verão, observa-se que todos os esquemas representam melhor a T , com valores de $-2,01\text{ °C} \leq MBE \leq -0,76\text{ °C}$; $1,45\text{ °C} \leq RSME \leq 2,47\text{ °C}$; $0,94 \leq d \leq 0,98$; $0,90 \leq r \leq 0,96$. Com exceção do esquema TEMF, as simulações da VV apresentam o erro baixo ($0,08\text{ m s}^{-1} \leq MBE \leq 0,46\text{ m s}^{-1}$), no entanto o índice de concordância e o coeficiente de correlação alcançam apenas valores de $d = 0,72$ e $r = 0,63$, utilizando o esquema MYNN. Em relação com a umidade foi melhor representada a q , com valores de concordância e correlação que alcançam até 0,91 e 0,90, usando o esquema SH.

No período do inverno, os resultados novamente mostram uma melhor representação da T e da q ($-1,12\text{ °C} \leq MBE \leq 0,14\text{ °C}$; $5,60\text{ °C} \leq RSME \leq 5,87\text{ °C}$ para a T , e $-0,09\text{ gkg}^{-1} \leq MBE \leq 0,91\text{ gkg}^{-1}$; $2,68\text{ gkg}^{-1} \leq RSME \leq 2,96\text{ gkg}^{-1}$ para q). O esquema TEMF apresentou o melhor desempenho na simulação de T ($MBE = 0,14\text{ °C}$ e $RSME = 5,60\text{ °C}$), entretanto o esquema BouLac teve o melhor desempenho na simulação de q ($MBE = 0,03\text{ gkg}^{-1}$ e $RSME = 2,85\text{ gkg}^{-1}$). Quando comparado com o verão, os valores de concordância e correlação entre as observações e as parametrizações de CLP foram mais baixos.

Para a UR , os resultados de concordância e correlação foram ligeiramente melhores nas simulações de inverno ($0,69 \leq d \leq 0,74$; $0,67 \leq r \leq 0,71$), principalmente usando o esquema QNSE ($d = 0,74$; $r = 0,71$). No entanto, os valores obtidos continuam mais baixos quando comparados com a q . Para VV , o esquema MYNN novamente apresenta o melhor desempenho ($MBE = 0,11\text{ ms}^{-1}$; $RMSE = 5,82\text{ ms}^{-1}$; $d = 0,70$; e $r = 0,62$).

Tabela 3.6. Desempenho do modelo WRF utilizando nove esquemas de CLP para simular perfis verticais de T , RH , q e VV durante os 10 dias do experimento de fevereiro (19-28) e agosto (6-15) de 2013 no ACM. Os parâmetros estatísticos MBE , $RMSE$, d e r foram estimados utilizando como referência as radiossondagens realizadas no ACM. N indica o número total de valores.

		ACM							
Esquema	Variável	Fevereiro				Agosto			
		N=3768				N= 3392			
		MBE	$RMSE$	d	r	MBE	$RMSE$	d	r
YSU	T (°C)	-1,21	1,76	0,98	0,95	-0,80	5,76	0,76	0,72
MYJ		-1,12	1,69	0,98	0,96	-0,94	5,63	0,76	0,73
MYNN		-2,01	2,47	0,95	0,93	-1,12	5,65	0,76	0,70
ACM2		-1,23	1,86	0,97	0,96	-0,86	5,79	0,75	0,72
BouLac		-0,76	1,45	0,98	0,96	-0,61	5,80	0,76	0,71
QNSE		-1,46	1,90	0,97	0,95	-0,93	5,77	0,75	0,69
UW		-1,33	1,82	0,98	0,96	-0,86	5,87	0,75	0,71
TEMF		-1,23	2,51	0,94	0,90	0,14	5,60	0,76	0,71
SH		-1,11	1,65	0,98	0,95	-0,80	5,77	0,76	0,73
YSU		VV (ms⁻¹)	0,08	3,02	0,60	0,62	0,39	6,02	0,68
MYJ	0,10		2,82	0,65	0,59	0,66	6,26	0,68	0,61
MYNN	0,20		2,71	0,72	0,63	0,11	5,82	0,70	0,62
ACM2	0,10		3,33	0,62	0,60	0,46	5,94	0,68	0,59
BouLac	0,31		3,11	0,64	0,58	0,42	6,06	0,68	0,59
QNSE	0,46		3,39	0,62	0,54	0,68	6,25	0,68	0,59
UW	0,33		3,07	0,67	0,57	0,78	6,33	0,66	0,58
TEMF	4,53		7,20	0,54	0,49	1,18	6,52	0,67	0,57
SH	0,13		2,84	0,70	0,61	0,42	6,03	0,68	0,59
YSU	q (g Kg⁻¹)		-0,01	2,01	0,89	0,87	-0,09	2,86	0,74
MYJ		-0,16	2,10	0,88	0,86	-0,11	2,90	0,74	0,71
MYNN		-0,53	2,13	0,87	0,85	-0,31	2,87	0,74	0,71
ACM2		0,03	1,99	0,89	0,86	-0,29	2,75	0,75	0,71
BouLac		-0,10	1,90	0,90	0,88	0,03	2,85	0,75	0,72
QNSE		-0,17	2,07	0,88	0,86	0,15	2,71	0,77	0,73
UW		0,32	1,82	0,89	0,86	0,10	2,68	0,77	0,73
TEMF		-0,76	2,95	0,73	0,70	0,91	2,96	0,72	0,71
SH		0,01	1,79	0,91	0,90	-0,09	2,87	0,74	0,72
YSU		UR (%)	3,62	18,61	0,62	0,59	-0,62	30,62	0,70
MYJ	0,24		18,98	0,60	0,58	-0,15	30,65	0,71	0,70
MYNN	-2,08		18,64	0,66	0,60	-1,38	29,66	0,72	0,70
ACM2	2,09		19,04	0,64	0,57	-1,85	30,01	0,71	0,69
BouLac	0,44		17,79	0,59	0,54	0,08	30,36	0,71	0,70
QNSE	0,04		20,16	0,49	0,47	2,38	28,76	0,74	0,71
UW	4,85		17,75	0,57	0,48	2,08	29,55	0,72	0,69
TEMF	-3,31		26,08	0,48	0,40	6,09	29,69	0,69	0,67
SH	1,47		17,40	0,62	0,58	-0,47	30,68	0,71	0,70

3.3.2. Condições de céu claro

Na Figura 3.8 são representados os perfis verticais de temperatura potencial (θ), q e VV nos primeiros 2500 m de altura para o dia 21 de fevereiro de 2013 às 12:00 HL e 15:00 HL. Nesse dia observou-se condições de céu claro associados com a subsidência induzida pelo VCAN posicionado ao Nordeste da RMSP. Sob essas condições meteorológicas houve um bom desenvolvimento da CLP, onde a mistura turbulenta foi suficientemente forte para conseguir homogeneizar todas as propriedades na CLP.

Em geral, todos os esquemas apresentam bem os perfis de θ , q e VV . No entanto, comparando os valores das radiossondagens com as simulações, observa-se uma ligeira subestimação da θ e uma superestimação da q e VV , tanto as 12:00 HL quanto as 15:00 HL.

De acordo com as radiossondagens, a CLU atingiu uma profundidade de 1529 m às 12:00 HL e de 1594 m às 15:00 HL. Por sua vez, a altura da CLP estimada a partir dos perfis verticais usando as diferentes parametrizações de CLP atingiram valores entre 1500 m e 1600 m nos dois horários, com exceção do esquema ACM2 que alcançou o valor de 2044 m às 15:00 HL.

Por outro lado, todos os esquemas de CLP analisados conseguem representar uma diminuição da q e um aumento da θ no topo da CM, tanto às 12:00HL como às 15:00 HL. Por sua vez, com exceção do esquema TEMF às 15:00 HL todos os esquemas mostram pouca variação no perfil vertical de velocidade do vento, resultados similares aos encontrados nas observações.

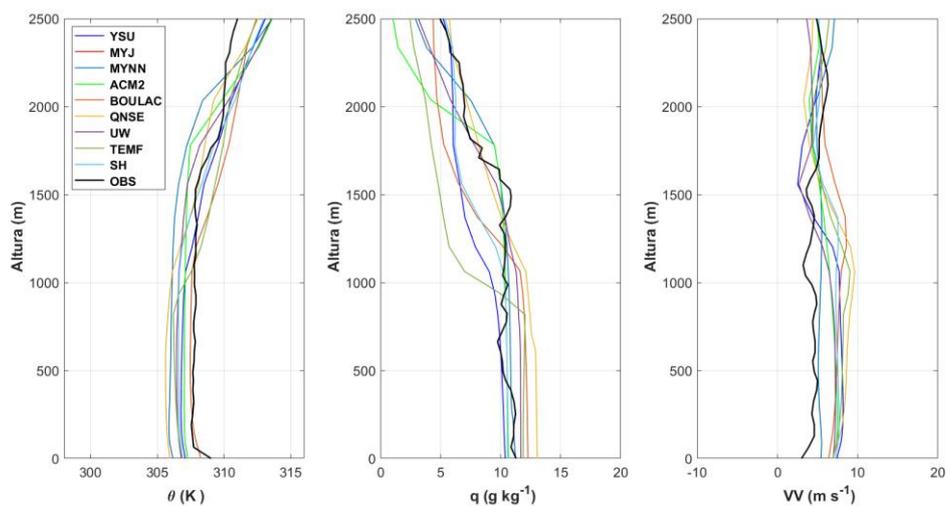
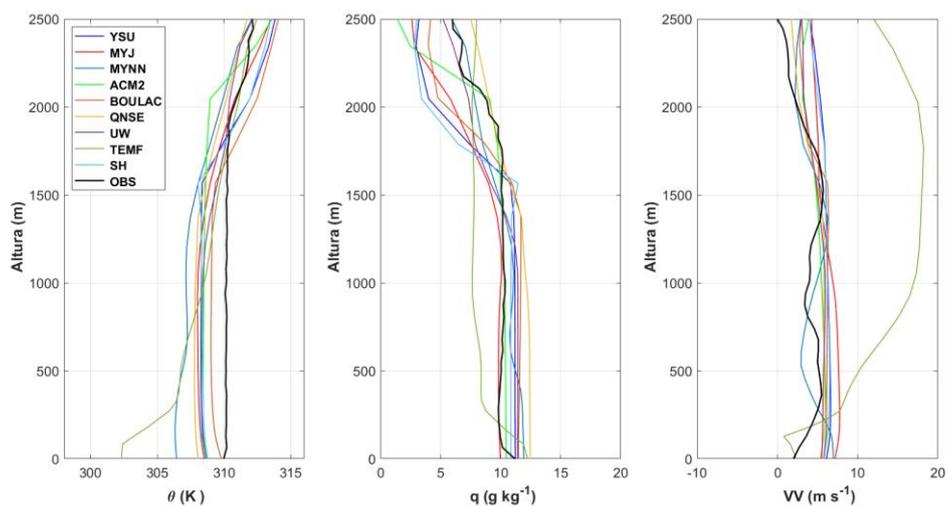
(a) Fevereiro 21, 2013 às 12:00 HL**(b) Fevereiro 21, 2013 às 15:00 HL**

Figura 3.8. Perfis verticais de θ , q e VV simulados pelo modelo WRF utilizando nove esquemas de CLP e observados com radiossondagens às (a) 12:00 HL e (b) 15:00 HL no dia 21 de fevereiro de 2013 no ACM.

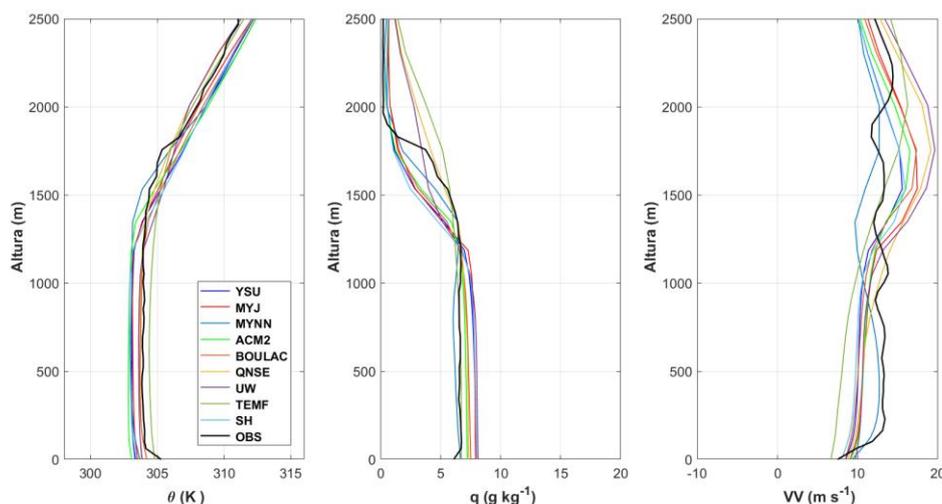
Na Figura 3.9 são representados os perfis verticais de θ , q e VV nos primeiros 2500 m de altura para o dia 12 de agosto das 2013 às 12:00 HL e 15:00 HL. As condições atmosféricas na RMSP foram dominadas pela presença de um padrão anticiclônico associado a um sistema de alta pressão pós-frontal. Nesse sentido, no dia 12 foi observado pouca nebulosidade (0/10 - 2/10) tanto no período diurno quanto noturno.

Todos os esquemas de CLP mostram uma homogeneização da θ e q devido à intensa mistura turbulenta, resultados que estão em concordância com as radiossondagens. Às 12:00 HL os perfis de θ e q simulados indicam a presença de uma camada mais quente e úmida que a observada nas radiossondagens.

A altura da CLP calculada usando o perfil de q simulado por todas as parametrizações as 12:00 HL, oscilou entre 1000 e 1200 m, e entre 1300 e 1400 m às 15:00 HL. Por sua vez, a extensão vertical da CLP obtida a partir das radiossondagens foi de 1276 m às 12:00 HL e 1757 m às 15:00 HL. Ao analisar os dois horários os resultados refletem que a CLC cresceu rapidamente com um aumento de 481 m entre as 12:00 HL e as 15:00 HL, a partir das observações.

As simulações do perfil vertical de WSP tanto às 12:00 HL quanto às 15:00 HL, mostram uma homogeneização vertical dentro da CLP, assim como a formação de um JBN no topo da CLP.

(a) Agosto 12, 2013 às 12:00 HL



(b) Agosto 12, 2013 às 15:00 HL

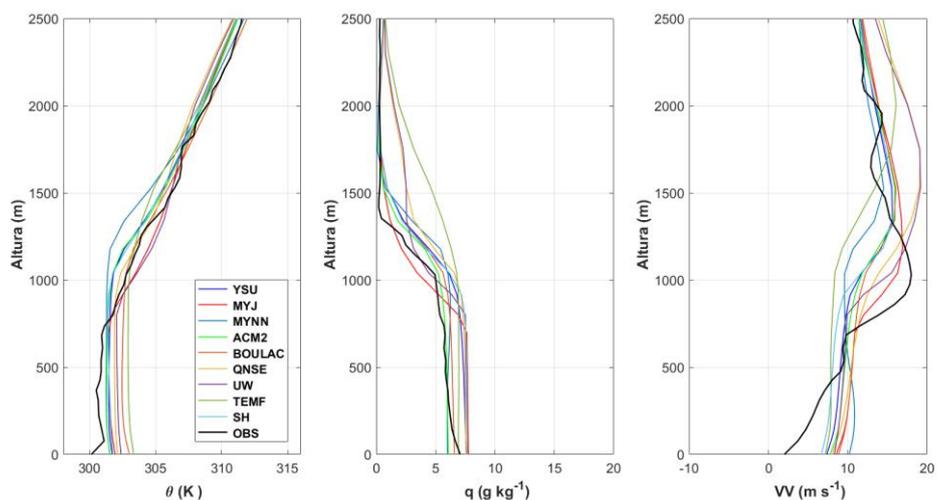


Figura 3.9. Perfis verticais de temperatura potencial, umidade específica e velocidade do vento simulados pelo modelo WRF utilizando nove esquemas de CLP e observados com radiossondagens às (a) 12:00 HL e (b) 15:00 HL no dia 12 de agosto de 2013 no ACM. Condição de céu claro durante o inverno.

3.3.3. Frente fria

Com o objetivo de observar se o modelo consegue representar bem as condições meteorológicas da região durante a passagem de sistemas frontais, foi representada na Figura 3.10 a evolução da T durante os dias 13 e 14 de agosto de 2013 no ACM, onde a região foi afetada com a passagem de uma frente fria. Observa-se que houve uma diminuição considerável da T a partir das 03:00 HL, associado com a entrada da frente fria, o qual foi muito bem representada por todos os esquemas. Porém, comparado com

as outras parametrizações, TEMF apresentou uma clara subestimação da T durante o período analisado.

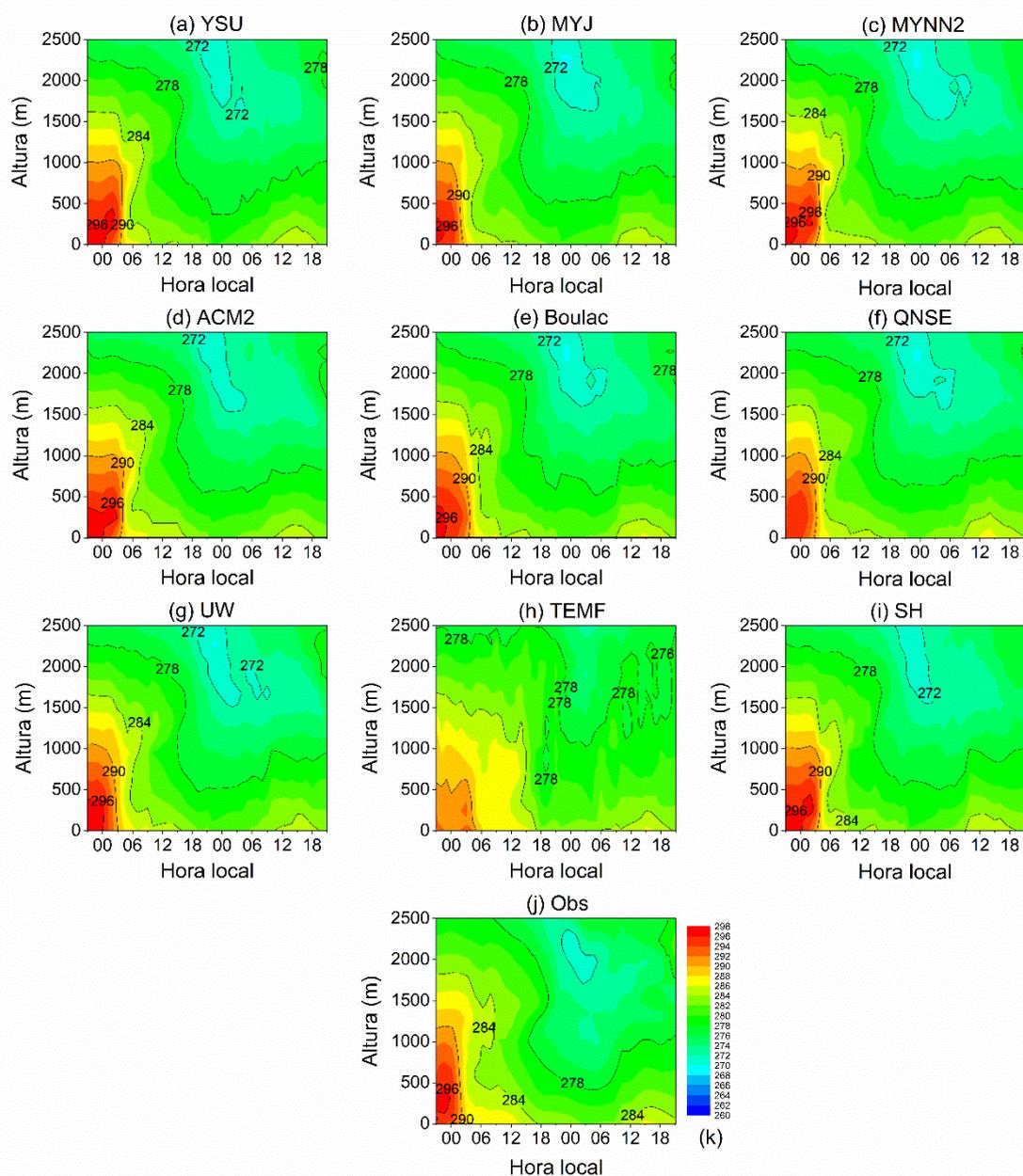


Figura 3.10. Evolução temporal da T durante a passagem da frente fria nos dias 13 e 14 de agosto de 2013 no ACM representada pelos (a-i) esquemas de CLP do modelo WRF e (j) pelas observações.

3.4. Altura da CLP

Os dados de altura da CLP obtidos das simulações feitas com o modelo WRF foram comparados com os dados de radiossondagens obtidos em fevereiro e agosto de 2013 no ACM (Tab. 3.7). De um modo geral, pode-se dizer que o comportamento dos parâmetros estatísticos varia bastante em função da estação ou esquema de CLP analisado, em intervalos de: $-203,08 \text{ m} \leq MBE \leq 689,90 \text{ m}$; $347,11 \text{ m} \leq RMSE \leq 883,96 \text{ m}$; $0,61 \leq d \leq 0,84$; e $0,48 \leq r \leq 0,72$ para fevereiro, e $-109,68 \text{ m} \leq MBE \leq 1303,02 \text{ m}$; $377,27 \text{ m} \leq RMSE \leq 1583,99 \text{ m}$; $0,50 \leq d \leq 0,83$; e $0,53 \leq r \leq 0,71$ para agosto.

Durante o experimento de verão os melhores desempenhos foram obtidos com os esquemas YSU, BouLac e SH ($MBE = 16,09 \text{ m}$, $RMSE = 375,34 \text{ m}$, $d = 0,81$, $r = 0,68$ para YSU; $MBE = 94,23 \text{ m}$, $RMSE = 388,28 \text{ m}$, $d = 0,83$, $r = 0,71$ para BouLac; e $MBE = 34,85 \text{ m}$, $RMSE = 347,11 \text{ m}$, $d = 0,84$, $r = 0,72$ para SH).

Por sua vez, em agosto o esquema MYJ teve o melhor desempenho ($MBE = 56,35 \text{ m}$; $RMSE = 390,55 \text{ m}$; $d = 0,83$; $r = 0,71$), seguido dos esquemas SH e YSU ($MBE = 115,89 \text{ m}$, $RMSE = 414,42 \text{ m}$, $d = 0,80$, $r = 0,68$ para SH; e $MBE = 154,98 \text{ m}$, $RMSE = 435,17 \text{ m}$, $d = 0,80$, $r = 0,68$ para YSU). Por outro lado, com exceção do esquema QNSE, no mês de agosto os valores de d e r são superiores a 0,74 e 0,60, respectivamente. Entretanto, para fevereiro os valores de concordância e correlação (d e r) são maiores que 0,62 e 0,50, respectivamente.

Tabela 3.7. Desempenho do modelo WRF para simular a altura da CLP durante os 10 dias dos experimentos de fevereiro (19 a 28) e agosto (6 a 15) de 2013 no ACM. Os parâmetros estatísticos MBE , $RMSE$, d e r , foram estimados usando como referência à altura da CLP estimada a partir das radiossondagens realizadas no ACM.

Variável	Esquema	Fevereiro				Agosto			
		$N = 61$				$N = 62$			
		MBE	$RMSE$	d	r	MBE	$RMSE$	d	r
$PBLH \text{ (m)}$	YSU	16,09	375,34	0,81	0,68	154,98	435,17	0,80	0,68
	MYJ	-82,78	382,06	0,77	0,63	56,35	390,55	0,83	0,71
	MYNN	237,82	474,40	0,72	0,59	252,37	439,24	0,78	0,71
	ACM2	227,29	534,59	0,78	0,72	211,09	529,19	0,76	0,66
	BouLac	94,23	388,28	0,83	0,71	249,68	584,08	0,74	0,64
	QNSE	689,90	883,96	0,61	0,69	1303,02	1583,99	0,42	0,53
	UW	-203,08	456,65	0,62	0,51	-109,68	377,27	0,76	0,68
	TEMF	-183,91	487,84	0,69	0,50	178,60	502,21	0,74	0,60
SH	34,85	347,11	0,84	0,72	115,89	414,42	0,80	0,68	

Em geral, no mês de agosto observou-se uma superestimação da altura da CLP (com exceção de UW). Neste sentido, a maior superestimação foi obtida pelo esquema QNSE, apresentando altos valores de erros ($MBE = 1303,02\text{ m}$; $RMSE = 1583,99\text{ m}$). Estes resultados estão em correspondência aos valores superestimados obtidos por o esquema na simulação do H . A simulação de fluxos de calor mais elevados também levaria a representação de uma atmosfera mais convectiva e com isso um maior crescimento da CLP, principalmente no período diurno.

Na Figura 3.11 são representados os gráficos de dispersão entre alguns dos esquemas de CLP analisados e as observações. Conforme foi discutido, é possível perceber a clara superestimação observada no esquema QNSE quando comparada com as observações (Fig. 3.11d). Por outro lado, os resultados dos esquemas BouLac, SH e MYJ mostram uma correlação melhor com os dados observados, sugerindo que esses esquemas conseguem simular condições mais próximas das observadas durante o período estudado. Em geral, uma correlação mais próxima entre os resultados simulados e as observações geralmente indica uma melhor capacidade do modelo em representar o comportamento real do sistema.

