

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

WESLEY DE SOUZA CAMPOS CORREA

**IMPACTO DA ALTERAÇÃO DA SUPERFÍCIE NA CIRCULAÇÃO
ATMOSFÉRICA DA REGIÃO METROPOLITANA DA GRANDE
VITÓRIA (ES)**

**VITÓRIA
2020**

WESLEY DE SOUZA CAMPOS CORREA

**IMPACTO DA ALTERAÇÃO DA SUPERFÍCIE NA CIRCULAÇÃO
ATMOSFÉRICA DA REGIÃO METROPOLITANA DA GRANDE
VITÓRIA**

Tese de doutorado apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Espírito Santo, como exigência parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia, sob orientação da Prof.^a Dr.^a Cláudia Câmara do Vale (UFES) e coorientação da Prof.^a Dr.^a Maria Elisa Siqueira Silva (USP).

**VITÓRIA
2020**

Ficha catalográfica disponibilizada pelo Sistema Integrado de Bibliotecas - SIBI/UFES e elaborada pelo autor

C824i CORREA, Wesley de Souza Campos, 1986-
IMPACTO DA ALTERAÇÃO DA SUPERFÍCIE NA
CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DA REGIÃO
METROPOLITANA DA GRANDE VITÓRIA (ES) / Wesley de
Souza Campos CORREA. - 2020.
243 f. : il.

Orientadora: Cláudia Câmara do Vale.
Coorientadora: Maria Elisa Siqueira Silva.
Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do
Espírito Santo, Centro de Ciências Humanas e Naturais.

1. Ilha de Calor Urbana. 2. Weather Research and
Forecasting(WRF). 3. brisa marítima. 4. Solo - Uso. I. Vale,
Cláudia Câmara do. II. Silva, Maria Elisa Siqueira. III.
Universidade Federal do Espírito Santo. Centro de Ciências
Humanas e Naturais. IV. Título.

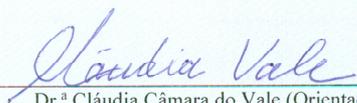
CDU: 91

**“IMPACTO DA ALTERAÇÃO DA
SUPERFÍCIE NA CIRCULAÇÃO
ATMOSFÉRICA DA REGIÃO
METROPOLITANA DA GRANDE VITÓRIA/ES
(ES)”**

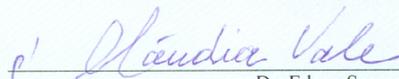
WESLEY DE SOUZA CAMPOS CORREA

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Espírito Santo
como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Geografia.

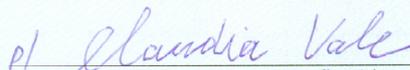
Aprovada em 17 de março de 2020.



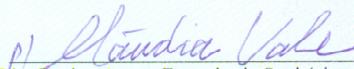
Dr.^a Cláudia Câmara do Vale (Orientadora)



Dr. Edson Soares Fialho



Dr.^a Maria Elisa Siqueira Silva (Programa de Pós-Graduação em Geografia Física – USP)



Dr.^a Taciana Toledo de Almeida Albuquerque (Programa de Pós-Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental –
UFMG)



Dr. Alexandre Magalhães Santiago (Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental – UFES)

Dedico ao meu filho, aos meus pais, minhas irmãs e minha esposa.

Edvaldo Boone (in menorian), Evaldo Boone (in menorian)

Iberê Correa (in menorian), Maria de Lourdes Correa (in memorian).

Agradecimentos

A Deus pela força, sabedoria, saúde, muito obrigado Senhor.

Ao meu filho Isaac, minha força e inspiração.

À minha esposa e companheira, Sâmela, obrigado por caminhar junto.

Aos meus pais, eu não tenho palavras para agradecê-los, vocês são muito especiais e importantes para mim. As minhas irmãs por me suportarem. Aos meus tios, primos e avós.

À Universidade Federal do Espírito Santo, UFES, e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, por proporcionarem esta oportunidade.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Espírito Santo - FAPES, pela bolsa de estudo, a qual permitiu realizar esta pesquisa, através do Edital Procap/2016.

A Prof.^a Dr.^a Cláudia Câmara do Vale, por orientar-me e pela confiança nessa empreitada.

A Prof.^a Dr.^a Maria Elisa Siqueira Silva (USP), por orientar-me e pela confiança nessa empreitada, pelo incentivo, contribuições e atenção com que conduziu este trabalho.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Geografia e Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental pelas contribuições, equipamentos e reflexões que auxiliaram elaborar esta pesquisa.