Essa análise de dispersão é valiosa para avaliar o desempenho dos diferentes esquemas de CLP em reproduzir as condições atmosféricas reais. A identificação de superestimações ou subestimações e a análise da correlação ajudam a entender quais esquemas podem ser mais apropriados para representar determinadas condições meteorológicas ou processos na atmosfera. Baseado nessa análise é possível assumir que os esquemas BouLac, SH, YSU e MYJ constituem boas opções nas simulações da altura da CLP na RMSP.

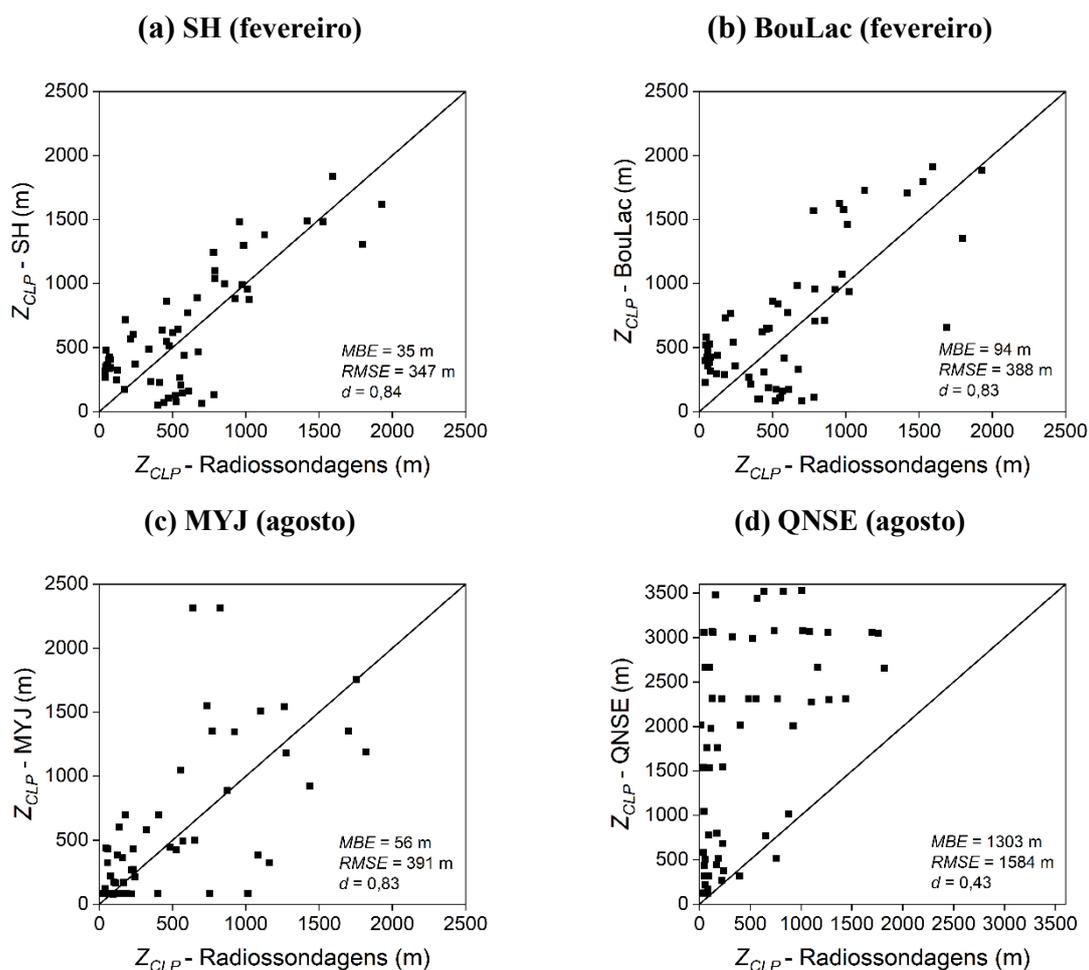


Figura 3.11. Diagramas de dispersão da altura da CLP simulada pelo modelo WRF usando os seguintes esquemas de CLP: (a) SH e (b) BouLac para fevereiro de 2013, (c) MYJ e (d) QNSE para agosto de 2013 e estimativa a partir de radiossondagens realizadas no ACM.

3.5. Evolução temporal da altura CLP

Na Figura 3.12 mostra-se a evolução temporal da altura da CLP no período 19-28 de fevereiro de 2013 a partir da parametrização SH. Nesse período, a altura máxima média da CLC foi de 1463,9 m e da CLE de 682,91 m. Observa-se que o modelo consegue representar muito bem a evolução diurna da CLP e os resultados concordam com os valores observacionais tanto no regime convectivo quanto no regime estável.

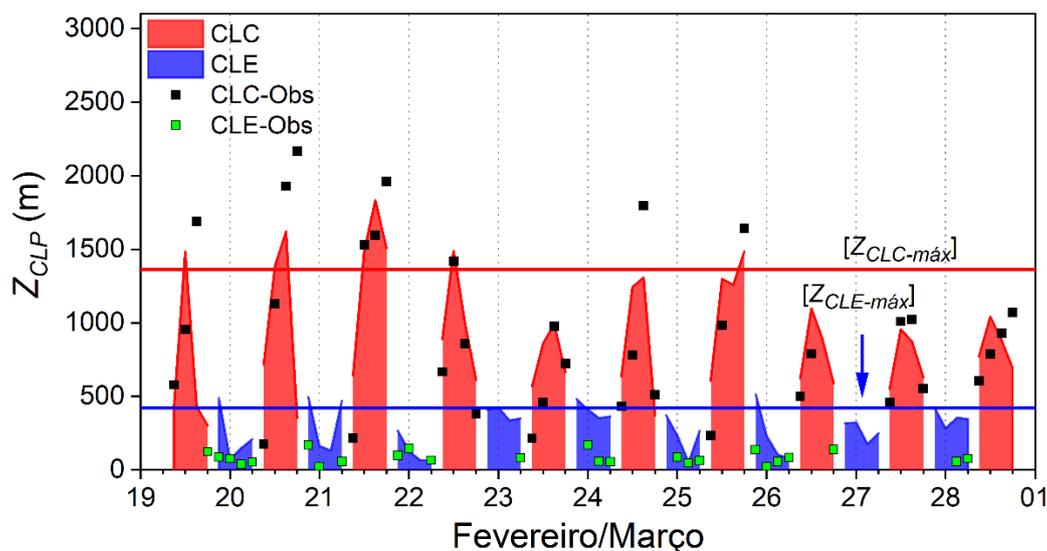


Figura 3.12. Evolução temporal da altura da CLP simulada pelo modelo WRF com o esquema SH durante a campanha de verão (19 a 28 de fevereiro de 2013), na RMSP. As linhas vermelha e azul sólidas indicam a altura máxima média da CLC e CLE, respectivamente. Os pontos preto e verde correspondem à altura da CLP estimada pelo método subjetivo e pelo método empírico nos períodos diurno e noturno utilizando dados de radiossondagens, respectivamente.

A melhor representação do modelo ocorreu entre os dias 21 e 24. No dia 21 prevaleceu a pouca nebulosidade (1/10 - 3/10) tanto no período diurno quanto noturno, assim como baixos valores de umidade relativa durante o período diurno (Sánchez et al., 2020). Além disso, é possível observar um grande desenvolvimento vertical da CLC, atingindo uma extensão vertical de 1890m. Por sua vez, no período noturno do dia 21-22 foi observada pouca nebulosidade na RMSP, o que possibilitou o desenvolvimento da CITS, a qual ultrapassou os 400m de altura. Entretanto, no final da tarde dos dias 22 e 23 de fevereiro foi observada bastante nebulosidade (9/10 - 10/10) na RMSP e a ocorrência de precipitação devido à presença de um cavado, que gerou convergência em sua dianteira e alinhou com a convergência de um cavado frontal em direção ao litoral de São Paulo. Este padrão manteve a instabilidade alta sobre grande parte do SE de Brasil. Como consequência da nebulosidade e da chuva a extensão vertical da CLC foi muito menor que nos dias anteriores no período da tarde. No dia 22 o máximo valor da altura da CLC foi observado as 12:00 HL, depois sua extensão vertical diminuiu a causa da chuva. No dia 23 a CLC não conseguiu superar os 1000m de altura. Devido à precipitação ocorrida no final do período diurno e primeiras horas do período noturno não foi observado um bom desenvolvimento da CITS durante a noite. A CLE não superou os 75m de altura nestes dois dias. Por sua vez no dia 24 observou-se condições de céu claro associados

com a subsidência induzida pelo VCAN posicionado no Nordeste na RMSP (Sánchez et al., 2020).

Na Figura 3.13 mostra-se a evolução temporal da CLP no período 6-15 de agosto de 2013 a partir da parametrização MYJ. Neste período a altura máxima média da CLC foi de 1882 m e da CLE de 449 m. Observa-se que o modelo consegue representar muito bem a evolução diurna da CLP e os resultados concordam com os valores observados tanto no regime convectivo quanto no regime estável. A melhor representação do modelo ocorreu entre os dias 8 e 10. Nesses dias as condições atmosféricas estiveram sob a influência da circulação anticiclônica associada com a ASAS. Este padrão dominou o escoamento em toda a coluna troposférica, inibindo a formação de nebulosidade significativa e, portanto, a ocorrência de precipitação (Sánchez et al., 2020).

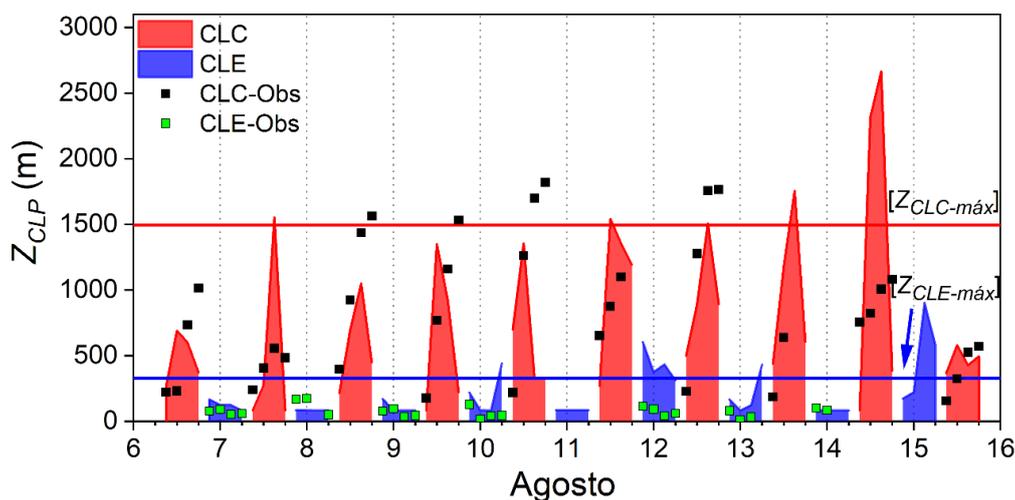


Figura 3.13. Evolução temporal da altura da CLP simulada pelo modelo WRF com o esquema MYJ durante a campanha de inverno (6 a 15 de agosto de 2013), na RMSP. As linhas vermelha e azul sólidas indicam a altura máxima média da CLC e CLE, respectivamente. Os pontos preto e verde correspondem à altura da CLP estimada pelo método subjetivo e pelo método empírico nos períodos diurno e noturno utilizando dados de radiossondagens, respectivamente.

3.6. Sumários das simulações do modelo WRF usando as 9 parametrizações de CLP

Na Figura 3.14 foi apresentado um resumo dos resultados obtidos, considerando todas as variáveis meteorológicas de superfície, variáveis do balanço de energia e radiação, perfis verticais e *PBLH*, simuladas e observadas durante as campanhas de medidas realizadas na RMSP durante fevereiro e agosto de 2013.

Nessa figura, é realizada uma combinação da média de cada parametrização de CLP usando o parâmetro d juntamente com o desvio padrão. O desvio padrão é uma medida de dispersão dos dados em torno da média - um baixo desvio padrão indica menor variabilidade, ou seja, que a parametrização de CLP está mais próxima dos valores observados. Por outro lado, no caso de o índice d , os valores oscilam entre 0 e 1, onde valores mais próximos de 1 indicam uma melhor concordância das simulações com as observações. Portanto, na Fig. 22, a representação gráfica considera o menor desvio padrão (indicado pelo tamanho menor da bolinha) e a maior média do índice d (cor mais intensa) como indicadores do melhor desempenho.

Após essa análise, observa-se que o esquema MYJ é o que melhor que representa as condições meteorológicas e topográficas da RMSP durante esses períodos. Isso sugere que o esquema MYJ foi o mais capaz de reproduzir os padrões observados na RMSP durante fevereiro e agosto de 2013, em comparação com os demais esquemas de parametrização de CLP utilizados no modelo WRF.

Em ambientes urbanos com geometrias complexas e variações no uso da terra, o MYJ pode oferecer uma representação mais precisa das condições locais, levando em conta a interação entre a superfície urbana e a atmosfera circundante. Em contraste com esquemas não locais, que representam uma mistura vertical mais intensa, levando uma maior superestimação da VV urbano, CLP mais profundas ou secas, o MYJ, oferece uma representação mais equilibrada da mistura vertical e, conseqüentemente, uma melhor estimativa das características dinâmicas e termodinâmicas da CLP na RMSP.

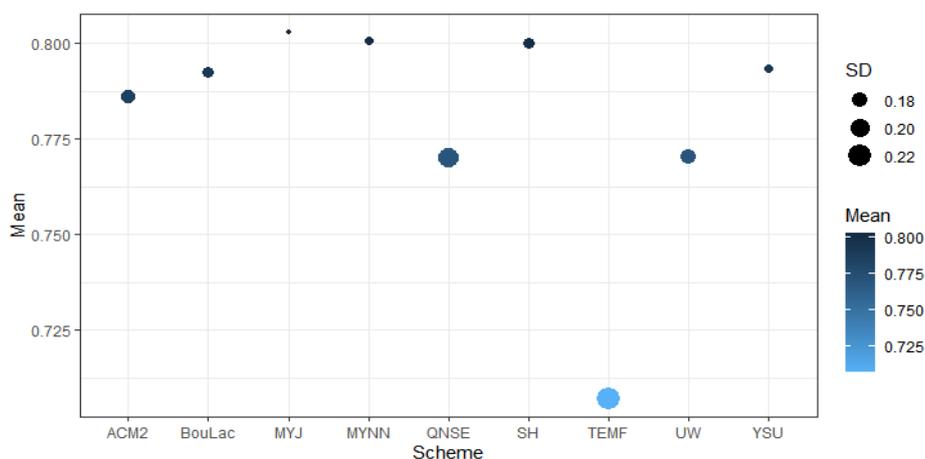


Figura 3.14. Distribuição dos valores médios e de desvio padrão de d obtidos para cada esquema CLP, considerando todos os dados meteorológicos observados durante as campanhas de verão e inverno de 2013 em RMSP.

4. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS USANDO O MODELO WRF-LES

Nesta seção, apresentamos a avaliação dos resultados das simulações realizadas com o modelo WRF usando o modo LES. Para essa análise, empregamos parâmetros estatísticos como *MBE*, *RMSE*, *d* e *r*. Além desses indicadores, utilizamos ferramentas visuais, como mapas de calor, gráficos de contorno, dispersão, perfis verticais, e a evolução diurna das componentes do balanço de energia e radiação.

A abordagem adotada combina análises estatísticas e ferramentas visuais para avaliar o desempenho do modelo WRF-LES. Essa análise não se refere à comparação de esquemas de CLP, ao contrário da seção anterior. Aqui, nosso foco está nas simulações específicas realizadas com o modo LES do WRF, considerando medidas estatísticas, padrões de comportamento espacial e relações entre os diferentes parâmetros avaliados.

Os dados observacionais utilizados nessa análise são os mesmos da seção anterior. A integração desses dados com as análises estatísticas e visuais proporciona uma avaliação abrangente do desempenho do modelo WRF-LES para simular as características dinâmicas e termodinâmicas da CLP na RMSP.

4.1. Experimentos de verão e inverno

4.1.1. Variáveis de superfície

Na Tabela 4.1 estão apresentados os parâmetros estadísticos estimados a partir das variáveis meteorológicas de superfície (*T*, *UR*, *q*, *VV* e *DV*) considerando as observações e simulações pelo modelo WRF-LES durante os experimentos de verão (fevereiro, 19-28) e inverno (agosto, 6-15) de 2013.

Em relação à *T*, observa-se altos valores de concordância e correlação, com coeficientes superiores a 0,94 e 0,90, respectivamente. No entanto, observa-se um comportamento sazonal distinto. Durante o verão, as simulações tendem a subestimar os valores de temperatura, enquanto no inverno há uma tendência de superestimação em ambas as estações. Apesar dessas discrepâncias, é importante ressaltar que os valores de erro associados são consideravelmente baixos para todos os casos.

Para a *UR* os resultados mostram uma maior concordância e correlação na PM IAG durante o inverno com valores de $d=0,92$ e $r=0,88$. No entanto, durante o verão, os valores

de erro foram menores ($MBE = -2,23\%$ e $RSME = 9,03\%$). Por outro lado, observa-se que as simulações estão consistentemente subestimando os valores observados da UR . Ou seja, o modelo está representando uma atmosfera mais seca do que a observada. Esse comportamento é mais pronunciado durante o inverno ($MBE = -9,95\%$ e $RSME = 15,48\%$, para a o PM IAG, e $MBE = -9,42\%$ e $RSME = 16,36\%$, para PM SFZ).

Tabela 4.1. Parâmetros estatísticos (MBE , $RMSE$, d e r) estimados a partir de valores horários de temperatura do ar (T), umidade relativa (UR), umidade específica (q), velocidade do vento (VV) e direção do vento (DV), simulados pelo modelo WRF-LES e medidos na superfície nas PM IAG e PM SFZ durante os experimentos de verão e inverno de 2013 na RMSP. N indica o número total de valores.

Variável	Fevereiro ($N = 229$)				Agosto ($N = 253$)							
	PM IAG				PM IAG				PM SFZ			
	MBE	$RMSE$	d	r	MBE	$RMSE$	d	r	MBE	$RMSE$	d	r
T ($^{\circ}C$)	-0,25	1,67	0,94	0,90	0,48	1,37	0,97	0,95	1,76	2,96	0,96	0,93
UR (%)	-2,23	9,03	0,90	0,86	-9,95	15,48	0,92	0,88	-9,42	16,36	0,86	0,83
q (gKg^{-1})	-0,90	1,42	0,66	0,61	-1,01	1,73	0,70	0,57	-0,61	1,50	0,78	0,63
VV (ms^{-1})	0,94	1,53	0,75	0,71	1,73	4,66	0,69	0,55	0,68	3,22	0,69	0,60
DV ($^{\circ}$)	-2,20	23,36	0,74	0,65	-5,00	29,07	0,70	0,60	-16,36	25,11	0,81	0,67

Já para a q observa-se que os valores simulados também foram consistentemente subestimados pelo modelo, sendo mais pronunciado na estação PM IAG durante o inverno. Nesse período, os valores de erro foram maiores no que os observados na SFZ e na mesma estação para o verão ($MBE = -1,01\text{ gKg}^{-1}$ e $RSME = 1,73\text{ gKg}^{-1}$).

No caso da VV , os valores simulados mostram uma tendência de superestimação, especialmente na estação meteorológica PM IAG, tanto no inverno quanto no verão. Mesmo considerando a PM SFZ, que apresenta um erro mais baixo em comparação com a PM IAG, os valores ainda são consideravelmente altos ao serem comparados com os valores médios observados de VV na região ($3,99 \pm 0,01\text{ ms}^{-1}$). Resultados similares foram encontrados nas simulações do WRF usando os nove esquemas de CLP analisados. No entanto, tanto os valores de erro quanto a concordância e correlação foram superiores ao utilizar o modelo WRF-LES em comparação com as simulações de mesoescala.

Na análise da DV , observa-se uma variação sazonal nos resultados. Durante o verão, foi obtido o menor erro nas simulações em comparação com o inverno. No entanto, os valores de correlação e concordância foram mais altos na PM SFZ durante o inverno, ($d = 0,81$ e $r=0,67$). O resultado sugere que, embora as simulações durante o verão tenham apresentado um menor erro na DV , as simulações durante o inverno, especialmente na estação PM SFZ, foram mais consistentes e correlacionadas com os valores observados.

A Figura 4.1 apresenta um mapa de calor que ilustra a relação entre as variáveis de superfície observadas e simuladas utilizando as parametrizações de CLP e o LES na estação meteorológica PM IAG durante o verão de 2013. Como foi explicado nas Figuras 3.2 e 3.5 o indicador utilizado é o índice de concordância (d). Onde a intensidade das cores, seja mais intensamente vermelha ou azul, indica o grau de concordância ou discordância entre os dados observados e simulados. Essa representação visual proporciona insights sobre como o modelo se aproxima ou se distancia das observações para cada variável analisada, fornecendo uma avaliação visual do desempenho do modelo em diferentes cenários.

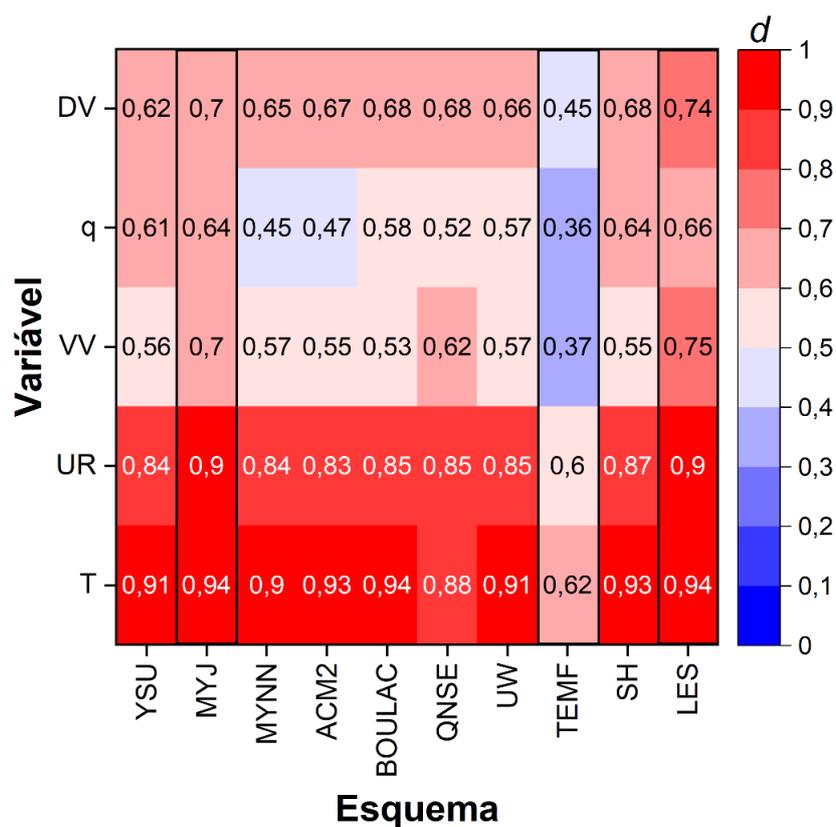


Figura 4.1. Mapa de calor do índice de concordância d entre as variáveis de superfície observadas e simuladas usando as parametrizações de CLP e o LES na PM IAG durante o experimento de verão de 2013.

Neste caso, observa-se que o modelo WRF-LES apresentou os melhores resultados em comparação com as simulações de mesoescala usando diferentes parametrizações de CLP, abrangendo todas as variáveis analisadas. Esses resultados indicam uma eficácia superior do modelo LES em reproduzir as condições observadas durante o verão de 2013 na região.

Por sua vez, a Figura 4.2 apresenta um mapa de calor que ilustra a relação entre as variáveis de superfície observadas e simuladas para o período de inverno nas estações meteorológicas PM IAG e PM SFZ. Os resultados indicam que o modelo WRF-LES está reproduzindo adequadamente as variáveis de superfície quando comparado com as simulações de mesoescala utilizando as diferentes parametrizações de CLP.

Na PM SFZ, os resultados simulados pelo WRF-LES mostram uma boa performance principalmente para a T , UR e DV . Nota-se particularmente um valor de concordância alto para a DV , quando comparado com as parametrizações de CLP.

Na estação PM IAG, embora os valores simulados pelo LES demonstrem uma boa concordância, observam-se a maior valor de d para o esquema MYJ na representação da VV . Por outro lado, os esquemas BouLac e ACM2 mostram melhor desempenho na representação da DV , enquanto TEMF, BouLac e QNSE se destacam na representação da q .

Com base nos resultados apresentados, observa-se que o modelo WRF-LES mostra uma capacidade consistente em simular de forma eficaz as variáveis de superfície analisadas tanto no período de inverno quanto no período de verão na RMSP. Essa consistência ao longo das estações do ano sugere uma robustez do modelo em representar as condições meteorológicas locais em diferentes contextos sazonais.

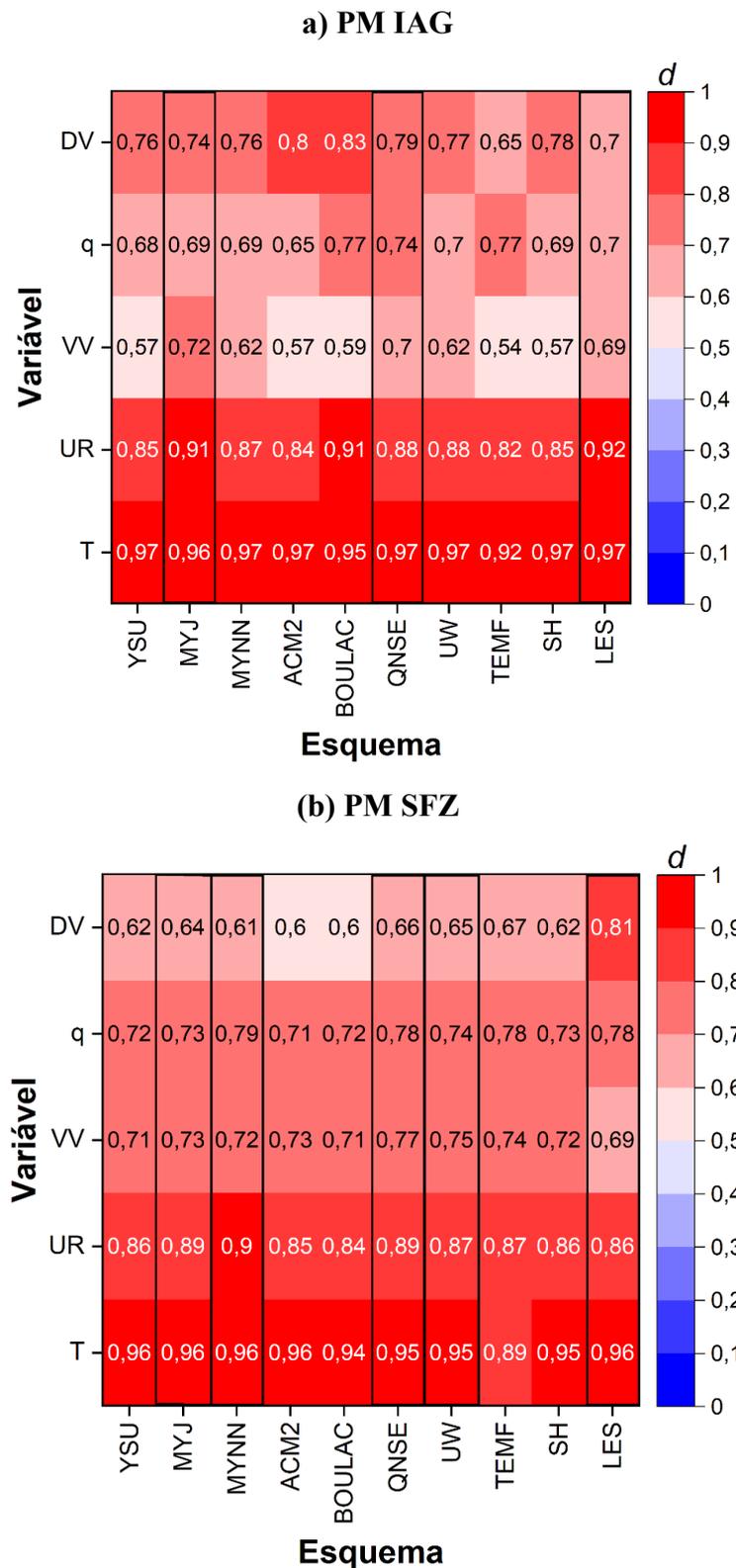


Figura 4.2. Mapa de calor do índice de concordância d entre as variáveis de superfície observadas e simuladas usando as parametrizações de CLP e o LES na (a) PM IAG e (b) PM SFZ durante o experimento de inverno de 2013.

4.1.2. Balanço de energia de superfície e radiação

A Tabela 4.2 apresenta os indicadores estatísticos obtidos entre as observações e as simulações do modelo WRF-LES para o H , LE , OC e R_N durante os experimentos de verão e inverno de 2013. De maneira geral, observa-se que os valores de H e LE foram superestimados por todos os esquemas, exceto nas simulações de LE na PM IAG durante o verão.

A análise dos indicadores estatísticos mostrou que as simulações de H apresentaram uma melhor concordância e correlação quando comparada com o LE , tanto no verão quanto no inverno. Em particular, o H teve o menor erro na PM IAG durante o experimento de inverno, com um MBE de $0,63 \text{ Wm}^{-2}$ e um $RMSE$ de $39,56 \text{ Wm}^{-2}$. Este resultado sugere que as simulações do modelo WRF-LES para o H se aproximaram bastante dos valores observados durante esse período específico. No entanto, nesta mesma área suburbana (PM IAG) durante o experimento de inverno, observou-se que o LE apresentou o maior erro e menor concordância.

Durante o experimento de verão, a OC e R_N foram subestimados nas simulações. Contudo, os valores de concordância foram altos, com $d=0,95$ para OC e $d=0,96$ para R_N , indicando uma boa correspondência entre as simulações do modelo WRF-LES e as observações. Para o experimento de inverno as simulações superestimaram os valores de OC e R_N . No entanto, os valores tiveram uma boa performance, principalmente nas simulações na área urbana.

Tabela 4.2. Parâmetros estatísticos (MBE , $RMSE$, d e r) estimados a partir de valores horários dos fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE), radiação solar de onda curta (OC) e radiação líquida (R_N) na RMSP, simulados pelo modelo WRF-LES e medidos na superfície nas PM IAG e PM SFZ durante os experimentos de verão e inverno de 2013 na RMSP. N indica o número total de valores.

Variável (Wm^{-2})	Fevereiro				Agosto							
	PM IAG				PM IAG				PM SFZ			
	MBE	$RMSE$	d	r	MBE	$RMSE$	d	r	MBE	$RMSE$	d	r
	$N = 122$				$N = 114$				$N = 139$			
H	11,52	58,26	0,93	0,86	0,63	39,56	0,90	0,82	10,22	39,08	0,93	0,89
LE	-4,13	34,58	0,92	0,85	35,34	59,86	0,67	0,66	1,38	16,53	0,88	0,63
	$N = 229$				$N = 253$				$N = 253$			
OC	-2,71	189,31	0,95	0,87	18,65	131,06	0,93	0,87	5,63	108,53	0,96	0,93
R_N	-6,23	136,91	0,96	0,88	18,53	107,75	0,94	0,89	1,87	68,15	0,97	0,89

A Figura 4.3 apresenta a média horária de H , LE , OC e R_N , calculada a partir das observações e simulações do modelo WRF-LES durante os experimentos de verão e inverno de 2013. Em geral, observa-se como o H é bem representada pelo modelo WRF-LES tanto no verão quanto no inverno. Diferentemente do observado nas simulações de mesoescala usando as parametrizações de CLP (Figs. 3.3a e 3.6a, c, d), o modelo WRF-LES representa bem a diminuição observada de H na região urbana durante o inverno. Isso indica a capacidade do modelo WRF-LES em capturar as variações sazonais do H em regiões complexas como a RMSF.

No caso do LE , os valores simulados para o inverno na área suburbana (PM IAG) foram superestimados, semelhante ao observado nas simulações de mesoescala (Fig. 3.6b). No entanto, para o verão na PM IAG e o inverno na PM SFZ, as simulações do modelo WRF-LES apresentam um bom desempenho, reproduzindo bem o padrão diurno observado.

Por sua vez nas simulações da OC e R_N , os resultados mostram uma boa representação da evolução diurna observada durante ambos os experimentos. Em comparação com as simulações de mesoescala, o modelo WRF-LES apresenta valores mais próximos das observações, indicando que a superestimação de OC e R_N observada nas simulações de mesoescala não é reproduzida no modelo LES.

Os resultados destacam a robustez do modelo WRF-LES ao reproduzir as condições observadas, especialmente em termos de variação sazonal e evolução diurna, em comparação com as simulações de mesoescala.

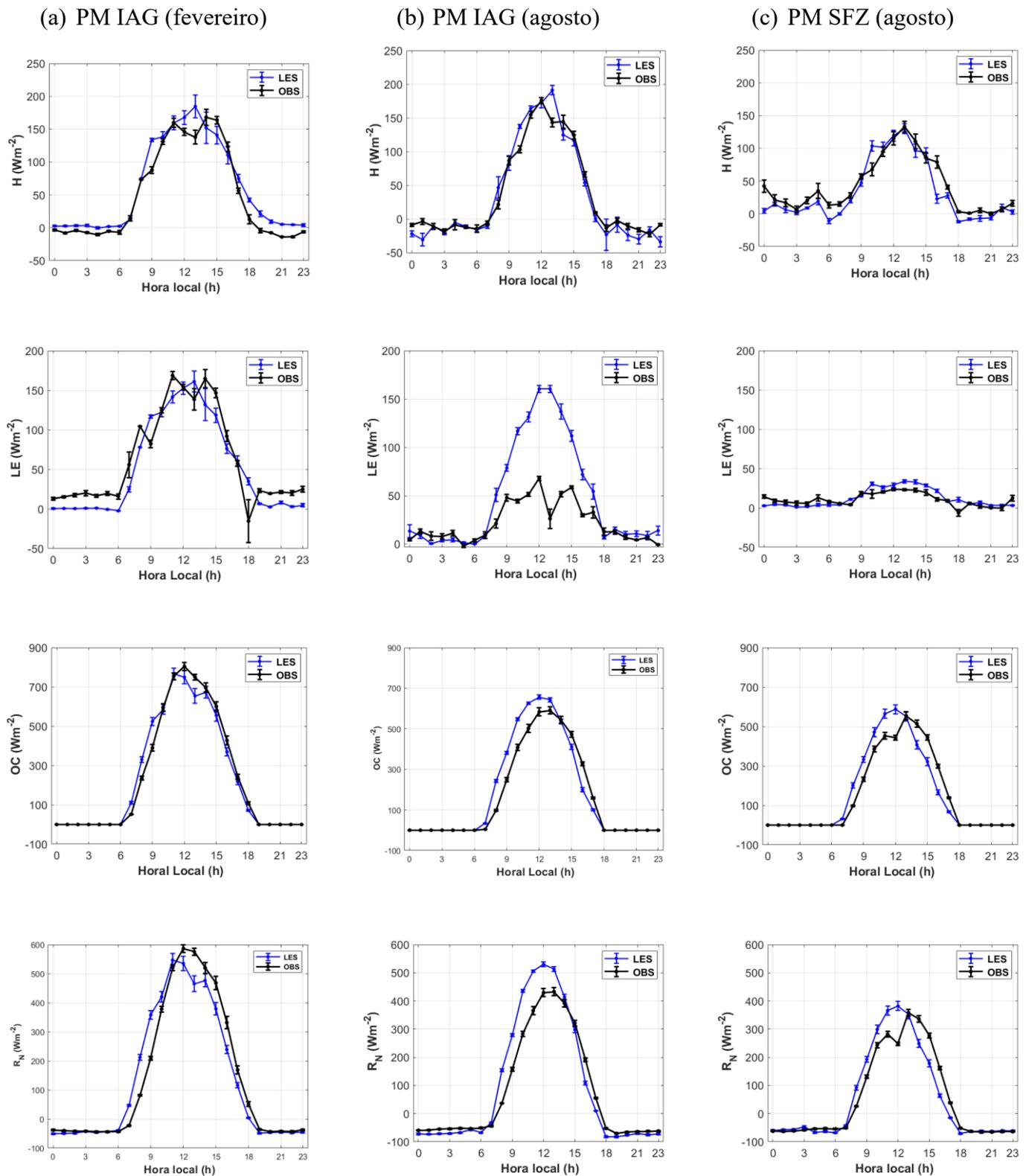


Figura 4.3. Evolução diurna de H , LE , OC , e R_N na superfície simulada pelo modelo WRF-LES durante os experimentos de verão e inverno de 2013 na (a) e (b) PM IAG e (c) PM SFZ. As barras verticais indicam erro estatístico.

4.1.3 Perfis verticais de temperatura, velocidade do vento, umidade específica e umidade relativa durante os experimentos de verão e inverno

A Tabela 4.3 apresenta os parâmetros estatísticos (MBE , $RMSE$, d e r) calculados a partir dos perfis verticais de T , UR , q e VV , obtidos das sondagens lançadas no ACM durante a campanha de verão e inverno de 2013, bem como as simulações do modelo WRF-LES.

Para a T , observa-se durante ambas as campanhas de medidas uma superestimação dos valores simulados. Além disso, semelhante às simulações de mesoescala, as simulações do WRF-LES demonstram melhor desempenho durante o experimento de verão, com altos valores de concordância ($d=0,98$) e correlação ($r=0,96$). No caso da UR , observam-se melhores performance durante a campanha de inverno ($MBE = -0,35\%$, $RSME = 19,53\%$, $d=0,74$, e $r=0,71$). Quanto à q , os resultados são melhores no verão. Por outro lado, nota-se uma representação mais acurada de q em comparação com UR para ambos os experimentos. A VV , os resultados de concordância e correlação são semelhantes em ambas as campanhas, mas um erro maior é observado durante a campanha de inverno ($RMSE = 4,54 \text{ ms}^{-1}$).

Tabela 4.3. Desempenho do modelo WRF-LES para simular os perfis verticais de T , RH , q e VV durante os 10 dias do experimento de fevereiro (19-28) e agosto (6-15) de 2013 no ACM. Os parâmetros estatísticos MBE , $RMSE$, d e r foram estimados utilizando como referência as radiossondagens realizadas no ACM. N indica o número total de valores.

Variável	Fevereiro ($N = 3768$)				Agosto ($N = 3392$)			
	MBE	$RMSE$	d	r	MBE	$RMSE$	d	r
T ($^{\circ}\text{C}$)	-1,01	1,40	0,98	0,96	-0,94	4,68	0,87	0,80
UR (%)	0,67	17,46	0,69	0,66	-0,35	19,53	0,74	0,71
q (gKg^{-1})	-0,12	1,55	0,88	0,84	-0,10	1,79	0,77	0,75
VV (ms^{-1})	0,14	2,41	0,71	0,68	0,33	4,54	0,70	0,68

4.1.4. Altura da CLP

Os parâmetros estatísticos (MBE , $RMSE$, d e r) obtidos entre altura da CLP calculada para o inverno e verão de 2013 usando as simulações do modelo WRF-LES e as observações do ACM são apresentadas na Tabela 4.4. Os resultados mostram uma boa concordância e correlação, assim como um erro bem baixo. Comparando com os resultados usando as parametrizações de CLP (Tab. 3.7) observa-se melhores resultados usando o modelo WRF-LES. Por outro lado, comparando ambos os experimentos, observa-se que o modelo apresentou um erro menor, assim como uma maior concordância

e correlação durante o experimento verão. Contudo, como foi obtido nas simulações de mesoescala, observa-se uma superestimação dos valores simulados usando o modelo WRF-LES.

Tabela 4.4. Desempenho do modelo WRF-LES para simular a altura da CLP durante os 10 dias dos experimentos de fevereiro (19 a 28) e agosto (6 a 15) de 2013 no ACM. Os parâmetros estatísticos *MBE*, *RMSE*, *d* e *r*, foram estimados usando como referência à altura da CLP estimada a partir das radiossondagens realizadas no ACM.

Fevereiro				Agosto			
<i>N</i> = 61				<i>N</i> = 62			
<i>MBE</i>	<i>RMSE</i>	<i>d</i>	<i>r</i>	<i>MBE</i>	<i>RMSE</i>	<i>d</i>	<i>r</i>
9,07	66,44	0,94	0,89	14,08	75,19	0,90	0,86

Por sua vez, na Figura 4.4 foram representados os gráficos de dispersão obtidos entre o modelo WRF-LES e as observações durante o verão (Fig. 4.4a) e inverno (Fig. 4.4b) de 2013. Conforme foi discutido, a Figura 4.4 mostra uma superestimação do modelo WRF-LES na simulação de altura CLP. No entanto, os resultados apresentam uma boa correlação e concordância com as observações durante ambos os experimentos.

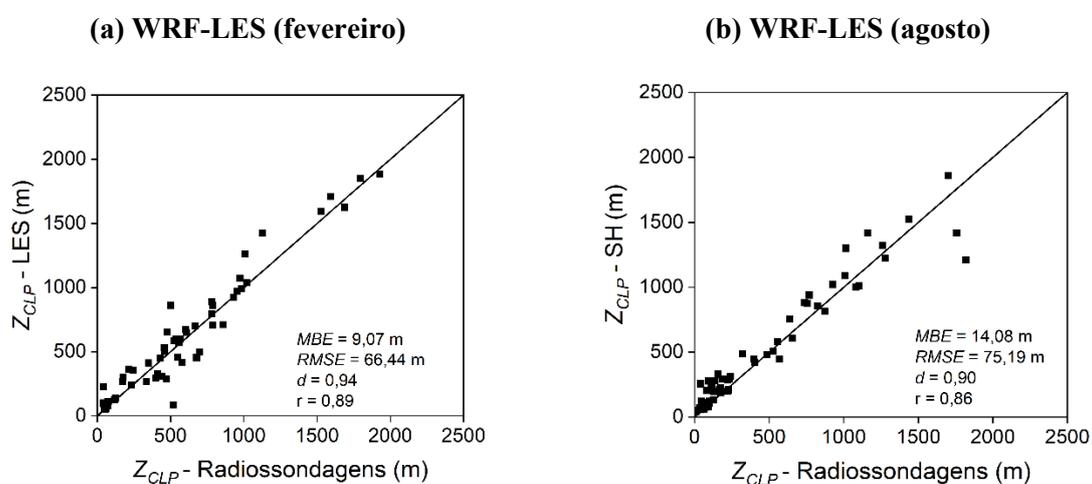


Figura 4.4. Diagramas de dispersão da altura da CLP estimada a partir de radiossondagens realizadas no ACM e as simulações usando o modelo WRF-LES para (a) fevereiro de 2013 e (b) agosto de 2013.

4.1.5. Evolução temporal da altura CLP

Na Figura 4.5 mostra-se a evolução temporal da altura da CLP no período 19-28 de fevereiro de 2013. Os resultados mostram que o modelo consegue representar muito bem a evolução diurna da CLP, tanto no regime convectivo quanto no regime estável.

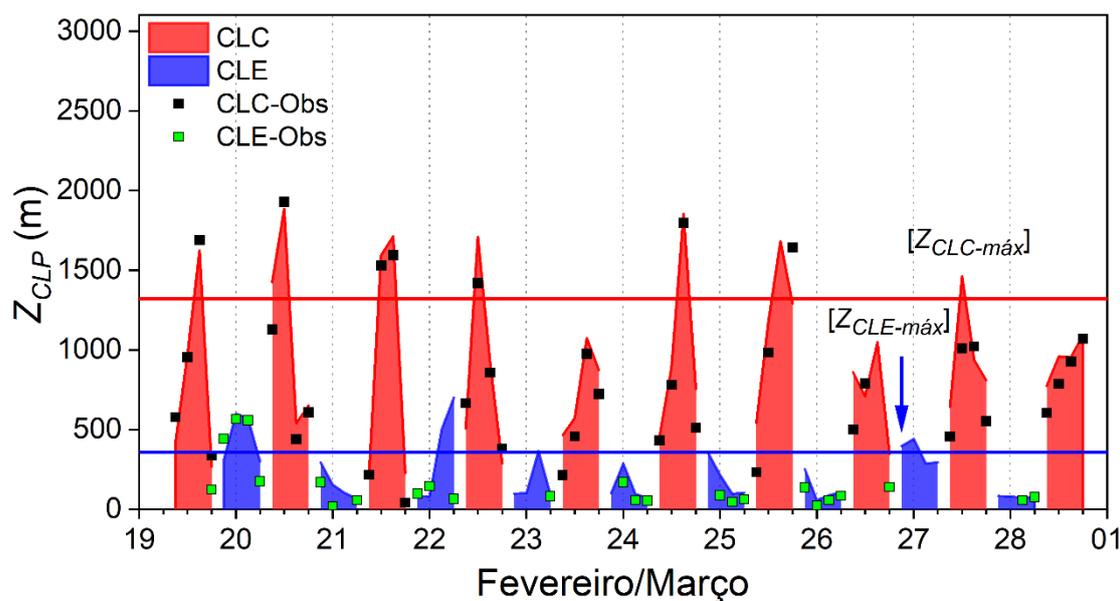


Figura 4.5. Evolução temporal da altura da CLP simulada pelo modelo WRF-LES durante a campanha de verão (19 a 28 de fevereiro de 2013), na RMSP. As linhas vermelha e azul sólidas indicam a altura máxima média da CLC e CLE, respectivamente. Os pontos preto e verde correspondem à altura da CLP estimada pelo método subjetivo e pelo método empírico nos períodos diurno e noturno utilizando dados de radiossondagens, respectivamente.

Os resultados mostram que o modelo conseguiu representar melhor os dias de pouca nebulosidade (20, 21 e 25). Principalmente dos dias 20 e 21 o modelo conseguiu simular muito bem a altura da CLC observada. No período noturno o modelo também teve bons resultados quando comparado com as simulações de mesoescala (Fig. 3.12), embora ainda se observou uma superestimação da CLE simulada.

Igualmente o modelo conseguiu simular a altura de CLP durante os dias de precipitação e instabilidade (22, 23, 27 e 28), onde as condições induziram divergência horizontal de massa em altos níveis e convergência nas camadas mais baixas da troposfera, favorecendo a formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical, e com isso a pouco desenvolvimento da CLC.

Por sua vez, na Figura 4.6 mostra-se a evolução temporal da CLP no período 6-15 de agosto de 2013 usando o modelo WRF-LES. Novamente, observa-se que o modelo consegue representar muito bem a evolução diurna da CLP e os resultados concordam

com os valores observados tanto no regime convectivo quanto no regime estável. Comparado com a simulação do mesoescala, o WRF-LES também representou melhor o período do 8 ao 10 de agosto, onde não houve nebulosidade significativa nem precipitação, devido a influência da circulação anticiclônica associada com a ASAS (Sánchez et al., 2020).

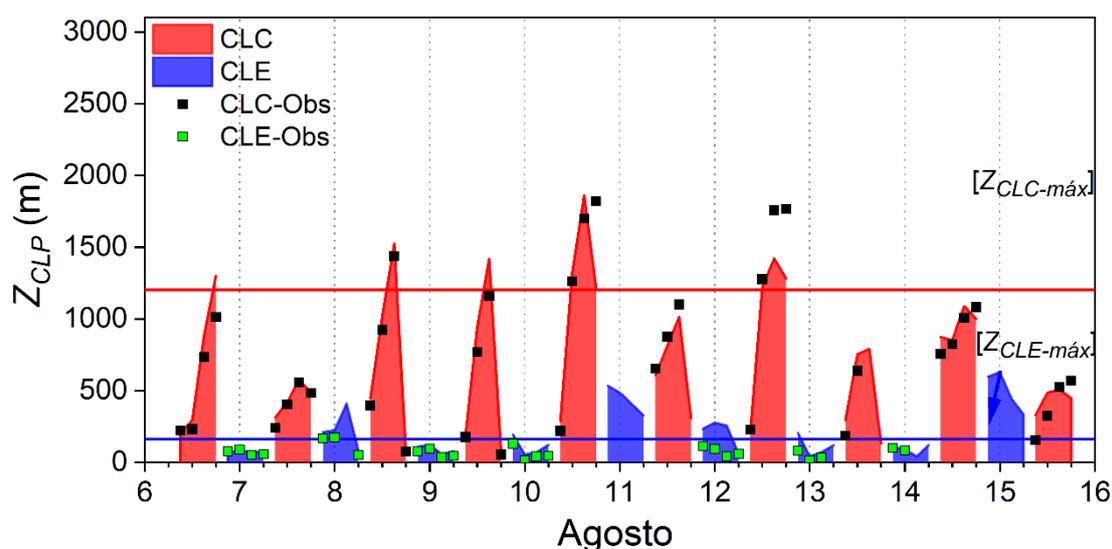


Figura 4.6. Evolução temporal da altura da CLP simulada pelo modelo WRF-LES durante a campanha de inverno (6 a 15 de agosto de 2013), na RMSP. As linhas vermelha e azul sólidas indicam a altura máxima média da CLC e CLE, respectivamente. Os pontos preto e verde correspondem à altura da CLP estimada pelo método subjetivo e pelo método empírico nos períodos diurno e noturno utilizando dados de radiossondagens, respectivamente.

4.2. Simulação de um evento de JBN (28 de fevereiro e 1 de março de 2013)

Nesta seção vai ser analisada a capacidade do modelo WRF-LES, em representar as características dinâmicas e termodinâmicas da CLP na RMSP durante os experimentos de verão de 2013. Para isso, foi escolhido o evento de JBN observado na RMSP nos dias 28 de fevereiro e 01 de março de 2013. Os resultados serão comparados com as radiossondagens realizadas no ACM e as simulações de mesoescala do modelo WRF usando o esquema de CLP MYJ.

4.2.1 Evolução temporal da velocidade do vento (Campanha de verão)

Na Figura 4.7 observa-se a evolução temporal da VV na RMSP durante a campanha de verão de 2013 (fevereiro, 19-28) simulada numericamente pelo modelo WRF usando o

modo LES (Fig. 4.7a), o modo mesoescala com a parametrização de CLP MYJ (Fig. 4.7b), e observada a partir de radiossondagens (Fig. 4.7c). Na Figura 4.7 também são mostrados os sistemas sinóticos e de mesoescala que influíram na ocorrência e evolução dos JBN na RMSP durante o período da análise.