À Isadora, eterna secretária do PRPPG e grande amiga.

Aos colegas e amigos que me ajudaram direta ou indiretamente nesse trabalho: Carlos Batista, Júlio Chiquetto, Yossimar Aylas, Alexandre Santiago, Nadir Salvador, Élson Galvão, Sirius Oliveira, Medelim, James Ulisses, Erick, Fabiano Boscaglia, Michel Souza de Andrade, Alexandre Nascimento, Anderson Simões, Viviana Urbina, Edmilson Freitas, Rita Youne.

Ao Prof. Renato Ton pelo apoio no início da caminhada.

MUITO OBRIGADO A CADA UM DE VOCÊS.

Resumo

Correa, W. S. C.: **IMPACTO DA ALTERAÇÃO DA SUPERFÍCIE NA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DA REGIÃO METROPOLITANA DA GRANDE VITÓRIA (ES)**. Tese (Doutorado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2020.

A Região Metropolitana da Grande Vitória (RMGV), é a área mais industrializada e urbanizada do estado do Espírito Santo. Todo esse processo, tem acarretado mudanças na circulação atmosférica local, como a formação e intensificação da ilha de calor urbana (ICU). Diante o apresentado, o objetivo principal desta pesquisa foi estudar o impacto atmosférico devido à alteração do uso e cobertura da terra na Região Metropolitana da Grande Vitória. Esta pesquisa será desenvolvida em duas etapas: a primeira será o estudo observacional da ICU e a segunda etapa será com o uso de modelagem numérica da atmosférica, com emprego do modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) acoplado ao modelo *Building Effect Parameterization* (BEP). A análise dos dados observacionais mostram que a intensidade máxima horária de da ICU, na RMGV, foi de 7,35°C, às 14h em outubro de 2017 e de 7,53°C, às 15h em janeiro de 2018. Apesar dos valores, frequentemente, a ilha de calor na RMGV é menos intensa do que as registradas em áreas de altas e médias latitudes. Observou-se, também, que a ilha de calor é mais intensa durante o dia, na estação do verão, e, está associada ao horário de maior magnitude de carga térmica disponível no ambiente e não ao que foi armazenado pelo tecido urbano. Através das imagens do Satélite LANDSAT-8, verificou-se que as intensidades e extensões espaciais da ICU superficiais na RMGV chegam a extremos -3°C a +20°C, apresentando uma amplitude de +17°C. Os valores entre +2°C até +8°C, compreendem a maior área, sendo que nas áreas urbanas, comumente, são registrados valores de intensidade +5°C. Os efeitos da urbanização, nas simulações realizadas com o modelo *WRF-BEP*, mostram que a ilha de calor proporcionou um incremento médio de 5°C na temperatura do ar, fato corroborado pelo aumento do fluxo de calor sensível e redução do calor latente, bem como, favoreceu um acréscimo da razão de Bowen em até 10 vezes. A ilha de calor também, favoreceu no aumento da convergência do ar nas bordas da RMGV, fazendo com que a brisa chegue até uma hora antes, no dia 30/10 às 09h. Com a presença da cidade, a brisa marítima, ficou estagnada no litoral durante o dia.

Palavras-Chave: Ilha de Calor Urbana, *WRF*, brisa marítima, uso e cobertura da terra.

ABSTRACT

Correa, W. S. C.: **IMPACT OF SURFACE CHANGE ON THE ATMOSPHERIC CIRCULATION OF THE METROPOLITAN REGION OF GRANDE VITÓRIA (ES)**. Thesis (Doctorate in Geography). Graduate Program in Geography, Federal University of Espírito Santo, Vitória, 2020.