Os resultados mostram que tanto o WRF-LES, quanto o WRF-MYJ, tendem superestimar a VV em comparação com as observações, enquanto a altura é ligeiramente subestimada. No entanto, os núcleos de VV associados a formação dos JBN são bem representados, principalmente nos dias 27 e 28 de fevereiro. Ou seja, verifica-se uma boa concordância entre as simulações e as observações ao longo do todo o período. Embora haja algumas discrepâncias nas estimativas de VV , o modelo é capaz de capturar as tendências gerais da evolução da velocidade do vento durante o experimento de verão.

A capacidade do modelo WRF em reproduzir o comportamento observado está diretamente relacionada à qualidade da representação dos processos físicos atmosféricos relevantes, incluindo os mecanismos de geração dos JBN. Quando um modelo consegue capturar com precisão esses processos, ele tende a produzir resultados que coincidem com as observações, como pode ser observado na Figura 4.7.

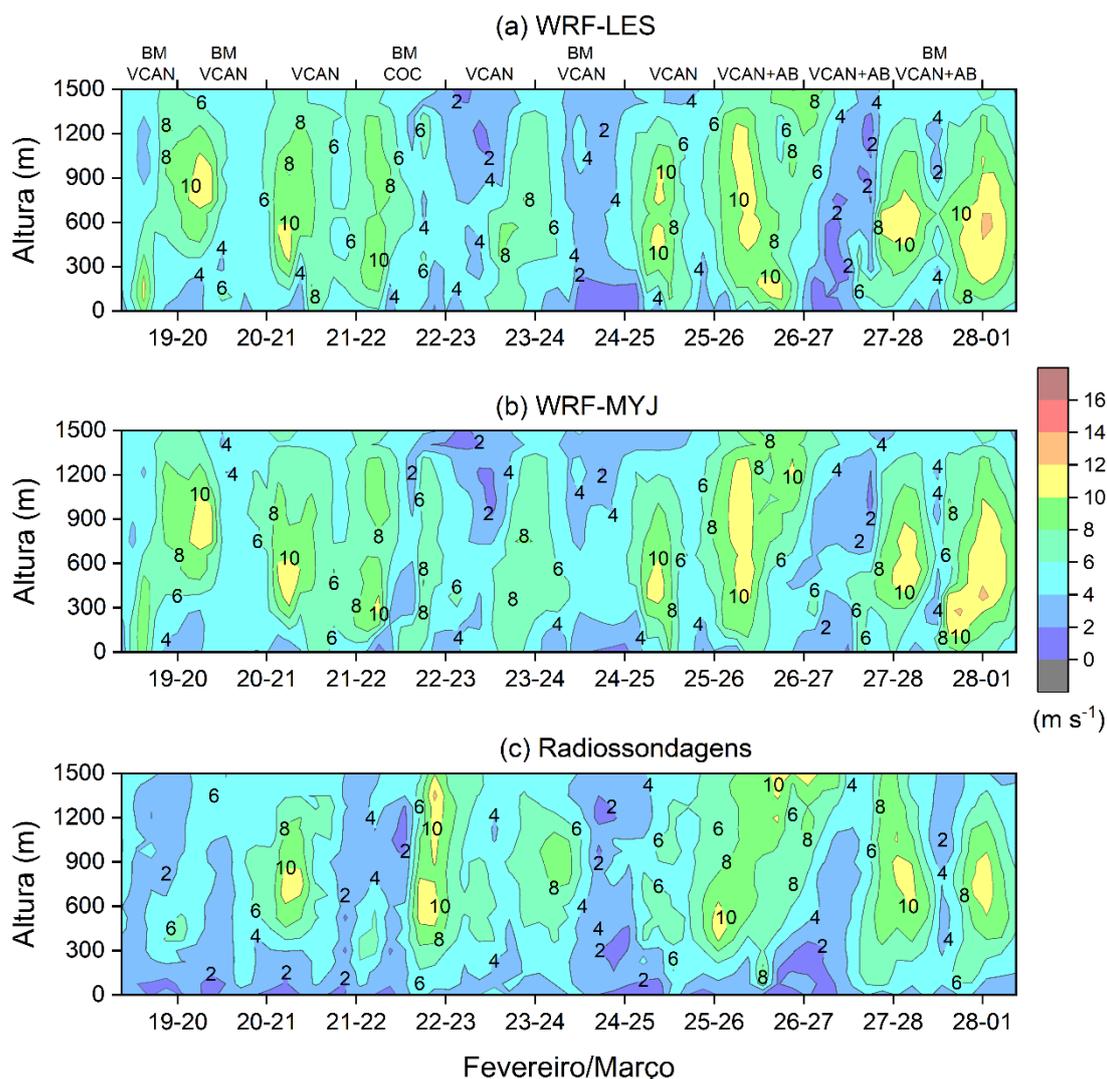


Figura 4.7. Evolução temporal da velocidade do vento na RMSP, simulada numericamente pelo modelo WRF usando (a) o modo LES, (b) o modo mesoescala com a parametrização de CLP MYJ, e (c) observada a partir de radiossondagens. Os símbolos no topo correspondem: VCAN = Vórtice Ciclônico de Altos Níveis, COC = Cavado de Onda Curta, BM = Brisa Marítima e AB= Alta de Bolívia.

4.2.2 Evento de JBN (28 de fevereiro e 1 de março de 2013)

A Figura 4.8. apresenta a evolução temporal da T e q obtidos através de radiossondagens e simulações do modelo WRF-LES e WRF-MYJ, durante o evento de JBN observado na RMSP das 1800 HL do dia 28 de fevereiro às 0900 HL do dia 01 de março de 2013. Observa-se que tanto o modelo WRF usando o modo LES, quanto usando a parametrização de CLP MYJ, conseguem representar bem os perfis verticais da T e q durante o período de análise.

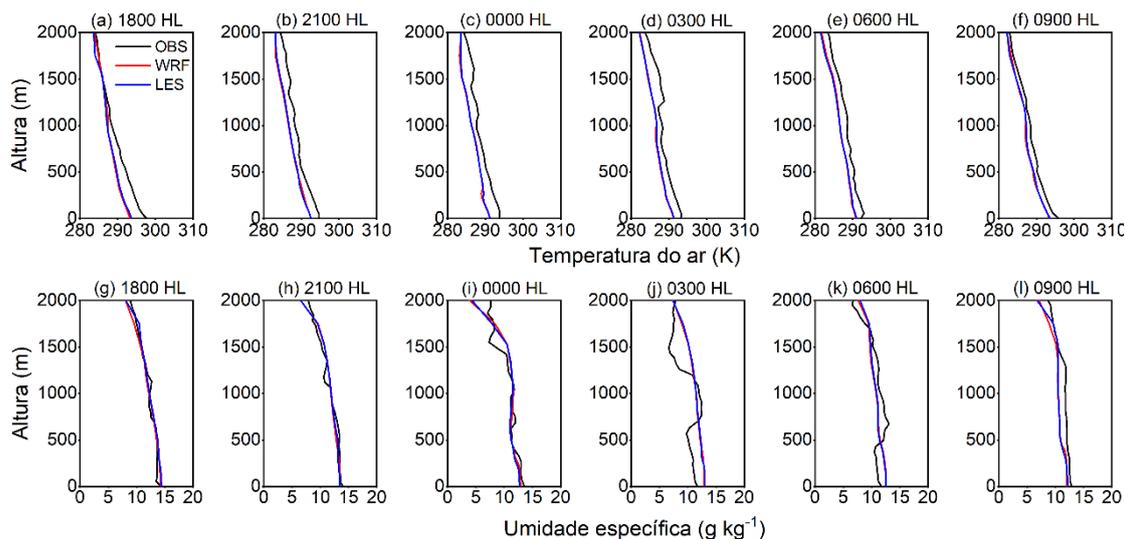


Figura 4.8. Evolução temporal dos perfis verticais de (a)-(f) T e (g)-(l) q observados com radiossondagens e simulados numericamente usando o modelo WRF-LES e WRF-MYJ, entre as 18:00 HL do dia 28 de fevereiro e as 09:00 do dia 1 de março de 2013.

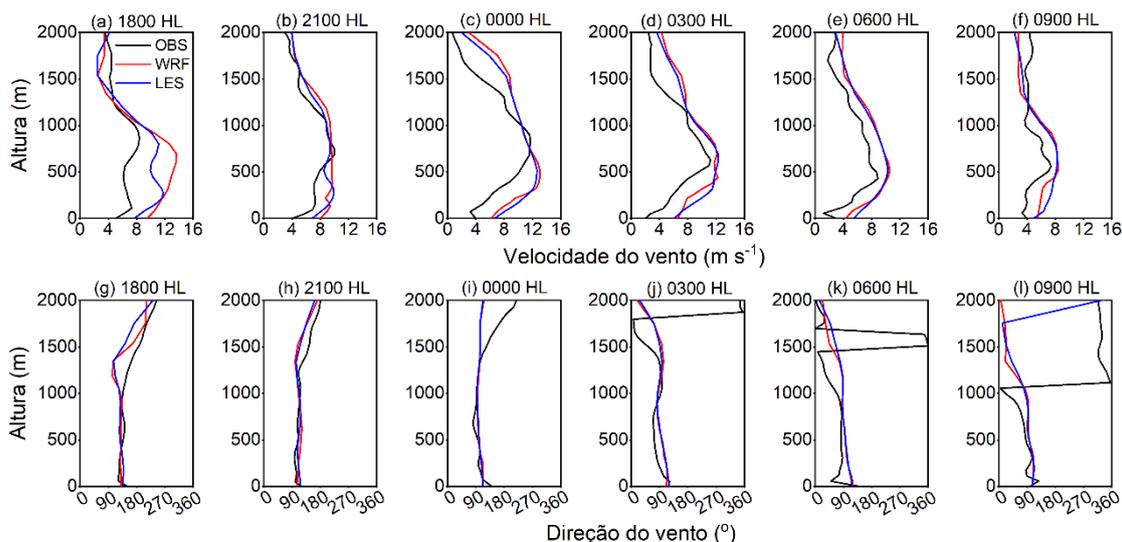


Figura 4.9. Evolução temporal dos perfis verticais de (a)-(f) VV e (g)-(l) DV observados com radiossondagens e simulados numericamente usando o modelo WRF-LES e WRF-MYJ entre as 18:00 HL do dia 28 de fevereiro e as 09:00 do dia 1 de março de 2013.

Igualmente, na Figura 4.9 os perfis verticais de VV e DV obtidos através de radiossondagens e simulações com o modelo WRF-LES e WRF-MYJ, durante o evento de JBN observado na RMSP das 18:00 HL do dia 28 de fevereiro às 09:00 HL do dia 01 de março de 2013, é apresentada.

Como mostra a Figura 4.9 o modelo consegue representar a estrutura vertical do campo de vento observado durante todo o período. É possível observar a presença de um núcleo de intensidade máxima nos primeiros 1000 metros, associado à presença do JBN durante a noite, tanto nas radiossondagens quanto nas simulações. Por outro lado, mesmo com valores de VV semelhantes usando o modelo WRF-LES e WRF-MYJ, observa-se um melhor desempenho quando é ativado o modo LES.

As observações indicam que o evento de JBN aparece por volta das 18:00 HL na altura de 873 metros, com intensidade de $8,4 \text{ m s}^{-1}$ e vindo do SE, atingindo por volta das 00:00 HL uma intensidade máxima de $11,7 \text{ m s}^{-1}$, vindo do E, a uma altura de 831 m. Por sua vez, o modelo WRF-LES e WRF-MYJ conseguem simular um ciclo completo de formação e enfraquecimento do JBN sobre a RMSP, com duração de 15 horas (18:00-09:00 HL). As simulações usando o WRF-MYJ indicam que às 00:00 HL o evento de JBN atingiu uma intensidade máxima de $13,1 \text{ m s}^{-1}$, de direção E, a uma altura de 515 m acima da superfície. Por sua vez, o modelo WRF-LES simulou as 00:00 HL um JBN com intensidade máxima de $12,42 \text{ m s}^{-1}$ na altura de 597 m. Nas simulações numéricas tanto usando WRF-LES quanto WRF-MYJ é também observado um máximo as 18:00 HL associado com a passagem da BM pela RMSP.

Os diagramas de dispersão da intensidade, altura e direção do JBN obtidos através de radiossondagens e estimados numericamente pelo modelo WRF-LES e WRF-MYJ no ACM, são apresentados na Figura. 4.10. O modelo WRF-MYJ mostra um comportamento aceitável na simulação da altura e intensidade do JBN (Fig. 4.10b, d), com uma leve tendência a subestimar a altura e superestimar a intensidade. Em relação à direção do JBN, o modelo apresenta um bom desempenho com valores de $d=0,83$ (Fig. 4.10e).

No entanto, ao comparar as simulações de mesoescala do WRF com as simulações usando o LES, destaca-se que o WRF-LES apresenta resultados superiores. Em relação à altura do JBN (Fig. 4.10a), mesmo com uma leve superestimação nos valores, o MBE é apenas de 16 metros, enquanto para o WRF-MYJ o MBE é de 122 m. No caso da intensidade do JBN (Fig.4.10c) o valor de concordância (d) alcançou 0,80 quando comparado com WRF-MYJ, que obteve um valor de 0,63. Finalmente, na análise da direção, o desempenho do WRF-LES foi excelente, com uma concordância de 0,91.

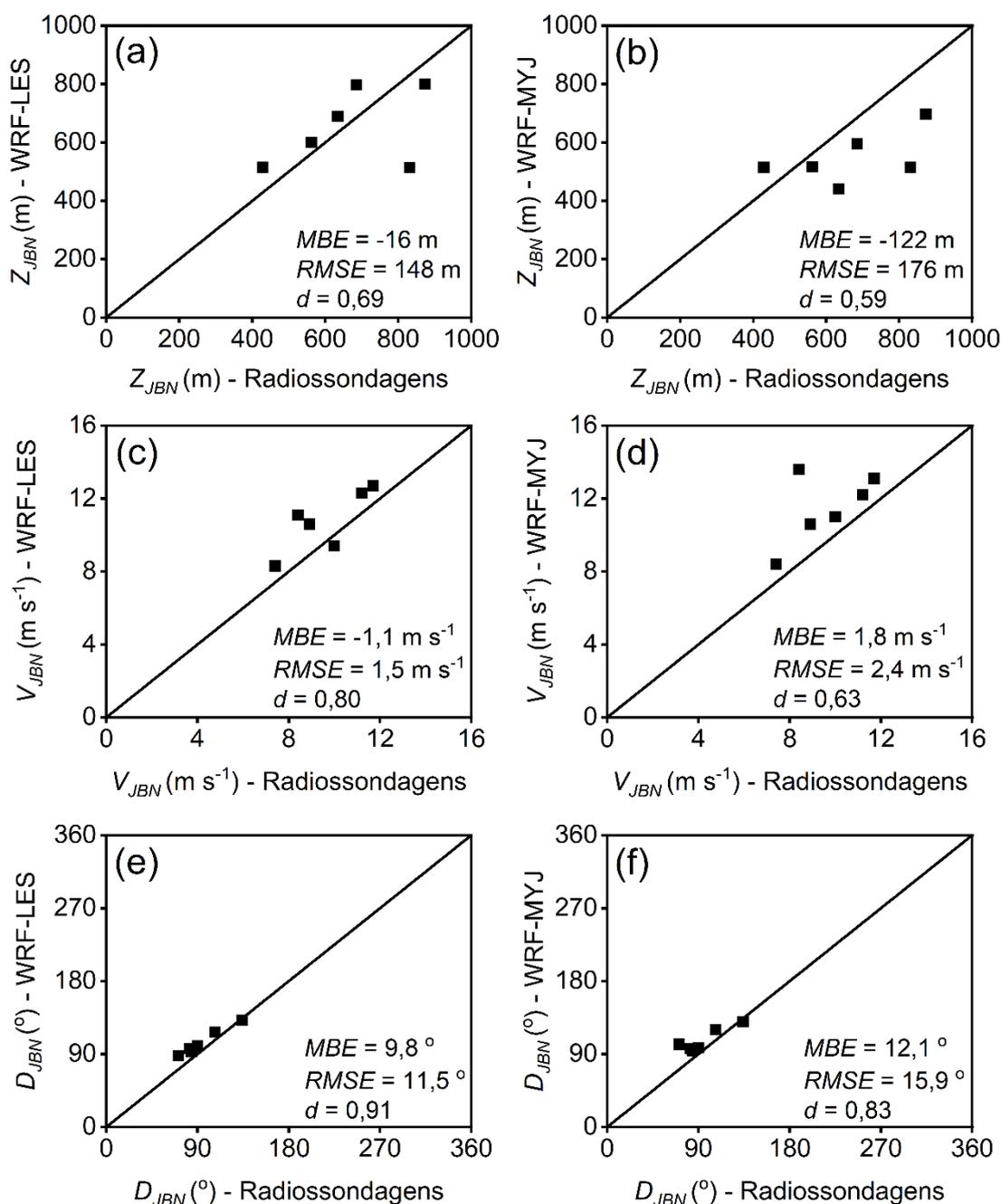


Figura 4.10. Diagrama de dispersão de (a)-(b) altura, (c)-(d) intensidade e (e)-(f) direção do JBN entre as simulações numéricas usando o modelo WRF-LES e WRF-MYJ e os radiosondagens realizadas no ACM durante as 18:00 HL do dia 28 de fevereiro e as 09:00 do dia 1 de março de 2013.

A Figura 4.11 mostra a evolução temporal da VV e DV simulado pelo modelo WRF no modo mesoescala e no modo LES, assim como as radiosondagens nos primeiros 2000 m entre as 09:00 HL do dia 28 de fevereiro e as 09:00 HL do dia 1 de março de 2013. De maneira geral, as simulações tanto no modo mesoescala quanto no modo LES representa

bem a evolução temporal da VV e a estrutura vertical do JBN observado nessa noite na RMSP, destacando-se a precisão do modo LES.

No entanto, nas simulações observa-se dois núcleos de máxima VV nos primeiros 1000 m de altura. O primeiro núcleo às 18:00 HL está associado à passagem da BM pela RMSP. Nesse sentido, observa-se o aumento da VV de SE nos primeiros 800 m, indicando a presença da BM. Sánchez et al. (2022) explicaram que a passagem da BM contribui tanto ao resfriamento e a umidificação da atmosfera, quanto ao estabelecimento de uma CITS que reduz a turbulência e desacopla o escoamento acima, dando lugar à formação de um JBN.

Por outro lado, coincidindo com as observações, o segundo núcleo de velocidade, representado nas simulações de mesoescala do WRF e nas simulações usando o LES às 00:00 HL, está associado ao máximo da intensidade do JBN. Além disso, na Figura 4.12, observa-se a mudança na DV indo do SE para E e NE em sentido anti-horário, tanto nas observações quanto nas simulações usando o WRF-LES e WRF-MYJ. Esse padrão é indicativo da presença de uma oscilação inercial, que é o principal mecanismo de formação do JBN na RMSP, conforme destacado por Sánchez et al. (2022).

As simulações utilizando o WRF-LES diferem das simulações de mesoescala do WRF na representação do momento de intensidade máxima. Nas simulações de mesoescala do WRF, embora haja um máximo de intensidade registrado às 00:00 HL, a maior intensidade da VV está associada à passagem da BM às 18:00 HL. Por outro lado, as simulações utilizando o modelo WRF-LES mostram que o máximo de intensidade da VV ocorreu às 00:00 HL, coincidindo com as observações.

Essa diferença sugere que o modelo LES está capturando melhor a evolução temporal da VV na RMSP no dia analisado. Apesar de superestimar a VV na entrada da BM, os resultados do LES conseguem reproduzir de forma mais precisa o momento de máxima intensidade do JBN, mostrando a capacidade do modelo LES em simular fenômenos atmosféricos específicos, como a formação e intensificação de jatos de baixos níveis.

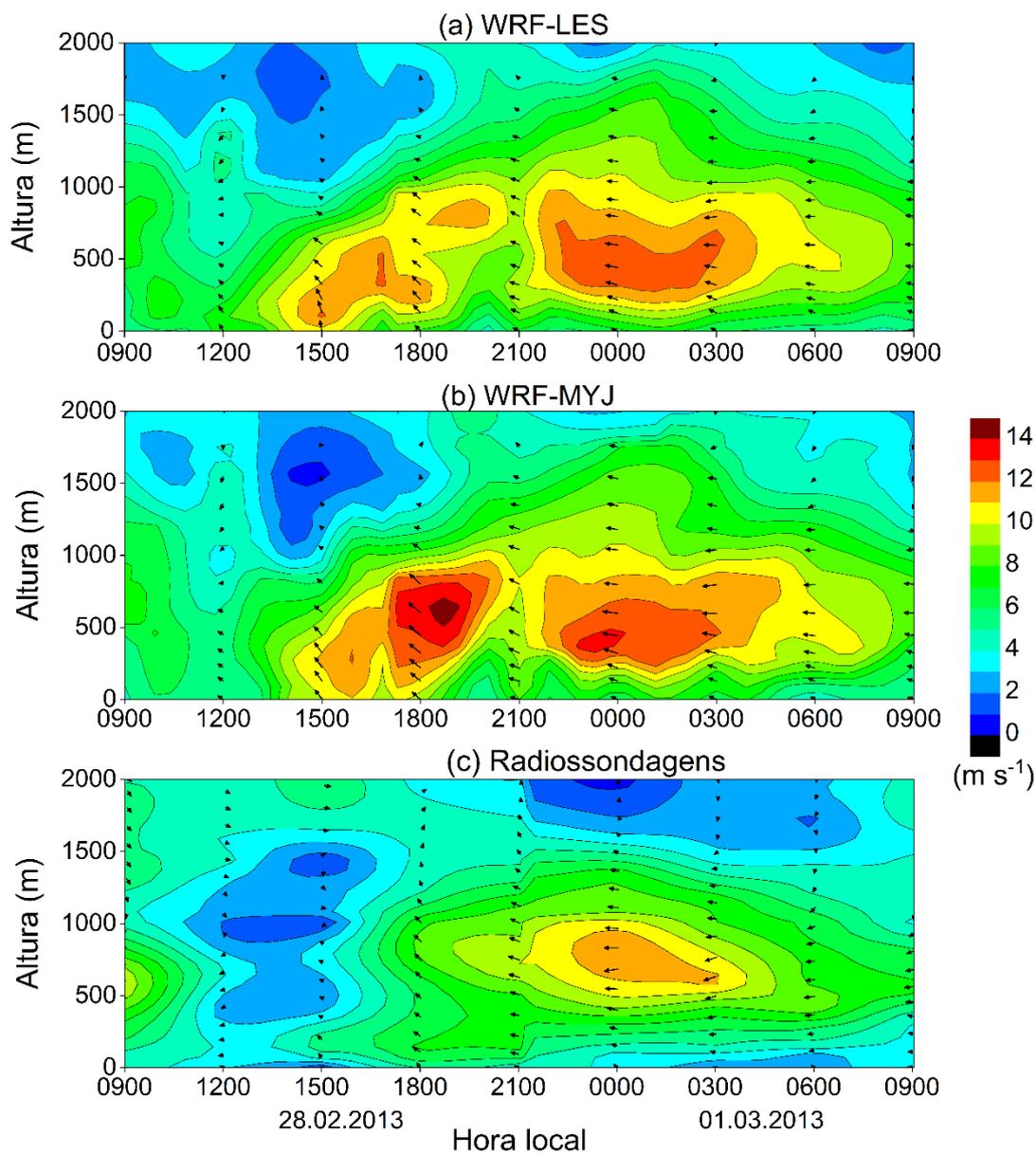


Figura 4.11. Evolução temporal da VV (mapa de cores) e DV (vetores de vento) simulados numericamente pelo (a) modelo WRF-LES, (b) modelo WRF-MYJ, e (c) a partir de medições de radiossondas no ACM entre as 09:00 do dia 28 de fevereiro e as 09:00 do dia 1º de março de 2013.

A Figura. 4.12 mostra as hodógrafas do vento com base nas simulações realizadas do modelo WRF usando o modo LES (Fig. 4.12a), no modo mesoescala (Fig. 4.12b), e a partir dos dados de radiossondagens (Fig. 12c) durante o evento de JBN observado entre o dia 28 de fevereiro e o 1 de março de 2013 na RMSP. Observa-se uma rotação no sentido anti-horário nos 200 e 600 m de altura, indicando que esse evento de JBN resultou do mecanismo de oscilação inercial.

Verifica-se que o modelo (tanto no modo mesoescala quanto no modo LES) é capaz de representar a rotação no sentido anti-horário em ambos os níveis, indicando a presença da oscilação inercial. Isso é um aspecto importante porque a identificação correta do mecanismo por trás do JBN é fundamental para entender e prever adequadamente esses eventos meteorológicos e suas implicações. A representação bem-sucedida desse comportamento pelo modelo WRF é um indicativo de sua capacidade de simular com precisão as condições meteorológicas associadas a eventos de JBN na RMSP.

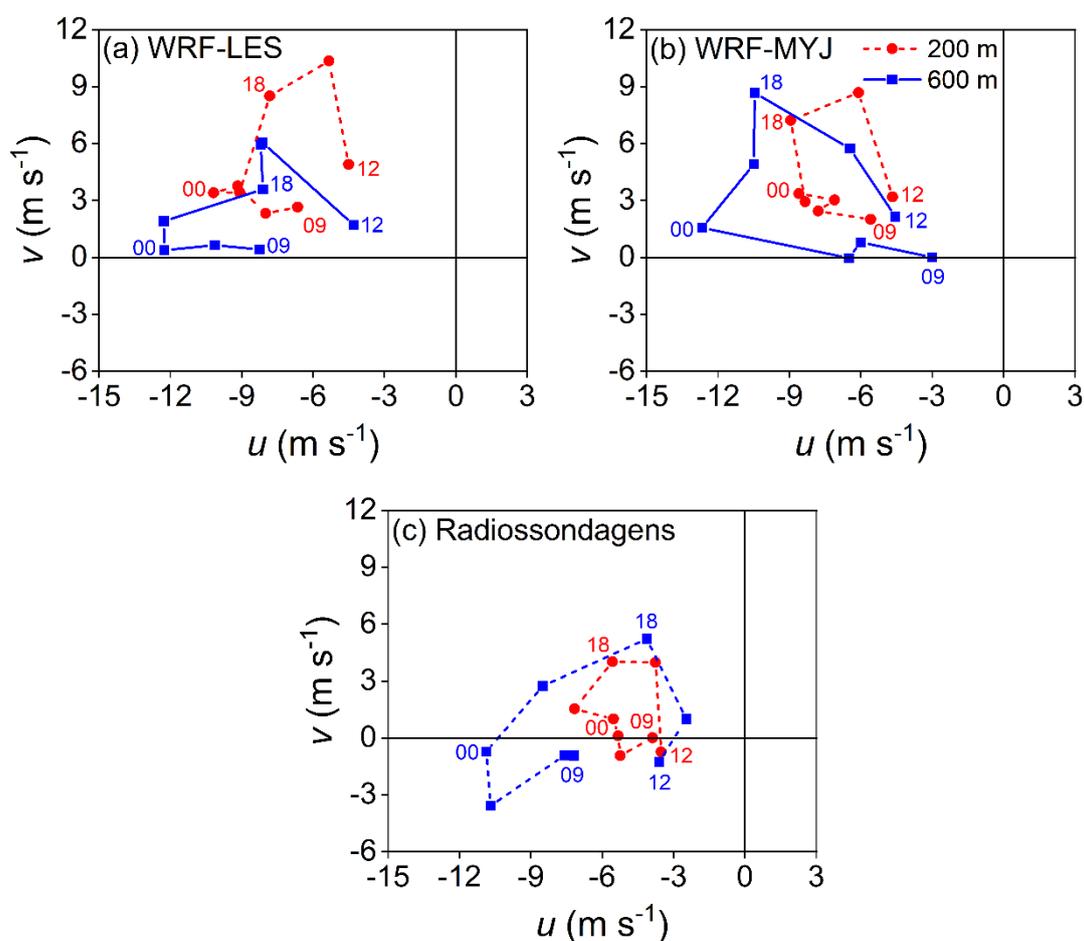


Figura 4.12. Hodógrafas de vento baseadas em simulações numéricas realizadas com o modelo WRF usando (a) esquema MYJ, (b) LES, e (c) dados de radiossondas em 200 m (vermelho) e 600 m (azul) durante os dias 28 de fevereiro e 1 de março de 2013, no ACM. Os números indicam 12:00, 18:00, 00:00 e 09:00 HL.

Na Figura. 4.13 é representada a evolução temporal do perfil de temperatura potencial durante o evento de JBN observado entre 28 de fevereiro e 1 de março de 2013 na RMSP simulados pelo modelo WRF no modo LES (Fig. 4.13a) e no modo mesoescala usando esquema de CLP MYJ (Fig. 4.13b). Observa-se como a partir das 10:00 HL a temperatura

potencial está bem misturada até os 2000 m indicando a presença de uma CLC. O modelo também consegue representar bem o esfriamento radiativo durante a noite dando lugar a formação de uma camada de inversão térmica. Na Figura 4.13 igualmente se observa a presença da CR acima da inversão térmica.

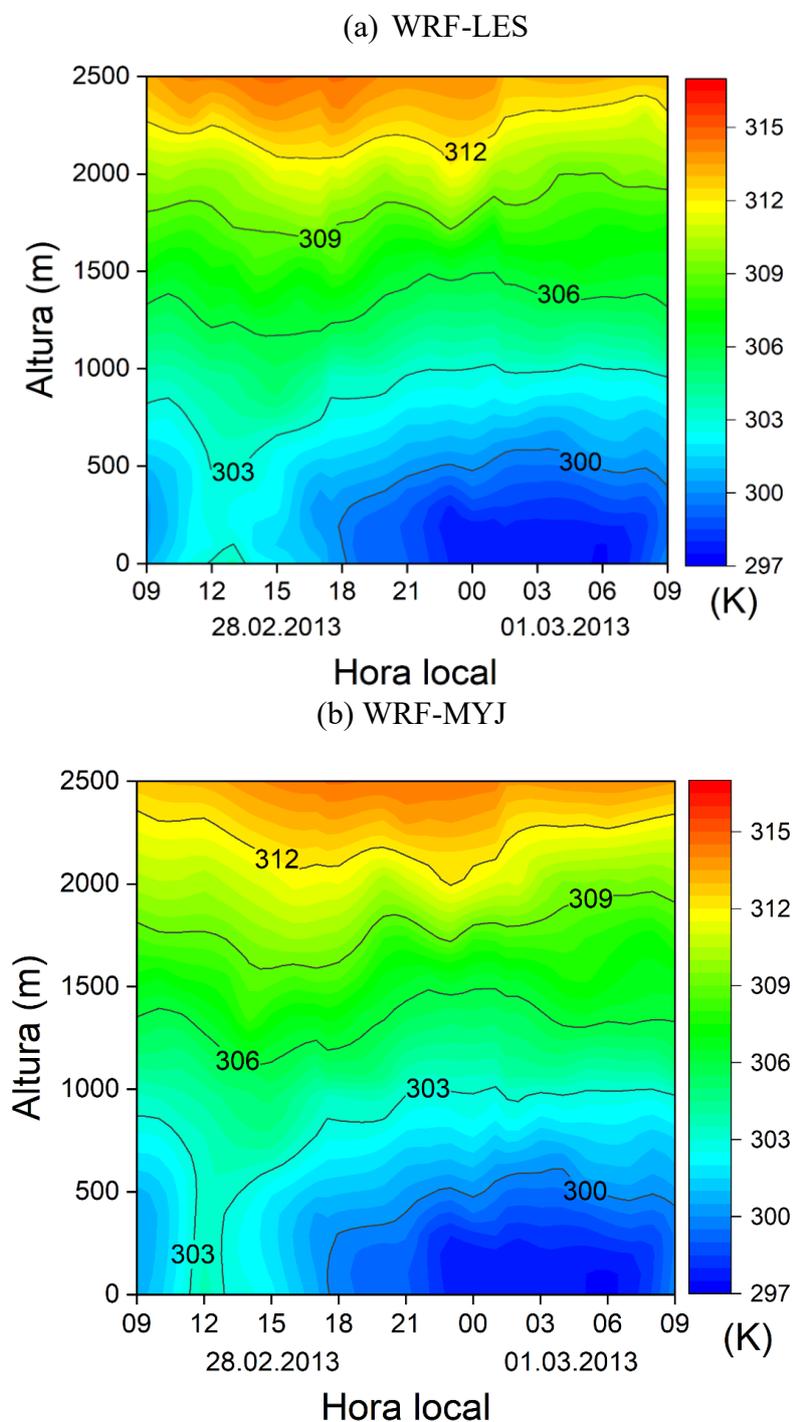


Figura 4.13. Evolução temporal da temperatura potencial durante 28 de fevereiro a 1º de março de 2013, em ACM, simulada pelo (a) WRF-LES e (b) WRF-MYJ.

A Figura 4.13 mostra que tanto as simulações usando o WRF-LES quanto as simulações utilizando o WRF-MYJ conseguem representar a evolução diurna da temperatura potencial. Neste sentido, vários aspectos podem ser considerados: Ambas simulações conseguem representar a CLC durante o dia, assim como o processo do esfriamento radiativo durante a noite, essencial para a formação de uma camada de inversão térmica. Igualmente foi representada a presença da CR acima da inversão térmica. O que indica que tanto as simulações de mesoescala quanto o LES conseguiram capturar bem a transição entre o dia e a noite. Esses resultados indicam que ambas as simulações são capazes de representar aspectos-chave da estrutura vertical da atmosfera durante o evento de JBN na RMSP.

A evolução diurna das componentes do balanço de energia, incluindo o H , LE e R_N , observada e simulada usando o WRF-LES e WRF-MYJ, durante o evento de JBN observado entre 28 de fevereiro e 1 de março de 2013 na RMSP, são apresentados na Figura. 4.14. Observa-se que tanto as simulações de mesoescala quanto as simulações com o LES conseguem representar bem o ciclo diurno do H , LE e R_N , com os valores máximos e mínimos no mesmo horário, indicando uma boa concordância na evolução temporal dessas variáveis.

No entanto, as simulações apresentaram uma tendência de superestimar os valores observados, especialmente as simulações do H usando o modelo de mesoescala. Em geral, ambas simulações conseguem capturar melhor a evolução diurna de R_N , principalmente usando o LES. No caso do LE , nas primeiras horas do dia as simulações tanto de mesoescala quanto do LES não conseguem representar os valores observados. Já durante o dia a evolução diurna é bem representado. No entanto, o máximo diurno de LE observado as 15:00 HL não foi bem simulado.

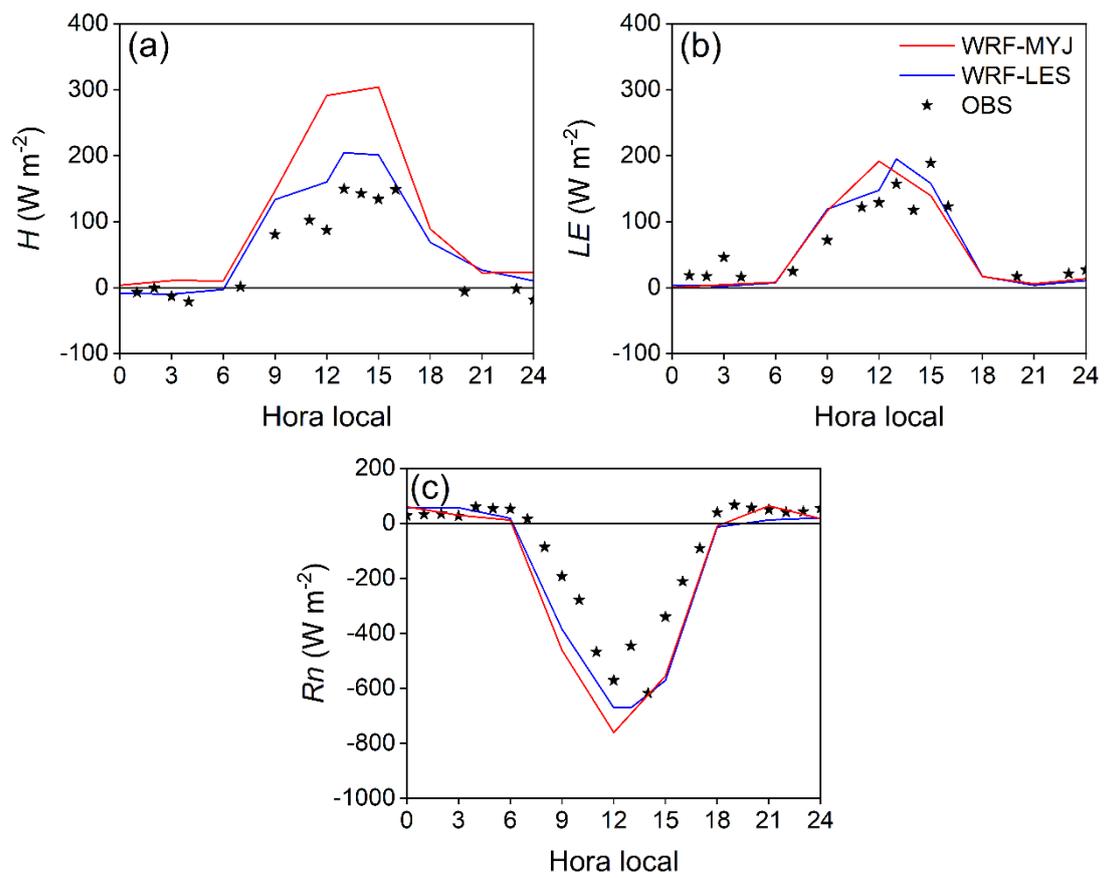


Figura 4.14. Evolução temporal do (a) H , (b) LE , e (c) R_n , no dia 28 de fevereiro de 2013, na PM IAG, observada e simulada pelo modelo WRF-MYJ e WRF-LES.

5. CONCLUSÕES

O objetivo do trabalho foi investigar a evolução temporal e espacial da CLP na RMSP usando modelo WRF-LES. Para isso, o trabalho foi dividido em duas etapas. Na primeira, foram simulados os domínios de mesoescala, onde os efeitos da turbulência foram calculados por meio do emprego de esquemas de parametrização da CLP. Nessa etapa, foi determinado entre 9 esquemas de CLP disponíveis no modelo WRF qual é o mais adequado para simular numericamente a evolução temporal e espacial da CLP na RMSP observada durante os experimentos de campo do projeto MCITY BRAZIL no verão (19-28 de fevereiro) e inverno (6-15 de agosto) de 2013.

Para tanto, foram comparados:

- (a) valores horários observados e simulados das variáveis meteorológicas convencionais (temperatura, velocidade e direção do vento, umidade relativa e umidade específica) e não convencionais (componentes do balanço de energia e radiação na superfície) observadas nas três plataformas micrometeorológicas (PM IAG, PM ITU, PM SFZ)]
- (b) perfis verticais observados e simulados a cada 3 horas de temperatura, umidade, e velocidade do vento no ACM.
- (c) valores simulados e observados da altura da CLP a cada 3 horas.

Durante o período diurno, a altura da CLP observada foi estimada usando o método subjetivo proposto por Sánchez et al. (2020). Entretanto durante a noite, a da altura da CLP foi calculada usando uma formulação empírica, a partir de uma expressão de equilíbrio derivada por Zilitinkevich (1972) e validada com dados de alta resolução de sondagens de balão cativo realizadas na área rural localizada aproximadamente a 80 km do oeste da RMSP (Oliveira et al., 1998)

Uma vez determinado o esquema de CLP, na segunda etapa, foram simulados mais dois domínios aninhados usando o modo LES. Nestas simulações, foram usadas como condições iniciais e de contorno, as saídas do domínio 3 simulado usando a parametrização de CLP previamente escolhido.

Os resultados obtidos usando o modo LES foram comparados com os obtidos a partir do esquema de CLP que melhor representou as condições termodinâmicas e dinâmicas na RMSP. Com ênfase foi analisado o evento de JBN do 28 de fevereiro – 1 março de 2013.

Considerando as variáveis meteorológicas de superfícies analisadas para o verão de 2013, o esquema MJY teve as melhores concordâncias e correlações, por sua vez o esquema TEMF representou concordâncias e correlações bem baixas inferiores a 0.62 e 0.56, respectivamente.

A simulações de T , UR e q , mostram um viés frio e seco, quando comparado com as observações na área suburbana do IAG. No entanto, o valor de erro foi baixo quando comparado com o valor médio observado, principalmente na representação da T .

O valor da VV é superestimada por todas as parametrizações de CLP, como valores de $0.85 \text{ m s}^{-1} \leq MBE \leq 1.82 \text{ m s}^{-1}$ e $1.52 \text{ m s}^{-1} \leq RMSE \leq 2.70 \text{ m s}^{-1}$, bem altos considerando o valor médio observado no experimento de $2.30 \pm 0.01 \text{ m s}^{-1}$. O melhor desempenho é obtido como usado nas simulações o esquema local MYJ.

Considerando as variáveis do balanço de energia, no verão de 2013, os esquemas apresentaram uma superestimação do H , no entanto observou-se concordância e correlações superiores a 0.84 e 0.83, respectivamente. Para o LE os valores de erro são bem baixos e o índice d teve valores superiores a 0.89 chegando até 0.93 com o esquema BouLac (com exceção do esquema TEMF).

No caso das variáveis do balanço de radiação foi observada uma ligeira superestimação da OC , e R_N , mas com altos valores de concordância e correlação ($0.75 \leq d \leq 0.94$, $0.59 \leq r \leq 0.89$, para R_N , e $0.74 \leq d \leq 0.94$, $0.57 \leq r \leq 0.91$, para OC).

Para o período de inverno, em função da região ou variável meteorológica analisada são observados comportamentos bem diferentes. Nas simulações da T , observa-se boas concordâncias e correlações, principalmente nas áreas suburbana e rural ($d > 0.89$, $r > 0.88$, chegando inclusive até valores de $d = 0.97$ e $r = 0.95$). As melhores performas são observadas no esquema local MYNN ($d = 0.97$, 0.96 e 0.90 , nas PM IAG, PM SFZ e PM ITU, respectivamente), com o erro mais baixo para a região urbana ($MBE = 0.06^\circ\text{C}$).

No caso da UR e q os esquemas MYJ, BouLac e MYNN mostraram as melhores correspondência principalmente para a região urbana. Igualmente, é observado viés secos nas três plataformas, como observado no verão.

A VV , é novamente superestimada com um erro bem alto quanto comparados com o valor médio observado para cada PM analisada. Entretanto, a DV foi melhor representada,

principalmente na área suburbana. No entanto, na área rural não há um bom desempenho na simulação de ambas as variáveis, com valores de correlação e concordância muito baixos.

Ao comparar o período de inverno e verão na PM IAG, observou-se uma representação ligeiramente melhor das condições inverniais. Isso é evidenciado pelos valores mais altos de concordância e correlação, que alcançaram até 0,97 e 0,95 para a T , respectivamente. Na simulação da UR , também foram observados valores elevados de concordância, chegando a 0,91 usando os esquemas MYJ e BouLac.

Ao analisar o desempenho de cada esquema, se observa que os esquemas locais, como MYNN, QNSE e MYJ, apresentaram melhor desempenho. Esses resultados mostraram, que para o período em questão, esses esquemas locais são capazes de capturar com melhor precisão as condições meteorológicas observadas.

Analisando as variáveis do balanço de energia para o período de inverno, observa-se que em geral os dados dos fluxos são superestimados por todos os esquemas, com exceção das simulações do LE na região rural, onde todos os esquemas subestimam consistentemente o fluxo, no entanto em esta região foram observadas as melhores concordância e correlações ($0,87 \leq d \leq 0,91$, $0,88 \leq r \leq 0,92$).

Em média, observou-se melhores correlações e concordâncias do H entre as parametrizações e valores observados para a região rural, quando comparados com a região urbana. Por sua vez, na análise do fluxo de LE observou-se como em média todos os esquemas superestimam os valores do fluxo nas PM IAG e PM SFZ principalmente no período diurno (9-18h).

As simulações de OC , e R_N foram superestimadas por todas as parametrizações (com exceção das simulações de R_N na PM ITU). No entanto, foram obtidos altos valores de concordância e correlação principalmente na área suburbana.

Comparando os perfis verticais de T , UR , q e VV observou-se o melhor desempenho das parametrizações de CLP analisadas no período de verão. Em geral, todos os esquemas apresentaram melhores performance na representação da T . Com exceção do esquema TEMF, a VV apresentou o erro baixo, no entanto os valores de concordância e correlação alcançaram apenas valores de $d = 0,72$ e $r = 0,63$, usando o esquema MYNN para o período de verão. Em relação com a umidade, é melhor representada a q com valores de

concordância e correlação que alcançam até 0,91 e 0,90, usando o esquema SH, também no período de verão.

Na análise da altura da CLP observou-se melhores performance usando os esquemas SH e MYJ. Com exceção de QNSE, os valores de d são superiores aos 0,74 para o mês de agosto, e 0,62 para o mês de fevereiro, chegando alcançar valores de 0,83 e 0,84 respectivamente.

Considerando todas as variáveis de superfície, variáveis do balanço de energia, perfis verticais e altura da CLP, o esquema que melhor representou as condições meteorológicas e de topografia de RMSF é o esquema MYJ.

Nas simulações usando o modelo WRF-LES observou-se que o modelo conseguiu reproduzir as variáveis de superfície e balanço de energia e radiação durante os experimentos de verão e inverno de 2013.

Comparando os resultados obtidos nas simulações de mesoescala usando os 9 esquemas de CLP no modelo WRF com as simulações usando o LES, observou-se um menor erro e maior concordância e correlação usando o LES.

Na análise das variáveis do balanço de energia e radiação, o modelo WRF-LES mostrou uma maior robustez em reproduzir a variação sazonal e evolução diurna de H , LE , OC e R_N , quando comparado as simulações de mesoescala.

Os resultados das simulações do evento JBN observado entre os dias 28 de fevereiro e 1 de março de 2013, usando o modelo WRF-LES e WRF-MYJ, mostraram a capacidade dos modelos em representar as propriedades do JBN na região como sua intensidade, altura e direção. Contudo, o WRF-LES mostrou um menor erro e melhor concordância quando comparado com o modelo de mesoescala, principalmente da direção do JBN ($d=0,91$ usando o WRF-LES e $d=0,83$ usando o WRF-MYJ).

Apesar de superestimar a VV na entrada da BM durante o 28 de fevereiro de 2013, os resultados das simulações usando o modelo WRF-LES conseguiram reproduzir de forma mais precisa o momento de máxima intensidade do JBN, quando comparado com as simulações de mesoescala usando o esquema de CLP MYJ.

As simulações usando o WRF-LES e WRF-MYJ foram capazes de representar a rotação do vento no sentido anti-horário nos níveis 200 m e 600 m, indicando a presença da

oscilação inercial. Além disso, as simulações conseguiram representar a homogeneização da CLU, que é associada a uma intensa mistura turbulenta.

Durante o evento do JBN, as simulações usando o WRF-LES e o WRF-MYJ conseguiram reproduzir a CLC durante o dia, o processo do esfriamento radiativo durante a noite, essencial para a formação de uma camada de inversão térmica, assim como a CR acima da inversão térmica. Indicando que tanto as simulações de mesoescala quanto o LES conseguiram capturar bem a transição entre o dia e a noite. Esses resultados indicam que ambas as simulações são capazes de representar aspectos-chave da estrutura vertical da atmosfera durante o evento de JBN na RMSP.

A ciclo diurno das variáveis do balanço de energia (H , LE e R_N) durante o evento do JBN analisado, foram bem representadas nas simulações de mesoescala usando o esquema de CLP MYJ. No entanto, o modelo WRF-LES teve um melhor desempenho, com os valores máximos e mínimos no mesmo horário, indicando uma boa concordância na evolução temporal dessas variáveis.

Em resumo, o estudo demonstrou que o modelo WRF-LES foi eficaz nas simulações das condições dinâmicas e termodinâmicas da CLP na RMSP. Neste sentido, foi capaz de capturar bem a dinâmica da CLU durante a presença de eventos de JBN.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507>
- ANGEVINE, W. M.; JIANG, H; MAURITSEN, T. Performance of an eddy diffusivity–mass flux scheme for shallow cumulus boundary layers. *Monthly Weather Review*, v. 138, n. 7, p. 2895–2912, 2010. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2010MWR3142.1>.
- ARAKAWA, A. The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. *Journal of Climate*, v. 17, n. 13, p. 2493–2525, 2004.
- ARYA, S.P. Introduction to micrometeorology. **Academic Press**, San Diego, p. 415, 2001.
- AVOLIO, E.; FEDERICO, S.; MIGLIETTAC, M.; LO FEUDO, T.; CALIDONNA, C. R.; SEMPREVIVAD, A. M. Sensitivity analysis of WRF model PBL schemes in simulating boundary layer variables in southern Italy: An experimental campaign. *Atmospheric Research*, v. 192, p. 58–71, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.04.003>
- BANKS, R. F.; TIANA-ALSINA, J.; ROCADENBOSCH, F.; BALDASANO, J. M. Performance evaluation of the boundary-layer height from lidar and the Weather Research and Forecasting model at an Urban Coastal Site in the North-East Iberian Peninsula. *Boundary-layer meteorology*, v. 157, n. 2, p. 265–292, 2015. DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-015-0056-2>
- BANKS, R. F.; TIANA-ALSINA, J.; BALDASANO, J. M.; ROCADENBOSCH, F.; PAPAYANNIS, A.; SOLOMOS, S.; TZANIS, C. G. Sensitivity of boundary-layer variables to PBL schemes in the WRF model based on surface meteorological observations, lidar, and radiosondes during the HygrA-CD campaign. *Atmospheric Research*, v. 176–177, p. 185–201. 2016. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.02.024>
- BÁRBARO, W. E.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J.; CODATO, G.; FERREIRA, M. J.; MLAKAR, P.; BOZNAR, M. Z.; ESCOBEDO, F. J. Observational characterization of the downward atmospheric longwave radiation at the surface in the city of São

- Paulo. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**. v. 49, n. 12, p. 2574–2590. 2010. DOI: <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2304.1>
- BARLOW, J. F. Progress in observing and modeling the urban boundary layer. **Urban Climate**, v. 10, p. 216–240, 2014, DOI: <https://doi:10.1016/j.uclim.2014.03.011>
- BAUER, H. S.; SPÄTH, F.; LANGE, D.; THUNDATHIL, R.; INGWERSEN, J.; BEHRENDT, A.; WULFMEYER, V. Evolution of the Convective Boundary Layer in a WRF Simulation Nested Down to 100 m Resolution During a Cloud-Free Case of LAFE, 2017 and Comparison to Observations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 128, n. 8, p. e2022JD037212, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1029/2022JD037212>
- BLACKADAR, A. K. The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 67, n. 8, p. 3095-3102, 1962. DOI: <https://doi.org/10.1029/JZ067i008p03095>
- BLACKADAR, A. K. Modeling pollutant transfer during daytime convection. Preprints Fourth Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion, and Air Quality. **American Meteorological Society**, Reno, p. 443–447, 1978.
- BOADH R.; SATYANARAYANA, A.N.V.; RAMA KRISHNA, T.V.B.P.S.; MADALA, S. Sensitivity of PBL schemes of the WRF-ARW model in simulating the boundary layer flow parameters for its application to air pollution dispersion modeling over a tropical station. **Atmosfera**, v. 29, n 1, p. 61-81, 2016. DOI: <https://doi.org/10.20937/ATM.2016.29.01.05>
- BODE, M.; GAUDING, M.; LIAN, Z.; DENKER, D.; DAVIDOVIC, M.; KLEINHEINZ, K.; PITSCH, H. Using physics-informed enhanced super-resolution generative adversarial networks for subfilter modeling in turbulent reactive flows. **Proceedings of the Combustion Institute**, v. 38, n. 2, p. 2617–2625, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.proci.2020.06.022>
- BOSSIOLI, E.; TOMBROU, M.; DANDOU, A.; ATHANASOPOULOU, E.; VAROTSOS, K.V. The role of planetary boundary-layer parameterizations in the air quality of an urban area with complex topography. **Boundary-layer meteorology**, v. 131, p. 53–72, 2009. DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-009-9349-7>.

- BOUGEAULT, P.; LACARRERE, P. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. **Monthly weather review**, v. 117, n.8, p. 1872–1890, 1989. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0493>.
- BRAUN, S. A., TAO W. K. Sensitivity of high-resolution simulations of hurricane Bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations. **Monthly weather review**, v. 128, n. 12, p. 3941–3961, 2000. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0493>
- BRETHERTON, C.S.; PARK, S. A newmoist turbulence parameterization in the community atmosphere model. **Journal of Climate**, v. 22, n. 12 p. 3422–3448, 2009. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JCLI2556.1>.
- BROUSSE, O.; MARTILLI, A.; FOLEY, M.; MILLS, G.; BECHTEL, B. WUDAPT, an efficient land use producing data tool for mesoscale models? Integration of urban LCZ in WRF over Madrid. **Urban Climate**, v. 17, p. 116–134, 2016. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.uclim.2016.04.001>.
- BRUNE, S.; KAPP, F.; FRIEDERICHS, P. A wavelet-based analysis of convective organization in ICON large-eddy simulations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 144, n. 717, p. 2812–2829, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.3409>.
- CACCAMO, M.; CASTORINA, G.; COLOMBO, F.; INSINGA, V.; MAIORANA, E.; MAGAZÙ, S. Weather forecast performances for complex orographic areas: Impact of different grid resolutions and of geographic data on heavy rainfall event simulations in Sicily. **Atmospheric Research**, v. 198, p. 22–33, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.07.028>.
- CASTORINA, G.; CACCAMO, M.T.; MAGAZÙ, S. Study of convective motions and analysis of the impact of physical parametrization on the WRF-ARW forecast model. **Atti Della Accad. Peloritana Pericolanti Cl. Sci. Fis. Mat. E Nat.** v. 97, n. 2, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1478/AAPP.97S2A19>.
- CATALANO, F.; MOENG, C. H. Large-eddy simulation of the daytime boundary layer in an idealized valley using the Weather Research and Forecasting numerical model. **Boundary-layer meteorology**, v. 137, p. 49–75, 2010.
- CHATZIMICHAILIDIS, A. E.; ARGYROPOULOS, C. D.; ASSAEL, M. J.; KAKOSIMOS, K. E. Qualitative and quantitative investigation of multiple large

- eddy simulation aspects for pollutant dispersion in street canyons using OpenFOAM. **Atmosphere**, v. 10, n. 1, p. 17, 2019. DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos10010017>.
- CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. **Monthly weather review**, v. 129, n. 4, p. 569–585, 2001. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0493>.
- CHEN, F.; KUSAKA, H.; TEWARI, J.; BAO, W.; HIRAKUCHI, H. Utilizing the coupled WRF/LSM/Urban modeling system with detailed urban classification to simulate the urban heat island phenomena over the Greater Houston area. In: **Fifth Symposium on the Urban Environment**. American Meteorological Society Vancouver, BC, Canada, 2004. p. 9-11.
- CHENG, F.; CHIN, S. C.; LIU, T. H. The role of boundary layer schemes in meteorological and air quality simulations of the Taiwan area. **Atmospheric environment**, v. 54, p. 714–727, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2012.01.029>.
- CHING, J.; MILLS, G.; SEE, L.; ALEXANDER, P.; BECHTEL, B.; FEDDEMA, J.; HANNA, A. WUDAPT: Facilitating Advanced Urban Canopy Modeling for Weather, Climate and Air Quality Applications (J1. 3). 2014.
- CHING, J.; MILLS, G.; SEE, L.; BECHTEL, B.; FEDDEMA, J.; HANNA, A.; GAL, T. The portal component, strategic perspectives and review of tactical plans for full implementation of WUDAPT. In: **9th International Conference on Urban Climate (ICUC9)**. 2015.
- CHRISTEN, A.; VOGT, R. Energy and radiation balance of a central European city. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 24, n. 11, p. 1395–1421, 2004. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.1074>.
- CODATO, G. Simulação numérica da evolução diurna do monóxido de carbono na Camada Limite Planetária sobre a RMSP com modelo LES. Dissertação de Mestrado. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP, SP, Brasil, 2008, 94 pp.

- COHEN, A. E.; CAVALLO, S. M.; CONIGLIO, M. C., BROOKS, H. E. A review of planetary boundary layer parameterization schemes and their sensitivity in simulating southeastern U.S. cold season severe weather environments. **Weather and forecasting**, v. 30, n. 3, p. 591–612, 2015. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-14-00105.1>
- CONIGLIO, J.; CORREIA, P. T.; MARSH; KONG, F. Verification of convection-allowing WRF Model forecasts of the planetary boundary layer using sounding observations. **Weather and forecasting**, v. 28, n. 3 p. 842–862, 2013. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-12-00103.1>.
- CUXART, J. When can a high-resolution simulation over complex terrain be called LES? **Frontiers in Earth Science**, v. 3, p. 87, 2015. DOI: <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00087>.
- Deardorff, J. W. Numerical Investigation of Neutral and Unstable Planetary Boundary Layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 29, n. 1, p. 91-115, 1972. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0469>
- DEARDORFF, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. **Boundary-layer meteorology**, v. 18, p. 495-527, 1980.
- DYER, A. J.; HICKS, B. B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 410, p. 715-721, 1970. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.49709641012>.
- DYER, A. J. A review of flux-profile relationships. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 7, p. 363-372, 1974.
- DRAXL, C.; HAHMANN, A. N.; PEÑA, A.; GIEBEL, G. Evaluating winds and vertical wind shear from weather research and forecasting model forecasts using seven planetary boundary layer schemes. **Wind Energy**, v. 17, p. 39–55, 2014. <http://dx.doi.org/10.1002/we.1555>.
- DROSTE, A. M.; STEENEVELD, G. J.; HOLTSLAG, A. A. M. Introducing the urban wind island effect. **Environmental Research Letters**, v. 13, n. 9, 094007, 2018, DOI: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aad8ef>.
- DU, J.; WANG, K.; JIANG, S.; CUI, B.; WANG, J.; ZHAO, C.; LI, J. Urban Dry Island Effect Mitigated Urbanization Effect on Observed Warming in China. **Journal of**

- Climate**, v. 32 n. 18, p. 5705-5723, 2018, DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0712.1>.
- DUDHIA, J. A non-hydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. **Monthly weather review**, v. 121, p. 1493–1513, 1993. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0493>.
- DUDHIA, J. Overview of WRF physics. **University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, CO**, http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201401/Physics_full.pdf, 2014.
- EL GUERNAOUI, O.; REUDER, J.; ESAU, I.; WOLF, T.; MARONGA, B. Scaling the decay of turbulence kinetic energy in the free-convective boundary layer. **Boundary-layer meteorology**, v. 173, p. 79–97, 2019.
- EK, M. B.; MITCHELL, K. E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUNMANN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLEY, J. D. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D22, p. 8851, 2003. DOI: <https://doi.org/10.1029/2002JD003296>
- FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; ... & ALSDORF, D. The shuttle radar topography mission. **Reviews of geophysics**, v. 45, n. 2, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>.
- FENG, X.; WU, B.; YAN, N. A method for deriving the boundary layer mixing height from MODIS atmospheric profile data. **Atmosphere**, v. 6, n. 9, p. 1346–1361, 2015. DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos6091346>.
- FERREIRA, M. J. Estudo do balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo. Tese de doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 183 pp, 2010. Disponível em: https://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_mauricio_j_ferreira.pdf.
- FERREIRA, L. S. Vegetação, temperatura de superfície e morfologia urbana: um retrato da região metropolitana de São Paulo. Tese de Doutorado, Faculdade

de Arquitetura e Urbanismo da Universidade de São Paulo, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2019.

FIORI, E.; PARODI, A.; SICCARDI, F. Turbulence closure parameterization and grid spacing effects in simulated supercell storms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 12, p. 3870-3890, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1175/2010JAS3359.1>.

FLOSSMANN, A. I.; WOBROCK, W. Cloud processing of aerosol particles in marine stratocumulus clouds. **Atmosphere**, v. 10, n. 9, p. 520, 2019. DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos10090520>

FOKEN, T. The energy balance closure problem: An overview. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1351-1367, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1890/06-0922.1>.

GALPERIN, B.; KANTHA, L. H.; HASSID, S.; ROSATI, A. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 45, n. 1, 1988.

GARRATT, J. R. Sensitivity of climate simulations to land-surface and atmospheric boundary-layer treatments-a review. **Journal of Climate**, v. 6, n. 3, p. 419-448, 1993. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0442>.

GARRATT, J. R. The atmospheric boundary layer. **Earth-Science Reviews**, v. 37, n. 1-2, p. 89 – 134, 1994. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90026-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90026-4)

GLOWINSKI, R.; PAN, T. W.; HESLA, T. I.; JOSEPH, D. D.; PERIAUX, J. A fictitious domain approach to the direct numerical simulation of incompressible viscous flow past moving rigid bodies: application to particulate flow. **Journal of computational physics**, v. 169, n. 2, p. 363 – 426, 2001. DOI: <https://doi.org/10.1006/jcph.2000.6542>.

GONZALEZ, S.; BECH, J.; UDINA, M.; CODINA, B.; PACI, A.; TRAPERO, L. Decoupling between precipitation processes and mountain wave induced circulations observed with a vertically pointing K-band doppler radar. **Remote Sensing**, v. 11, n. 9, p. 1034, 2019. DOI: <https://doi.org/10.3390/rs11091034>.

HADFIELD, M. G.; COTTON, W. R.; PIELKE, R. A. Large-eddy simulations of thermally forced circulations in the convective boundary layer. Part I: A small-scale circulation with zero wind. **Boundary-layer meteorology**, v. 57, n. 1-2, p. 79 – 114, 1991.

- HARIPRASAD, K. B. R. R.; SRINIVAS, C. V.; SINGH, A. B.; RAO, S. V. B.; BASKARAN, R.; VENKATRAMAN, B. Numerical simulation and intercomparison of boundary layer structure with different PBL schemes in WRF using experimental observations at a tropical site. **Atmospheric Research**, v. 145, p. 27–44, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.03.023>.
- HARMAN, I. N. The energy balance of urban areas. A thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, Department of Meteorology, University of Reading, 167 pp, 2003. Disponível em: <http://www.met.rdg.ac.uk/phdtheses/The%20energy%20balance%20of%20urban%20areas.pdf>.
- HEATH, N. K.; FUELBERG, H. E.; TANELLI, S.; TURK, F. J.; LAWSON, R. P.; WOODS, S.; FREEMAN, S. WRF nested large-eddy simulations of deep convection during SEAC4RS. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 7, p. 3953–3974, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1002/2016JD025465>.
- HENNEMUTH, B.; LAMMERT, A. Determination of the atmospheric boundary layer height from radiosonde and lidar backscatter. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 120, n. 1, p. 181–200, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9035-3>
- HOLTON, J. R. Introduction to Dynamic Meteorology, fourth ed. Elsevier 535 pp, 2004.
- 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. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0442>.
- HONG, S. Y.; DUDHIA, J.; CHEN, S. H. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. **Monthly weather review**, v. 132, n. 1, p. 103–120, 2004. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0493>.
- HONG, S. Y., NOH, Y., DUDHIA, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. **Monthly weather review**, v. 134, p. 2318–2341, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>.
- HONG, S. Y.; PAN, H. L. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. **Monthly weather review**, v. 124, n. 10, p. 2322–2339, 1996. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0493>.

- HU, X. M.; NIELSEN-GAMMON, J.W.; ZHANG, F. Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, n. 9, p. 1831–1844, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2432.1>
- HU, X. M.; MA, Z.; LIN, W.; ZHANG, H.; HU, J.; WANG, Y.; ... & XUE, M. Impact of the Loess Plateau on the atmospheric boundary layer structure and air quality in the North China Plain: A case study. **Science of the Total Environment**, v. 499, p. 228–237, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.08.053>.
- HU, X. M.; XUE, M. Influence of synoptic sea-breeze fronts on the urban heat island intensity in Dallas–Fort Worth, Texas. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 4, p. 1487–1507, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0201.1>.
- HUANG, M.; GAO, Z.; MIAO, S.; CHEN, F. Sensitivity of urban boundary layer simulation to urban canopy models and PBL schemes in Beijing. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 131, p. 1235–1248, 2019.
- IACONO, M. J.; DELAMERE, J. S.; MLAWER, E. J.; SHEPHARD, M. W.; CLOUGH, S. A.; COLLINS, W. D. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D13, 2008. DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2008jd009944>
- IBGE. Demographics Censuses (available at <http://www.ibge.gov.br/english/>, accessed on October 2022).
- JANJIĆ, Z. I. The step-mountain coordinate: Physical package. **Monthly weather review**, v. 118, n. 7, p. 1429–1443, 1990. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0493>.
- JANJIĆ, Z. I. Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model. 2001. NCEP Office Note 437 (61 pp). <http://www.emc.ncep.noaa.gov/officenotes/newernotes/on437.pdf>
- Jia, W.; Jiang, H.; Yuan, W.; Chao, L.; Wang, C. The effect of planetary boundary layer parameterization schemes and surface layer schemes in mesoscale weather research forecasting model on the simulation of surface layer meteorological parameters at dongshan, suzhou in winter. **Sci. Technol. Eng**, v. 17, p. 32–43, 2019.

- JIA, W.; ZHANG, X. The role of the planetary boundary layer parameterization schemes on the meteorological and aerosol pollution simulations: A review. **Atmospheric Research**, v. 239, p. 104890, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104890>.
- JIMÉNEZ, P. A.; DUDHIA, J. Improving the representation of resolved and unresolved topographic effects on surface wind in the WRF model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, n. 2, p. 300–316, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-084.1>.
- JIMÉNEZ, P. A.; DUDHIA, J.; GONZÁLEZ-ROUCO, J. F., NAVARRO, J.; MONTÁVEZ, J. P.; GARCÍA-BUSTAMANTE, E. A revised scheme for the WRF surface layer formulation. **Monthly weather review**, v. 140, n. 3, p. 898–918, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00056.1>.
- KHAIROUTDINOV, M.; KOGAN, Y. A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus. **Monthly weather review**, v. 128, n. 1, p. 229–243, 2000. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0493>.
- KIM, Y.; SARTELET, K.; RAUT, J. C.; CHAZETTE, P. Evaluation of the Weather Research and Forecast/urban model over Greater Paris. **Boundary-layer meteorology**, v. 149, p. 105–132, 2013. DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-013-9838-6>.
- KOLMOGOROV, A. N. A refinement of previous hypotheses concerning the local structure of turbulence in a viscous incompressible fluid at high Reynolds number. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 13, n. 1, p. 82-85, 1962. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0022112062000518>.
- KURPPA, M.; HELLSTEN, A.; AUVINEN, M., RAASCH, S.; VESALA, T.; JÄRVI, L. Ventilation and air Quality in city blocks using large-eddy simulation—urban planning perspective. **Atmosphere**, v. 9, n. 2, p. 65, 2018. DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos9020065>.
- Kusaka, H.; Kondo, H.; Kikegawa, Y.; Kimura, F. A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer and slab models. **Boundary-layer meteorology**, v. 101, p. 329–358, 2001.

- KUSAKA, H.; KIMURA, F. Coupling a single-layer urban canopy model with a simple atmospheric model: Impact on urban heat island simulation for an idealized case. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 82, n. 1, p. 67–80, 2004. DOI: <https://doi.org/10.2151/jmsj.82.67>.
- LEMONE, M.A.; TEWARI, M.; CHEN, F.; DUDHIA, J. Objectively determined fair-weather CBL depths in the ARW-WRF model and their comparison to CASES-97 observations. **Monthly weather review**, v. 141, n. 1, p. 30–54, 2013. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-12-00106.1>.
- LETZEL, M. O.; KRANE, M.; RAASCH, S. High resolution urban large-eddy simulation studies from street canyon to neighbourhood scale. **Atmospheric Environment**, v. 42, n. 38, p. 8770–8784, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2008.08.001>.
- LI, X., PU, Z. Sensitivity of numerical simulation of early rapid intensification of Hurricane Emily (2005) to cloud microphysical and planetary boundary layer parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 12, p. 4819-4838, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1175/2008MWR2366.1>.
- LILLY, D. K. The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments. In: **Proc. IBM Sci. Comput. Symp. on Environmental Science**. 1967. p. 195-210.
- LIU, Y.; WARNER, T.; LIU, Y.; VINCENT, C.; WU, W.; MAHONEY, B.; ... & BOEHNERT, J. Simultaneous nested modeling from the synoptic scale to the LES scale for wind energy applications. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 99, n. 4, p. 308–319, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jweia.2011.01.013>.
- LIU, Y. S.; MIAO, S. G.; ZHANG, C. L.; CUI, G. X.; ZHANG, Z. S. Study on micro-atmospheric environment by coupling large eddy simulation with mesoscale model. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 107, p. 106-117, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jweia.2012.03.033>.
- LIU, S.; SHAO, Y.; HINTZ, M.; LENNARTZ - SASSINEK, S. Multiscale decomposition for heterogeneous land-atmosphere systems. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 3, p. 917-930, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1002/2014JD022258>.

- LIU, Y.; LIU, Y.; MUÑOZ-ESPARZA, D.; HU, F.; YAN, C.; MIAO, S. Simulation of flow fields in complex terrain with WRF-LES: Sensitivity assessment of different PBL treatments. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 59, n. 9, p. 1481–1501, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0304.1>
- LU, H.; RUTLAND, C. J.; SMITH, L. M. A priori tests of one-equation LES modeling of rotating turbulence. **Journal of Turbulence**, n. 8, p. N37, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1080/14685240701493947>.
- LUDWIG, F. L.; CHOW, F. K; STREET, R. L. Effect of turbulence models and spatial resolution on resolved velocity structure and momentum fluxes in large-eddy simulations of neutral boundary layer flow. **Journal of applied meteorology and climatology**, v. 48, n. 6, p. 1161–1180, 2009. DOI: <https://doi.org/10.1175/2008JAMC2021.1>
- MASON, P. J. Large-eddy simulation: A critical review of the technique. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 515, p. 1–26, 1994. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.49712051503>.
- MAHRT, L. Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 96, p. 33–62, 2000.
- MARKOWSKI, P. M.; RICHARDSON, Y. P. Meso-scale Meteorology in Midlatitudes. John Wiley and Sons, 407 pp, 2010.
- MARQUES FILHO, E. P. Investigação da Camada Limite Planetária Convectiva com modelo LES aplicado à dispersão de poluentes. Tese de Doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP, SP, Brasil, 128 pp, 2004.
- MARTILLI, A.; CLAPPIER, A.; ROTACH, M. W. An urban surface exchange parameterisation for mesoscale models. **Boundary-layer meteorology**, v. 104, p. 261-304, 2002. DOI: <http://dx.doi.org/10.1023/A:1016099921195>.
- MAURITSEN, T., SVENSSON, G., ZILITINKEVICH, S. S., ESAU, I., ENGER, L., & GRISOGONO, B. A total turbulent energy closure model for neutrally and stably stratified atmospheric boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 64, n. 11, p. 4113-4126, 2007.

- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851>.
- MILLS, G.; CHING, J.; SEE, L.; BECHTEL, B.; FOLEY, M. An introduction to the WUDAPT project. In: **Proceedings of the 9th International Conference on Urban Climate, Toulouse, France**. 2015. p. 20–24.
- MIROCHA, J. D.; LUNDQUIST, J. K.; KOSOVIĆ, B. Implementation of a nonlinear subfilter turbulence stress model for large-eddy simulation in the Advanced Research WRF model. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 11, p. 4212–4228, 2010.
- MOENG, C. H. A large-eddy-simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 13, p. 2052–2062, 1984. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0469>.
- MOENG, C. H.; SULLIVAN, P.P. Large eddy simulation. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, J. R. Holton, J. A. Curry, and J. A. Pyle, Eds., Academic Press, 1140–1150, 2003.
- MOENG, C. H.; DUDHIA J.; KLEMP J; SULLIVAN P. P. Examining two-way grid nesting for large eddy simulation of the PBL using the WRF model. **American Meteorological Society**, v. 135, n. 6, p. 2295–2311, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR3406.1>
- MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR**, v. 151, n. 163, p. e187, 1954.
- MOISSEVA, N; STULL, R. Capturing plume rise and dispersion with a coupled large-eddy simulation: case study of a prescribed burn. **Atmosphere**, v. 10, n. 10, p. 579, 2019. DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos10100579>
- MUÑOZ-ESPARZA, D.; KOSOVIĆ, B.; GARCÍA-SÁNCHEZ, C.; VAN BEECK, J. Nesting turbulence in an offshore convective boundary layer using large-eddy simulations. **Boundary-layer meteorology**, v. 151, p. 453–478, 2014.
- MUÑOZ-ESPARZA, D.; LUNDQUIST, J.K.; SAUER, J.A.; KOSOVIĆ, B.; LINN, R. R. Coupled mesoscale-LES modeling of a diurnal cycle during the CWEX-13 field

- campaign: From weather to boundary-layer eddies. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 9, n. 3, p. 1572–1594, 2017.
- NAKANISHI, M.; NIINO, H. An improved Mellor–Yamada level-3 model with condensation physics: Its design and verification. **Boundary-layer meteorology**, v. 112, p. 1-31, 2004. DOI: <https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000020164.04146.98>
- NAKANISHI, M.; NIINO, H. An improved Mellor–Yamada level-3 model: its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. **Bound-Layer Meteorology**, v. 119, p. 397–407. <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-005-9030-8>.
- NAKANISHI, M.; NIINO, H. Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 87, n. 5, p. 895–912, 2009. DOI: <https://doi.org/10.2151/jmsj.87.895>
- NEVES, T.; FISCH, G.; RAASCH, S. Local convection and turbulence in the Amazonia using large eddy simulation model. **Atmosphere**, v. 9, n. 10, p. 399, 2018.
- OKE, T. R. Boundary layer climates. **Routledge Press**, London, 435 pp, 1988.
- OKE, T. R.; MILLS, G.; CHRISTEN, A.; VOOGT, J. A., **Urban climates**. Cambridge University Press, 2017.
- OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J.; TIRABASSI, T.; RIZZA, U. A surface energy-budget model coupled with a skewed puff model for investigating the dispersion of radionuclides in a sub-tropical area of Brazil. **Il Nuovo Cimento C**, v. 21, n. 6, p. 631–646, 1998.
- OLIVEIRA, A. P.; MARQUES FILHO, E. P.; FERREIRA, M. J.; CODATO, G.; RIBEIRO, F. N. D.; LANDULFO, E.; ... & TITO, J.V. Assessing urban effects on the climate of metropolitan regions of Brazil - Preliminary results of the MCITY BRAZIL project. **Exploratory Environmental Science Research**, v. 1, n. 1, p 38–77, 2020. DOI: <https://dx.doi.org/10.47204/EESR.1.1.2020.038-077>
- OLIVEIRA, A. P.; BORNSTEIN, R. D.; SOARES, J. Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo. **Water, Air, and Soil Pollution: Focus**, v. 3, p. 3–15. 2003. DOI: <https://doi.org/10.1023/A:1026090103764>
- OOI, M. C. G.; CHAN, A.; KUMARENTHIRAN, S.; MORRIS, K. I.; OOZEER, M. Y.; ISLAM, M. A.; SALLEH, S. A. Comparison of WRF local and nonlocal boundary

- layer Physics in Greater Kuala Lumpur, Malaysia. In: **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**. IOP Publishing, 2018. p. 012015.
- ORELLANO, A.; WENGLER, H. Numerical simulation of forced turbulent flow over a fence. **Advances in Turbulence VIII**, p. 257–260, 2000.
- PATTON, E. G.; SULLIVAN, P. P.; MOENG, C. H. The influence of idealized heterogeneity on wet and dry planetary boundary layers coupled to the land surface. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 7, p. 2078–2097, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1175/JAS3465.1>
- PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 9, n. 6, p. 857–861, 1970. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0450>
- PINTO, J. O.; JENSEN, A. A.; JIMÉNEZ, P. A.; HERTNEKY, T.; MUÑOZ-ESPARZA, D.; DUMONT, A.; STEINER, M. Real-time WRF large-eddy simulations to support uncrewed aircraft system (UAS) flight planning and operations during 2018 LAPSE-RATE. **Earth System Science Data**, v. 13, n. 2, p. 697–711, 2021. DOI: <https://doi.org/10.5194/essd-13-697-2021>
- PLEIM, J. E. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, n. 9, p. 1383–1395, 2007. <http://dx.doi.org/10.1175/JAM2539.1>.
- PLEIM, J. E. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part II: Application and evaluation in a mesoscale meteorological model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, n. 9, p. 1396–1409, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1175/JAM2534.1>
- POWERS, J. G.; KLEMP, J. B.; SKAMAROCK, W. C.; DAVIS, C. A.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; ... & DUDA, M. The weather research and forecasting model: Overview, system efforts, and future directions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 8, p. 1717–1737, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00308.1>.
- RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne

- radar. **ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing**, v. 57, n. 4, p. 241–262, 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(02\)00124-7](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(02)00124-7).
- RAFAILIDIS, S. Influence of building areal density and roof shape on the wind characteristics above a town. **Boundary-layer meteorology**, v. 85, p. 255–271, 1997. DOI: <https://doi.org/10.1023/A:1000426316328>.
- REAMES, L. J.; STENSRUD, D. J. Sensitivity of simulated urban–atmosphere interactions in Oklahoma City to urban parameterization. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 56, n. 5, p. 1405–1430, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-16-0223.1>.
- REZENDE, A. L. T. Análise numérica da bolha de separação do escoamento turbulento sobre placa plana fina inclinada. **PUC, Rio de Janeiro**, 2009.
- RIBEIRO, F. N. D.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J.; MIRANDA, R. M.; BARLAGE, M.; CHEN, F. Effect of sea breeze propagation on the urban boundary layer of the metropolitan region of Sao Paulo, Brazil. **Atmospheric Research**, v. 214, p. 174–188, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.07.015>.
- ROTH, M. Review of atmospheric turbulence over cities. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 564, p. 941–990, 2000. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.49712656409>.
- PIÑERO SÁNCHEZ, M.; DE OLIVEIRA, A. P.; VARONA, R. P.; TITO, J. V.; CODATO, G.; RIBEIRO, F. N. D., ... & SILVEIRA, L. C. D. Radiosonde based analysis of the Urban Boundary Layer in the Metropolitan Region of São Paulo, Brazil. **Earth and Space Science**, v. 7, n. 2, p. e2019EA000781, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019EA000781>.
- SÁNCHEZ, M. P., PEREIRA DE OLIVEIRA, A., VARONA, R. P., TITO, J. V., CODATO, G., YNOUE, R. Y., ... & DA SILVEIRA, L. C. Observational Investigation of the Low-Level Jets in the Metropolitan Region of São Paulo, Brazil. **Earth and Space Science**, v. 9, n. 9, p. e2021EA002190, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1029/2021EA002190>
- SATHYANADH, A.; PRABHAB, T. V.; BALAJIB, B.; RESMIB, E. A.; KARIPOT, A. Evaluation of WRF PBL parameterization schemes against direct observations during

- a dry event over the Ganges valley. **Atmospheric Research**, v. 193, p. 125–141, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.02.016>
- SEAMAN, N. L. Meteorological modeling for air-quality assessments. **Atmospheric environment**, v. 34, n. 12-14, p. 2231–2259, 2000. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00466-5](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00466-5).
- SEIDEL, D. J.; AO, C. O.; LI, K. Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D16, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1029/2009JD013680>
- SHIN, H.H.; HONG, S. Y. Intercomparison of planetary boundary-layer parametrizations in the WRF model for a single day from CASES-99. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 139, p. 261–281, 2011. DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-010-9583-z>.
- SHIN, H. H., HONG, S. Y. Analysis of resolved and parameterized vertical transports in convective boundary layers at gray-zone resolutions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, n. 10, p. 3248–3261, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0290.1>
- SHIN, H. H.; HONG, S. Y. Representation of the subgrid-scale turbulent transport in convective boundary layers at gray-zone resolutions. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 1, p. 250-271, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00116.1>
- SILVEIRA, L. C.; OLIVEIRA, A. P.; SÁNCHEZ, M. P.; CODATO, G.; FERREIRA, M. J.; MARQUES FILHO, E. P.; BOŽNAR, M. Z.; MLAKAR, P. Observational Investigation of the Statistical Properties of Surface-Layer Turbulence in a Suburban Area of São Paulo, Brazil: Objective Analysis of Scaling-Parameter Accuracy and Uncertainties. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 185, n. 2, p. 161-195, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-022-00726-5>
- SIMON, J. S.; ZHOU, B.; MIROCHA, J. D.; CHOW, F. K. Explicit filtering and reconstruction to reduce grid dependence in convective boundary layer simulations using WRF-LES. **Monthly Weather Review**, v. 147, n. 5, p. 1805–1821, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0205.1>
- SIMON, J. S.; BRAGG, A. D.; DIRMEYER, P. A.; CHANEY, N. W. Semi-coupling of a field-scale resolving land-surface model and WRF-LES to investigate the influence

- of land-surface heterogeneity on cloud development. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 13, n. 10, p. e2021MS002602, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1029/2021MS002602>.
- Skamarock, W. C.; Klemp, J. B.; Dudhia, J.; Gil, D. A.; Barker, D. M.; Duda, M. G.; Huang, X. Y.; Wang, W.; Powers, J. G., A description of the advanced research WRF version 3. **NCAR technical note**, v. 475, p. 113, 2008.
- SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. **Monthly weather review**, v. 91, n. 3, p. 99–164, 1963. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0493>.
- SRIKANTH, M., SATYANARAYANA, A.N.V., SRINIVAS, C.V., KUMAR, M., 2015. Mesoscale atmospheric flow-field simulations for air quality modeling over complex terrain region of Ranchi in eastern India using WRF. **Atmospheric Environment**, v. 107, p. 315–328, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2015.02.059>.
- STENSRUD, D. J. **Parameterization Schemes: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models**. Cambridge University Press 2007, 459 pp.
- STEVENS, B; LENSCHOW, D. H. Observations, experiments, and large eddy simulation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 283–294, 2001. DOI: <https://doi.org/10.1175/1520-0477>.
- STEWART, Ian D.; OKE, Tim R. Local climate zones for urban temperature studies. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 12, p. 1879–1900, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00019.1>.
- STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Springer Science & Business Media, 1988.
- SUKORIANSKY, S.; GALPERIN, B.; PEROV, V. Application of a new spectral theory of stably stratified turbulence to the atmospheric boundary layer over sea ice. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 117, p. 231–257, 2005. DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-004-6848-4>.
- SULLIVAN, P.; MCWILLIAMS, J. C.; MOENG, C. H. A subgrid-scale model for Large-Eddy Simulation of Planetary Boundary-Layer flows. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 71, p. 247–276, 1994. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00713741>.

- TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of geophysical research: atmospheres**, v. 106, n. D7, p. 7183–7192, 2001. DOI: <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>.
- TALBOT, C.; BOU-ZEID, E.; SMITH, J. Nested mesoscale large-eddy simulations with WRF: Performance in real test cases. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 5, p. 1421-1441, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-048.1>.
- TEWARI, M., CoAuthors, Implementation and verification of the unified NOAH land surfacemodel in the WRF model. 20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction, 2004, pp. 11–15.
- TONG, D.; LEE, P.; NGAN, F.; PAN, L. Investigation of surface layer parameterization of the WRF model and its impact on the observed nocturnal wind speed bias. University of Maryland, College Park, Maryland. 2013
- VAHMANI, P; HOGUE, T. S. Incorporating an urban irrigation module into the Noah land surface model coupled with an urban canopy model. **Journal of Hydrometeorology**, v. 15, n. 4, p. 1440-1456, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0121.1>.
- UMEK, L., GOHM, A., HAID, M., WARD, H. C.; ROTACH, M. W. Large-eddy simulation of foehn–cold pool interactions in the Inn Valley during PIANO IOP 2. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 147, n. 735, p. 944–982, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.3954>.
- UDINA, M.; SUN, J.; KOSOVIC, B.; SOLER, M. R. Exploring vertical turbulence structure in neutrally and stably stratified flows using the weather research and forecasting–large-eddy simulation (WRF–LES) model. **Boundary-layer meteorology**, v. 161, p. 355–374, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-016-0171-8>.
- UDINA, M.; MONTORNÈS, À.; CASSO, P.; KOSOVIC, B.; BECH, J. WRF-LES simulation of the boundary layer turbulent processes during the BLLAST campaign. **Atmosphere**, v. 11, n. 11, p. 1149, 2020. DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos11111149>.
- VALENÇA, R. Simulação numérica da evolução diurna da Camada Limite Planetária na Região Metropolitana de São Paulo usando modelo LES: investigação do fluxo

turbulento de calor latente. Dissertação de Mestrado. Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, SP, Brasil, 2013, 105 pp.

- WAGNER, J.; GERZ, T.; WILDMANN, N.; GRAMITZKY, K. Long-term simulation of the boundary layer flow over the double-ridge site during the Perdigão 2017 field campaign. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 2, p. 1129–1146, 2019. DOI: <https://doi.org/10.5194/acp-19-1129-2019>.
- WANG, J; HU, X. M. Evaluating the performance of WRF urban schemes and PBL schemes over Dallas–Fort Worth during a dry summer and a wet summer. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 60, n. 6, p. 779–798, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0195.1>.
- WANG, W.; SHEN, X.; HUANG., W. A Comparison of Boundary-Layer Characteristics Simulated Using Different Parametrization Schemes. **Bound-Layer Meteorology**, v. 161, p. 375–403, 2016. DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-016-0175-4>
- WANG Y; LU Z; ZHANG G; REN W; WAN X; MA Y; ZHANG Y. The Effects of Different Planetary Boundary Layer Schemes on the Meteorological and Environmental Elements in winter stable weather of Shenyang. In: **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**. IOP Publishing, 2020. p. 012031. DOI: <https://doi.org/10.1088/1755-1315/526/1/012031>
- WEBB, E. K. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 407, p. 67–90, 1970. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.49709640708>.
- WILLMOTT, C. J. On the validation of models physical geography. 2: 184–194. 1981.
- WYNGAARD, JC, 2010: Turbulence in the Atmosphere. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 139, n. 3, p. 543, 2011. DOI: 10.1007/s10546-011-9596-2
- XIE, Z; CASTRO, I. P. LES and RANS for turbulent flow over arrays of wall-mounted obstacles. **Flow, Turbulence and Combustion**, v. 76, n. 3, p. 291–312, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10494-006-9018-6>.
- XUE, H.; Li, J.; QIAN, T.; GU, H. A 100-m-scale modeling study of a gale event on the lee side of a long narrow mountain. **Journal of Applied Meteorology and**

Climatology, v. 59, n. 1, p. 23–45, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0066.1>.

YANG, P.; REN, G.; YAN, P.; DENG, J. Temporal Pattern of Surface Wind Speed and the “Urban Stilling Island” in Beijing City. **Journal of Meteorological Research**, v. 34, p. 986–996, 2020, DOI: <https://doi.org/10.1007/s13351-020-9135-5>.

YÁÑEZ-MORRONI, G.; GIRONÁS, J.; CANEO, M.; DELGADO, R.; GARREAUD, R. Using the Weather Research and Forecasting (WRF) model for precipitation forecasting in an Andean region with complex topography. **Atmosphere**, v. 9, n. 8, p. 304, 2018. DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos9080304>.

ZHANG, H.; PU, Z.; ZHANG, X. Examination of errors in near-surface temperature and wind from WRF numerical simulations in regions of complex terrain. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 3, p. 893–914, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1175/WAF-D-12-00109.1>

ZILITINKEVICH, S. S. On the determination of the height of the Ekman boundary layer. **Bound-Layer Meteorology**, v. 3, p. 141–145, 1972. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF02033914>

ZHU, P.; ALBRECHT, B. A.; GHATE, V. P.; ZHU, Z. Multiple-scale simulations of stratocumulus clouds. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D23, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1029/2010JD014400>

7. APÊNDICES

Apêndice A. Parametrizações de CLP do modelo WRF

A1. Yonsei University (YSU)

O YSU é um esquema de fechamento não local de 1ª ordem, proposto por Hong et al. (2006). O esquema constitui uma versão modificada do MRF (“Medium Range Forecast”) (Hong and Pan, 1996) usado no modelo MM5 (Dudhia, 1993).

No esquema YSU, os fluxos verticais não-locais são parametrizados usando as variáveis prognósticas C (vento zonal u , vento meridional v , temperatura potencial θ , umidade específica q) na equação de difusividade turbulenta. Para isso, é adicionado um termo de ajuste de gradiente não-local (o termo contragradiente - γ_c) ao gradiente local (A4).

Equação de difusividade turbulenta para o esquema YSU:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) - \overline{(w'c')}_h \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right] \quad (\text{A.1})$$

Onde:

- ✓ K_c é o coeficiente de difusividade para a variável C . Ou seja, possui diferentes valores em função da variável C . Por exemplo K_h para o calor e K_m para o momento.
- ✓ γ_c é uma correção do gradiente local que considera os vórtices de grande escala no fluxo total.
- ✓ $\overline{(w'c')}_h$ é o fluxo na camada de entranhamento
- ✓ z é altura a partir da superfície
- ✓ h é a altura da CLP ($Z_{CLP}(h)$).

O coeficiente de difusão turbulenta para o momento (K_m) é definido como:

$$K_m = kw_s z \left(1 - \frac{z}{h} \right)^p \quad (\text{A5})$$

Onde:

- ✓ p é o expoente da forma do perfil considerado 2.

- ✓ k é a constante de von Karman (-0.4)
- ✓ w_s é a escala de velocidade da CLC, definida pelos parâmetros de velocidade de atrito (u_*), perfil do vento calculado no topo da CLS (ϕ_m), e a escala de velocidade convectiva para o ar úmido (w_{*b}):

$$w_s = (u_*^3 + \phi_m k w_{*b}^3 z/h)^{1/3} \quad (\text{A2a})$$

$$w_{*b} = [(g/\theta_{va})(\overline{w'c'})]^{1/3} \quad (\text{A2b})$$

O termo de contragradiante é definido como:

$$\gamma_c = b \frac{(\overline{w'c'})_0}{w_{s0} h} \quad (\text{A3})$$

Onde:

- ✓ w_{s0} é definida como a escala de velocidade convectiva em $z = 0,5h$.
- ✓ b é um coeficiente de proporcionalidade.
- ✓ $(\overline{w'c'})_0$ é o fluxo de superfície para u , v e θ .

Ou seja, o termo contragradiante apenas inclui a contribuição de temperatura potencial e das componentes da velocidade horizontal.

Por sua vez, o coeficiente de difusão para temperatura e umidade (K_h) é calculado a partir de K_m usando a relação do número Prandtl (Pr) no topo da CLS. Fisicamente, Pr expressa a relação entre a difusão da quantidade de momento (ν) e a difusão da quantidade de calor (α) (Eq. A4).

$$Pr = 1 + (Pr_0 - 1) \exp[-3(z - \varepsilon h)^2/h^2] \quad (\text{A4})$$

Onde:

- ✓ Pr_0 é o número de Prandtl no topo da CLS, definido como: $Pr_0 = \frac{\phi_t}{\phi_m} + bk\varepsilon$
- ✓ ε é a razão entre a altura da CLS e $Z_{CLP}(h)$, $\varepsilon = 0,1$
- ✓ ϕ_m e ϕ_h são as funções de estabilidade para o momento e calor, respectivamente.

As funções de estabilidade são obtidas a partir da $Z_{CLP}(h)$, e do comprimento de Obukhov (L).

Para condições instáveis e neutras ϕ_m e ϕ_t são calculadas usando a Equação A5:

$$\phi_m = \left(1 - 16 \frac{0,1h}{L}\right)^{-\frac{1}{4}} \text{ para } u \text{ e } v \quad (\text{A5a})$$

$$\phi_h = \left(1 - 16 \frac{0,1h}{L}\right)^{-\frac{1}{2}} \text{ para } \theta \text{ e } q \quad (\text{A5b})$$

Para condições estáveis:

$$\phi_m = \phi_h = \left(1 - 5 \frac{0,1h}{L}\right) \quad (\text{A6})$$

A $Z_{CLP}(h)$ é determinada a partir da Equação A7:

$$h = Ri_{bcr} \frac{\theta_{va}|U(h)|^2}{g[\theta_v(h) - \theta_s]} \quad (\text{A7})$$

Onde:

- ✓ Ri_{bcr} é o número crítico de Richardson *bulk*
- ✓ $U(h)$ é a velocidade horizontal do vento em h
- ✓ θ_{va} é a temperatura potencial virtual no menor nível
- ✓ $\theta_v(h)$ é a temperatura virtual em h
- ✓ θ_s é a temperatura próxima da superfície.

Comparada com versões anteriores, a principal diferença da nova formulação feita por Hong *et al.* (2006), é a adição do termo $\overline{(w'c')}_h \left(\frac{z}{h}\right)^3$ (A1), que representa o fluxo assintótico da camada de entranhamento de forma explícita. Acima da CLC ($z > h$), uma abordagem de difusão local é aplicada para explicar os processos na atmosfera livre.

A $Z_{CLP}(h)$ é determinada comparando o Ri_b com valor crítico de 0 para a CLE e 0,25 para CLC (Avolio *et al.*, 2017).

Em comparação com o esquema MRF, o YSU simula de forma mais precisa a mistura vertical profunda em CLPs impulsionadas pela flutuabilidade, com mistura mais rasa em regimes de vento forte (Hong *et al.* 2006).

No entanto, foi observado que o esquema YSU apresenta um desenvolvimento excessivo da CLP em ambientes de convecção profunda na primavera, resultando em ar

excessivamente seco próximo à superfície e na subestimação do CAPE (Energia Potencial Convectiva Disponível) na Camada Misturada relacionado a ambientes de convecção profunda (Coniglio et al. 2013).

A2. Mellor–Yamada–Janjic (MYJ) scheme (Janjic 2001)

O MYJ é um esquema de fechamento local de 1.5 ordem. Foi proposto por Janjic (2001) e constitui uma versão modificada do antigo esquema ETA do modelo MM5 (Janjić, 1990). O MYJ utiliza o modelo de fechamento de Mellor e Yamada (1982) para representar turbulência acima da CLS (Hu et al., 2010).

Este esquema de mistura vertical local resolve a equação prognóstico de ECT (Eq. 1.1) e determina os coeficientes de troca turbulenta a partir de uma complexa função que incorpora o comprimento de mistura (l), o cisalhamento vertical e o empuxo (Eq. A8) (LeMone *et al.*, 2012).

O coeficiente de difusividade é expresso como:

$$K_c = l\sqrt{e} S_c = l\sqrt{e} f \left[l, e, \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2, \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2, \left(\frac{\partial \theta_v}{\partial z} \right)^2 \right] \quad (\text{A8})$$

Onde:

- ✓ S_c é o coeficiente de troca turbulenta.

No esquema MYJ é imposto um limite superior apropriado para l , o qual é função da raiz quadrada de duas vezes a ECT, assim como dos parâmetros de flutuação de grande escala e cisalhamento (Eq. A9). Em condições instáveis, essa função é definida considerando que a produção de ECT seja não singular no caso da turbulência crescente, enquanto em condições estáveis é derivada da relação entre a variância do desvio de velocidade vertical e a ECT, garantindo que não seja menor do que aquela correspondente ao regime de não-turbulência (Janjic, 2001).

Para o cálculo de l é usado a seguinte relação (Mellor e Yamada, 1982) :

$$l = \frac{l_0 k z}{kz + l_0} \quad (\text{A9})$$

$$l_0 = \alpha \frac{\int_0^h zq dz}{\int_0^h q} \quad q = \sqrt{2e}$$

Onde:

- ✓ k é a constante de Von Karman
- ✓ α é uma constante empírica que depende do tipo de camada.

Por outro lado, a equação diferencial de produção/dissipação de ECT ao longo de um passo de tempo, é resolvida iterativamente, mantendo constante l . Em intervalos nos quais a produção de ECT não consegue equilibrar a dissipação, a ECT e a escala de comprimento principal são definidas como seus limites inferiores (Janjic, 2001).

A $Z_{CLP}(h)$ é determinada a partir do perfil vertical de ECT, definido como o nível em que a ECT diminui para um pequeno valor prescrito, neste caso quando seu valor ultrapassa os $0,2m^2s^{-2}$ (Bank et al., 2016). Acima da CLP, l é determinada como uma fração da distância da grade do modelo (Δz) ($l = 0.23\Delta z$) (Janjic, 2001).

O esquema é apropriado para todos os fluxos estáveis e levemente instáveis, mas os erros são mais prováveis à medida que o fluxo se aproxima do limite de livre convecção (Avolio et al., 2017). Neste sentido, Coniglio et al. (2013) mostraram que o esquema subestima a profundidade da camada de mistura para regiões com forte convecção.

A3. Quasi-Normal Scale Elimination (QNSE) scheme (Sukoriansky et al., 2005)

O QNSE é um esquema local de 1.5 ordem proposto por Sukoriansky et al. (2005). O esquema possui uma opção para a previsão da ECT usando o valor da difusividade obtida da teoria espectral. Neste sentido é possível refletir os efeitos da geração de ondas na presença de turbulência da CLE (Avolio et al., 2017).

Segundo Sukoriansky et al. (2005), o esquema QNSE leva em conta as ondas internas que podem afetar a estrutura e a dinâmica da CLP. Essas ondas podem interagir com a turbulência e modificar os perfis de velocidade, temperatura e umidade na CLP. Para isso, QNSE usa uma abordagem espectral. Ele divide o espectro de energia da turbulência em duas partes: a parte de energia, que contém as escalas maiores e mais energéticas da turbulência, e a parte dissipativa, que contém as escalas menores e mais dissipativas. As ondas internas podem afetar ambas as partes do espectro, mas de maneiras diferentes. O

modelo QNSE calcula os efeitos das ondas na parte de energia usando uma equação de balanço espectral, que considera a produção, a dissipação e a transferência de energia entre as escalas. Já os efeitos das ondas na parte dissipativa são calculados usando uma equação de balanço quasi-normal, que considera a interação entre as escalas de energia e as escalas dissipativas. Essas equações permitem que o modelo QNSE determine os coeficientes de difusão turbulenta na CLP, que são usados para calcular os fluxos de calor, umidade e momento.

No esquema QNSE, o coeficiente de difusividade é expresso como NA Equação A8, a principal diferença radica em que S_C é calculado apartir do modelo espectral:

$$K_c = l\sqrt{e} S_C = 0,55\alpha_c(Ri) l\sqrt{e} \quad (A10)$$

Onde:

- ✓ Ri é o número de Richardson.

Para condições neutras ($Ri = 0$) e $\alpha_c = 1,4$. Entretanto para condições instáveis ($Ri < 0$) e α_c incrementa-se com $|Ri|$ (Lemone et al., 2012).

A $Z_{CLP}(h)$ é definida como a altura na qual o perfil de ECT diminui para um valor baixo prescrito, neste caso de $0,01 m^2 s^{-2}$ (Bank et al., 2016).

O esquema é geralmente eficiente para estratificação estável ou em condições fracamente instáveis (Shin e Hong, 2010), fornecendo uma representação realística dos perfis de temperatura e vento, assim como da $Z_{CLP}(h)$. Entretanto, para simulações de ambientes convectivos o QNSE mostra uma CLP muito fria, úmida e rasa (Cohen et al., 2015).

A4. Mellor–Yamada–Nakanishi–Niino Level 2.5 (MYNN2) scheme

O esquema MYNN2 é um esquema local de 1.5 ordem proposto por Nakanishi and Niino (2006). Uma das principais características deste esquema é que considera os efeitos da flutuabilidade nas covariâncias de pressão e os efeitos da estabilidade na l , a partir de constantes do modelo baseadas nos resultados de simulações usando o modelo LES (“*Large Eddy Simulation*”) (Eq. A11), em vez de comparar com observações (Avoilio et al, 2017). O MYNN consegue superar os vieses típicos associados a outros esquemas do tipo Mellor-Yamada, como o crescimento insuficiente da CLP e a subestimação da ECT (Nakanishi and Niino, 2009; Bank et al, 2016).

Para o cálculo de l o esquema apresenta uma nova equação de diagnóstico que consiste em três escalas de comprimento, l_S, l_T, l_B que variam de acordo com a estabilidade.

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{l_S} + \frac{1}{l_T} + \frac{1}{l_B} \quad (\text{A11})$$

Onde:

- ✓ l_S é a escala de comprimento na camada superficial,
- ✓ l_T é a escala de comprimento que depende da estrutura turbulenta (Mellor e Yamada, 1974)
- ✓ l_B é a escala de comprimento limitada pelo efeito da flutuabilidade.

l_S, l_T, l_B são dados por:

$$l_S = \begin{cases} kz/3,7, & \zeta \geq 1 \\ kz(1 + 2,7\zeta)^{-1}, & 0 \leq \zeta < 1 \\ kz(1 - \alpha_4\zeta)^{0,2}, & \zeta < 0 \end{cases} \quad (\text{A12a})$$

$$l_T = \alpha_1 \frac{\int_0^h zq dz}{\int_0^h q} \quad (\text{A12b})$$

$$l_S = \begin{cases} \frac{\alpha_2 q}{N}, & \frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 \text{ e } \zeta \geq 0 \\ \alpha_2 q + \frac{\alpha_3 q \left(\frac{q_c}{l_T N}\right)^{\frac{1}{2}}}{N}, & \frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 \text{ e } \zeta < 0 \\ \infty, & \frac{\partial \theta}{\partial z} \leq 0 \end{cases} \quad (\text{A12c})$$

Onde:

- ✓ $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ e α_4 são constantes empíricas determinadas pelo ajuste de l , usando os dados obtidos pelo LES.
- ✓ q_c é uma escala de velocidade similar à escala de velocidade convectiva.

A nova formulação de l aumenta realisticamente com a diminuição da estabilidade, a parametrização das covariâncias de pressão e da expressão para as funções de estabilidade dos fluxos turbulentos de terceira ordem (Nakanishi and Niino, 2009).

Em relação aos esquemas não locais o MYNN2 melhora a representação da CLP, inclusive em condições de convecção profunda (Coniglio et al. 2013). Contudo, o esquema MYNN ainda não consegue representar completamente uma mistura vertical mais profunda associada com os turbilhões de maior tamanho e os termos de correção do fluxo de contra-gradiente associados (Cohen et al., 2015).

A $Z_{CLP}(h)$ é determinada como a altura na qual a ECT fica abaixo de um valor crítico ($1,0 \times 10^{-6} m^2 s^{-2}$) (Bank et al., 2016).

A5. Bougeault–Lacarrère Scheme (BouLac)

O esquema BouLac é um esquema de fechamento local de 1.5 ordem proposto por Bougeault e Lacarrere (1989), que inclui uma equação prognóstica para o cálculo da ECT (Eq. 1.1). O esquema busca melhorar os resultados para a turbulência nos níveis altos, gerada pelo escoamento sobre regiões montanhosas. A inclusão dos efeitos orográficos é feita através do comprimento de turbulência (l). Os termos de 2ª ordem são parametrizados conforme a Equação 2.8a-d, com as seguintes modificações:

Para condições convectivas:

$$\overline{w'\theta'} = -K_h \left(\frac{d\theta}{dz} - \gamma_{cg} \right) \quad (A13a)$$

Paras as demais condições:

$$\overline{w'\theta'} = -K_h \frac{d\theta}{dz} \quad (A13b)$$

O coeficiente de difusividade é expresso como na Equação A10, onde $S_c = 0,4$. Diferentemente dos esquemas MYJ e QNSE, l é determinado usando o perfil de temperatura potencial virtual (θ_v) a partir da teoria da parcela, considerando como velocidade inicial $= \sqrt{2e}$.

$$K_m = 0,4l\sqrt{e} \quad (A14a)$$

$$K_h = \alpha_T K_m \quad (A14b)$$

$$K_e = \alpha_e K_m \quad (\text{A14c})$$

Onde:

- ✓ α_T e α_e são os números de Prandtl turbulentos (=1)
- ✓ A constante γ_{cg} é o fluxo contragradiente de calor sensível, que é aplicado somente na CLC (Eq. A13a), permitindo que uma estratificação levemente estável persista com os fluxos de calor ascendentes. Este termo de correção consegue reproduzir de forma realística as propriedades da turbulência na CLC (Wang et al., 2016).

O esquema BouLac foi implementado na versão 3.1 do WRF de modo a facilitar o seu acoplamento ao modelo de dossel urbano de multicamada BEP (“*Building Environment Parametrization*”) proposto por Martilli et al., (2002).

Shin e Hong (2011) verificaram que o esquema melhora a representação da CLP em regiões com maior estabilidade estática em comparação com os esquemas não locais. Contudo, como o esquema MYNN2, não conseguem representar completamente a mistura vertical gerada pelos grandes vórtices (Cohen et al., 2015).

A $Z_{CLP}(h)$ é calculada a partir do perfil de ECT, no nível em que atinge um valor suficientemente pequeno ($0,005 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) (Bank et al., 2016).

A6. University of Washington (UW)

O esquema UW é um esquema local de 1.5 ordem proposto por Bretherton & Park (2009). A parametrização UW é derivado do Grenier-Bretherton-McCaa (GBM), mas foi significativamente modificada para melhorar sua estabilidade numérica e eficiência com os longos passos de tempo utilizados em modelos climáticos. O objetivo principal foi proporcionar um tratamento fisicamente mais realístico na CLP com topos de estratocúmulos marinhos nos modelos de circulação global (GCM, “*Global Circulation Models*”).

O esquema UW diagnostica a ECT, ao invés de ser prognosticada, negligenciando o armazenamento da ECT e parametrizando os termos de produção, transporte e dissipação. Além disso, o UW concentra os cálculos em um número de camadas determinadas pela estabilidade verticalmente variável do perfil termodinâmico (Cohen et al., 2015). Isso proporciona uma representação mais precisa da CLE durante a noite.

Os coeficientes de difusividades são definidos como:

$$K_m = lS_m\sqrt{e} \quad (\text{A15a})$$

$$K_h = lS_h\sqrt{e} \quad (\text{A15b})$$

Onde:

- ✓ l é a escala de comprimento da dissipação da ECT
- ✓ S_m e S_h são as funções de estabilidade.

Ou seja, na Equação A15 a difusividade vertical é proporcional à escala de comprimento corrigida pela estabilidade. Em condições estáveis, l representa uma escala típica de turbulência horizontal do que uma escala de turbulência vertical.

Para a parametrização da turbulência a esquema segue a abordagem de Mellor e Yamada (1982), na qual a taxa de dissipação de ECT média horizontal (D), é parametrizada como:

$$D = \frac{e^{3/2}}{b_1 l}, \quad b_1 = 5,8 \quad (\text{A16})$$

Essa equação permite o cálculo empírico da escala de comprimento de dissipação apropriada, $l = \frac{b_1 D}{e^{3/2}}$, a partir de perfis verticais de e e D derivados de uma simulação numérica do LES.

Seguindo essa análise, o esquema UW usa Blackadar (1962) para representar l :

$$l = \frac{l_\infty}{1 + \frac{l_\infty}{kz}} \quad (\text{A17a})$$

$$l_\infty = \eta h \quad (\text{A17b})$$

Onde:

- ✓ η é uma constante de proporcionalidade
- ✓ h é a espessura da camada turbulenta.

Assim, l é aproximado por l_∞ , exceto em uma camada turbulenta próxima ao solo, onde é assíntota à altura z multiplicada pela constante de von Kármán ($k = 0,40$), cumprindo com a teoria da similaridade na CLS. Com base física, a escala de comprimento assintótica l_∞ , é escolhida proporcional à espessura da camada turbulenta h .

Foi usada simulações LES para refinar a escolha de η da seguinte maneira:

$$\eta = 0,0085\{2 - \exp [\min (Ri_{CL}, 0)]\} \quad (A18)$$

Onde:

- ✓ Ri_{CL} é o número de Richardson bulk para uma camada turbulenta convectiva.

Assim, η é duas vezes maior do que o assumido por GBM ($\eta = 0,0085$) em camadas turbulentas fortemente convectivas (com Ri_{CL} altamente negativo) e é o mesmo valor assumido por GBM, para camadas turbulentas neutras e estratificadas de forma estável.

Por sua vez, as funções de estabilidade adimensionais S_m e S_h são especificadas seguindo Galperin et al. (1988):

$$S_h = \frac{\alpha_5}{1 + \alpha_3 G_h} \quad (A19a)$$

$$S_m = \frac{\alpha_1 + \alpha_2 G_h}{(1 + \alpha_3 G_h)(1 + \alpha_4 G_h)} \quad (A19b)$$

Onde:

- ✓ $G_h = -N^2 l^2$ é razão de estabilidade adimensional
- ✓ N^2 é a frequência de flutuabilidade da densidade ao quadrado.
- ✓ $\alpha_1 = 0,5562$, $\alpha_2 = -4,3640$, $\alpha_3 = -34,6764$, $\alpha_4 = -6,1272$ e $\alpha_5 = 0,6986$.

O UW foi implementado na versão 3.3 do WRF, com o objetivo de fornecer uma representação mais precisa da CLE noturna do que os esquemas de CLP existentes na época. No entanto, o esquema apresenta uma desvantagem semelhante aos esquemas MYNN2 e BouLac, não trata adequadamente os efeitos dos grandes vórtices turbulentos (Cohen et al., 2015).

A Z_{CLP} (h) é definida como a altura de inversão entre os níveis da grade usando o $Ri_b = 0,25$ (Bank et al, 2016).

A7. Asymmetrical Convective Model version 2 (ACM2) scheme

O esquema ACM2 é um esquema de fechamento híbrido local- não local de 1ª ordem proposto por Pleim (2007). O ACM2 constitui uma versão modificada do esquema ACM1 do modelo MM5, derivado do esquema Blackadar (Blackadar, 1978). Neste esquema a CLP apresentam uma mistura ascendente não local e uma mistura descendente local.

Os fluxos ascendentes na CLP são representados como interações entre a CLS e todas as camadas acima, incluindo difusão turbulenta local, enquanto os fluxos descendentes são simulados como transferências de uma camada para a camada imediatamente subjacente (Fig. A1).

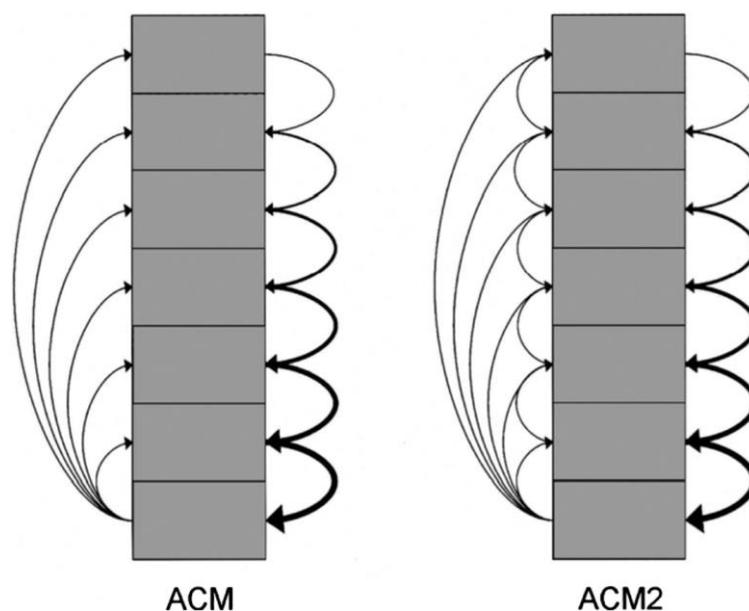


Figura A.1. Descrição mecânica dos esquemas ACM1 e ACM2 em relação às interações na CLP. Fonte: Adaptado de Pleim (2007).

Comparado com o esquema ACM1, ACM2, adiciona uma componente de difusão turbulenta ao transporte não local. Com isso, é possível representar melhor os perfis verticais, especialmente o gradual decréscimo do gradiente perto da superfície. Assim, o ACM2 pode representar perfis de temperatura potencial de maneira semelhante aos esquemas de difusão turbulenta com o termo de ajuste de gradiente, mas como os fluxos de massa locais e não locais são explicitamente definidos, o ACM2 é mais aplicável a

outras grandezas (por exemplo, umidade, vento ou razões de mistura de substâncias químicas) (Pleim, 2007a).

O ACM2 usa a difusividade turbulenta para todas as condições de estabilidade tanto dentro quanto acima da CLP. Acima da CLP, a difusividade turbulenta é baseada no cisalhamento local do vento e na estabilidade, enquanto dentro da CLP, uma formulação de escalonamento é definida de forma semelhante a Holtslag e Boville (1993):

$$K_z(z) = k \frac{u_*}{\phi\left(\frac{z_s}{L}\right)} z(1 - z/h)^2 \quad (\text{A20})$$

Onde:

- ✓ k é a constante de von Kármán ($k = 0,4$)
- ✓ u_* é velocidade de atrito
- ✓ h é altura da CLP

Para condições instáveis a altura usada na função de estabilidade $\left(\frac{z_s}{L}\right)$ é limitada no topo da CLS [$z_s = \min(z, 0, 1h)$], enquanto para condições estáveis a altura real é sempre utilizada ($z_s = z$). As funções adimensionais do perfil de calor (ϕ_h) e momentum (ϕ_m) para condições instáveis, são dadas nesta parametrização de acordo com Dyer (1974):

$$\phi_h = \left(1 - 16\frac{z}{L}\right)^{-1/2} \quad (\text{A21a})$$

$$\phi_m = \left(1 - 16\frac{z}{L}\right)^{-1/4} \quad (\text{A21b})$$

Entretanto para condições estáveis:

$$\phi_h = \phi_m = 1 + 5\frac{z}{L} \quad (\text{A21c})$$

Onde:

- ✓ L é a escala de comprimento de Monin-Obukov definido como:

$$L = \frac{T_0 u_*^2}{gk\theta_*} \quad (\text{A22})$$

- ✓ T_0 representa a temperatura média na camada superficial.
- ✓ θ_* é a escala de temperatura superficial definida como o fluxo de calor cinemático superficial dividido por u_* .

A Equação A20 é aplicada apenas dentro da CLP; portanto, na parametrização foi usada uma alternativa para a difusividade turbulenta independentes de parâmetros baseados na CLP e na superfície, em função do cisalhamento do vento e do número de Richardson local (Eq. A23):

Para condições estáveis ($R_i > 0$):

$$K_z = K_{zo} + \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| \left(1 - \frac{R_i}{R_c} \right)^2 l_s \quad (\text{A23a})$$

Para condições instáveis:

$$K_z = K_{zo} + \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right) (1 - 0,25R_i) \right]^{0,5} l_s \quad (\text{A23b})$$

Onde:

- ✓ K_{zo} é o K_z mínimo definido como $0,05 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
- ✓ R_c é o número de Richardson crítico estabelecido como 0,25.
- ✓ A escala de comprimento l_s é definida de modo que aumente com a altura acima do solo, mas depois se estabilize assintoticamente para um valor constante ($\sim 80\text{m}$) (Eq. A24).

$$l_s = \left(\frac{kz\lambda}{kz + \lambda} \right)^2 \quad (\text{A24})$$

O número de Richardson local é definido de duas maneiras, dependendo se há ou não água condensada presente. Quando não há água de nuvem presente, o número de Richardson na interface entre a camada i e $i + 1$ é:

$$R_{i+(1/2)} = \frac{g}{\theta_{i+(1/2)}} \left(\frac{\Delta\theta}{\Delta z} \right)_{i+(1/2)} \left(\frac{\Delta U}{\Delta z} \right)_{i+(1/2)}^{-2} \quad (\text{A25a})$$

Se a razão de mistura de água de nuvem q_c ou a razão de mistura de gelo de nuvem q_i forem maiores que zero, R_i é definido como:

$$R_{i+(1/2)} = (1 + \alpha) \left[Ri_{dry} - \frac{g^2}{C_p T_{i+(1/2)}} \left(\frac{\Delta U}{\Delta z} \right)_{i+(1/2)}^{-2} \frac{(\chi - \alpha)}{(1 + \chi)} \right] \quad (\text{A25b})$$

Onde Ri_{dry} é o número de Richardson seco calculado por (A25a).

$$\chi = \frac{L_v^2 q_{v[i+(1/2)]}}{C_p R_v T_{i+(1/2)}^2} \quad (\text{A25c})$$

$$\alpha = \frac{L_v^2 q_{v[i+(1/2)]}}{R_d T_{i+(1/2)}} \quad (\text{A25d})$$

- ✓ Variáveis como T , θ , e q com o subscrito $i + (1/2)$, representam médias da variável na camada i e $i + 1$ é.
- ✓ L_v é o calor latente de vaporização,
- ✓ R_v e R_d são as constantes de gás ideal para ar seco e vapor de água, respectivamente.

Em geral, dentro da CLP, o escalonamento K_z (Eq. A20) é maior do que a formulação local (Eq. A23). No entanto, perto do topo da CLP, quando z se aproxima de h , o K_z é calculado de acordo com o esquema onde escalonamento se aproxima de zero. Embora no topo da CLP geralmente haja uma camada de inversão estável, também é frequentemente caracterizado por alto cisalhamento do vento. Portanto, faz sentido permitir que o K_z seja determinado pelo esquema local, que é sensível ao cisalhamento do vento, mesmo dentro da CLP. Assim, o máximo entre os dois métodos de cálculo de K_z é aplicado durante condições instáveis dentro da CLP (Pleim, 2007b).

O esquema ACM2 foi adicionado na versão 3.0 do WRF (Pleim, 2007a), e afirma que os perfis de temperatura potencial e velocidade do vento na CLP são representados com maior precisão quando são considerados tanto a ponto de vista local quanto o não local em relação à mistura vertical.

Pleim (2007b) valida o uso do esquema ACM2, mostrando bons resultados na simulação da profundidade da CLP, comparados com dados de perfilhadores de vento durante tarde. O trabalho conclui que o ACM2 é projetado para simular realisticamente a mistura vertical de qualquer quantidade simulada, tanto para modelos meteorológicos quanto para modelos de qualidade do ar.

No entanto, Coniglio et al. (2013) compararam simulações da CLP usando ACM2 com sondagens noturnas e encontraram que o esquema superestima a profundidade da CLP em condições de convecção profunda.

A $Z_{CLP}(h)$ é determinada usando o valor crítico $dRi_b = 0,25$. Para fluxos estáveis ou neutros, o esquema interrompe o transporte não local e usa o fechamento local (Banks et al., 2016).

A8. Total Energy–Mass Flux (TEMF) scheme

O TEMF é um esquema de fechamento híbrido de 1.5 ordem proposto por Angevine et al. (2010). No esquema TEMF a componente não local é representada por correntes ascendentes desencadeadas por fluxos de calor da superfície que fornecem fluxos de massa ao longo da CLP (correção de contragradiente). Por sua vez, a componente local é ativada apenas sob condições estaticamente estáveis (Cohen et al., 2015, Bank et al., 2016). Para isso, a mistura local é parametrizada usando a difusividade turbulenta, entretanto o impacto do transporte não local e mistura sob condições convectivas é parametrizado usando o método de fluxo de massa (Wang et al., 2016).

O TEMF usa uma equação prognóstica para a energia total turbulenta (E), diferentemente dos outros esquemas de ECT. A principal vantagem de usar (E) em vez da ECT é que, sob estratificação estável, o termo de destruição da flutuabilidade em E desaparece.

A energia turbulenta total é definida como a soma das energias cinética e potencial turbulenta, a qual sob condições de estratificação neutra e estável se conserva (Mauritsen et al., 2007; Zilitinkevich et al., 2008). A equação prognóstica para a energia turbulenta total é:

$$\frac{DE}{DT} = \tau S - \gamma - \frac{dF_E}{dz} + B \quad (\text{A26})$$

Onde:

- ✓ τ o vetor de tensão.
- ✓ S é o vetor de cisalhamento
- ✓ γ é a taxa de dissipação ($\gamma = 0.07(E^{\frac{3}{2}}/l)$)
- ✓ F_E é o fluxo de energia turbulenta
- ✓ B é o termo de produção de flutuabilidade definido como:

$$B = 2 \frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta'_v} \quad (\text{A27})$$

Para o primeiro nível de turbulência E pode ser calculado como (Eq. A28):

$$E(1) = \frac{1 + \frac{E_p(1)}{E(1)}}{f_{\tau 0}} [u_*^3 + l(1)B(1)]^{2/3} \quad (\text{A28})$$

Onde a razão entre a energia potencial turbulenta e a energia cinética turbulenta é:

$$\frac{E_p}{E} = R_i \left(\frac{f_{r0}^2}{2f_{\theta 0}^2} + 3R_i \right)^{-1} \text{ para } R_i \geq 0 \quad (\text{A29a})$$

$$\frac{E_p}{E} = R_i \left(2R_i - \frac{f_{r0}^2}{2f_{\theta 0}^2} \right)^{-1} \text{ para } R_i < 0 \quad (\text{A29b})$$

A escala de comprimento es calculada usando a Equação A30

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{kz} + \frac{f}{C_f \sqrt{f_{\tau} E_k}} + \frac{N}{C_N \sqrt{f_{\tau} E_k}} \quad (\text{A30})$$

Onde:

- ✓ $C_f = 0,185$ e $C_N = 2,0$, foram determinadas usando dados LES (Mauritsen et al., 2007)

Os coeficientes de difusividade turbulenta de momentum e calor são diagnosticados a partir das equações de balanço para energia potencial turbulenta e energia cinética turbulenta (Eq. A31).

$$K_m = f_\tau^2 E_k^2 \left(C_\varepsilon \frac{E_k \sqrt{E}}{l} - \frac{g}{\theta_v} f_\theta \sqrt{E_k \sigma_\theta^2} \right)^{-1} \quad (\text{A31a})$$

$$K_h = \frac{2 f_\theta^2 E_k}{C_\varepsilon \sqrt{E}} \quad (\text{A31b})$$

Onde:

✓ $C_\varepsilon = f_\tau(0)^{1.5}$ é uma constante relacionada à taxa de dissipação da turbulência.

As funções de estabilidade são expressas em termos da tensão adimensional e do fluxo de calor são parametrizadas a partir de dados observacionais (Mauritsen e Svensson 2007):

$$f_\tau \equiv \frac{|\tau|}{E_k} = 0,17[0,25 + 0,5(1 + 4R_i)^{-1}] \quad (\text{A32a})$$

$$f_\theta \equiv \frac{\overline{w'\theta'_v}}{\sqrt{E_k \sigma_\theta^2}} = -0,145(1 + 4R_i)^{-1} \quad (\text{A32b})$$

Quando R_i é aproximadamente zero, f_τ e f_θ assumem seus valores neutros. Isso tem o efeito de tratar a parte difusiva do transporte sob condições instáveis como quase neutra.

A $Z_{CLP}(h)$ é calculada usando o método de Richardson considerando como limite o nível em que $Ri_b = 0$ (Banks et al., 2016).

O TEMF foi incorporado na versão 3.3 do modelo WRF. O esquema se comparou favoravelmente com os resultados do LES para observações do Estudo da Qualidade do Ar do Texas de 2006 e Estudo da Composição Atmosférica e Clima do Golfo do México (Texas Air Quality Study II/Gulf of Mexico Atmospheric Composition and Climate Study) ao redor de Houston, Texas (Angevine et al. 2010). Os resultados mostraram que TEMF fornece perfis verticais mais realistas para condições de cúmulos rasos do que os esquemas de CLP tradicionais, os quais não consideram o transporte acima da CLC seca.

No entanto, o TEMF apresentou condições mais secas abaixo de nuvens estratocúmulos e maior teor de umidade dentro de camada de nuvens baixas, em comparação com resultados usando o LES, indicando um excesso do fluxo de umidade através da fronteira inferior da nuvem (Angevine et al. 2010).

A9. Shin Hong (SH)

O SH é um esquema de fechamento não local de 1ª ordem proposto por Shin-Hong (2013, 2015). Baseado no esquema YSU, SH trata o problema da zona cinza da turbulenta subgrade (Huang et al., 2019; Shin e Hong, 2013, 2015, Jia and Zhang, 2020), incorporando uma dependência de escala no transporte vertical no caso da CLC (Fiori et al., 2010; Shin e Hong, 2013), entretanto em condições estáveis a mistura vertical segue o esquema YSU (Shin e Hong, 2013, 2015).

O esquema tenta suprimir o problema das parametrizações não locais de CLP que parametrizam o transporte não local independentemente da resolução do modelo e tendem a suprimir excessivamente a energia resolvida (Shing e Hong 2015). Para isso, neste esquema, o transporte não local pelas fortes correntes ascendentes de estruturas organizadas e o transporte local pelos vórtices de pequena escala restantes são tratados separadamente já que têm dependências de tamanho de grade diferentes. O transporte não local é calculado multiplicando uma função de dependência do tamanho da grade com o perfil de transporte não local total. O perfil de transporte não local total é obtido por meio do ajuste linear aos resultados do LES. Entretanto o transporte local é formulado multiplicando uma dependência do tamanho da grade com o perfil de transporte local total. O transporte local total é calculado usando uma fórmula de difusividade turbulenta. No esquema também se diagnostica a ECT e o l (Catalano e Moeng, 2010; Deardorff, 1980; Shin e Hong, 2013, 2015).

Resultados usando SH mostraram uma mistura vertical ligeiramente menor quando comparado com YSU (Huang et al., 2019).

A parametrização SH foi introduzido mais recentemente na versão 3.7 do modelo WRF.

A $Z_{CLP}(h)$ é determinada a partir do método do Ri_b , usando o valor crítico de 0 para a CLE e 0,25 para CLC (Shin e Hong, 2013, 2015, Jia and Zhang, 2020).