The Metropolitan Region of Greater Vitória (RMGV) is the most industrialized and urbanized area of the state of Espírito Santo. This whole process has led to changes in the local atmospheric circulation, such as the formation and intensification of the urban heat island (ICU). Therefore, the main objective of this research was to study the atmospheric impact due to the alteration of land use and coverage in the Greater Vitória Metropolitan Region. This research will be developed in two stages: the first will be the ICU observational study and the second will be the use of atmospheric numerical modelling, using the Weather Research and Forecasting (WRF) model coupled with the Building Effect Parameterization (BEP) model. The analysis of observational data shows that the maximum hourly intensity of ICU at RMGV was 7.35 ° C at 14h in October 2017 and 7.53 ° C at 15h in January 2018. Despite the values often, the heat island in the RMGV is less intense than in high and medium latitude areas. It was also observed that the heat island is more intense during the day, in summer, and is associated with the time of higher magnitude of thermal load available in the environment and not that stored by the urban fabric. From the LANDSAT-8 satellite images, it was found that the surface intensities and spatial extensions of the ICU in the RMGV reach extremes -3 ° C to + 20 ° C, presenting an amplitude of + 17 ° C. Values between + 2 ° C to + 8 ° C comprise the largest area, and in urban areas, values of intensity + 5 ° C are commonly recorded. The effects of urbanization in the simulations performed with the WRF-BEP model show that the heat island provided an average 5 ° C increase in air temperature, corroborated by the increase in sensible heat flow and reduction of latent heat, as well as, favoured an increase of Bowen's ratio up to 10 times. The heat island also favored an increase in the convergence of air at the edges of the RMGV, making the breeze arrive until one hour earlier, on 10/30 at 9am. With the presence of the city, the sea breeze was stagnant on the coast during the day.

Keywords: Urban Heat Island, WRF, sea breeze, land use and coverage.

Lista de Figuras

Figura 1: Localização da área em estudo, mancha urbana e hipsometria (m).....	27
Figura 2: Sistemas atmosféricos atuantes sobre a América do Sul e RMGV. AB – Alta da Bolívia; ANE – Vento Alísios de sudeste; ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul; ASE Vento Alísio de Sudeste; JP – Jato Polar; JS – Jato Subtropical, JBN – Jatos de Baixos Níveis; CCM – Complexos Convectivos de Mesoescala; FF – Frente Fria; B – Baixa Pressão; CNE – Cavado do nordeste do Brasil; FQ – Frente Quente; VCAN – Vórtice Ciclônico de Altos Níveis tropical e subtropical; ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul; ZCIT – Zona de Convergência Intertropical.	28
Figura 3: O Clima Urbano.....	32
Figura 4: Escalas e diferentes fenômenos atmosféricos de acordo com as escalas temporal e espacial segundo Orlanski (1975).	35
Figura 5: Escalas do Movimento.	35
Figura 6: Localização da Camada Limite Planetária.	37
Figura 7: Evolução diária da CLP.....	39
Figura 8: Esquema de Circulação de Brisa: a) Brisa marítima; b) Brisa terrestre.	45
Figura 9: Localização das estações meteorológicas consideradas nesse estudo.....	64
Figura 10: Dados faltantes nas séries de dados.	67
Figura 11: Fluxograma dos componentes do modelo WRF.	73
Figura 12: Sistema η de coordenadas verticais.....	76
Figura 13: Novo arquivo de uso e cobertura da terra para o domínio 04 (d04) e cenário vegetação. A primeira legenda é referente ao uso e cobertura da terra do arquivo Modis-20 (a) e a segunda legenda é referente a atualização do arquivo e do cenário hipotético (b).....	79
Figura 14: Esquema de considerações utilizadas no modelo de dossel urbano.	81
Figura 15: Domínios computacionais do modelo WRF, onde o foco do estudo é o domínio D04.....	90
Figura 16: Ciclo sazonal médio da temperatura média do ar nos subperíodos de 1944 a 1979 (curva preta) e de 1980 a 2015 (curva vermelha).....	93
Figura 17: Temperatura média mensal de 1944 a 2015 e nos subperíodos, 1944 a 1979 e 1980 a 2015.	95

Figura 18: Frequência Temperatura Média por período.....	96
Figura 19: Temperatura do ar (DU) média anual na RMGV, de 1944 a 2015.	97
Figura 20: Evolução anual da temperatura mensal registrada na RMGV entre 1944 e 2015.	98
Figura 21: Correlação temporal e espacial da TSM com a temperatura do ar para RMGV (1994-2015).	100
Figura 22: Evolução dos valores horários da temperatura do ar entre março de 2017 e janeiro 2018 para cada uma das estações meteorológicas consideradas:	102
Figura 23: Box plot da temperatura do ar entre 01 de março de 2017 a janeiro de 2018 para cada uma das estações meteorológicas consideradas.	104
Figura 24: <i>Box plot</i> mensal da temperatura do ar para cada uma das estações meteorológicas consideradas.....	105
Figura 25: Distribuição de frequência da temperatura do ar para cada uma das estações meteorológicas consideradas.	108
Figura 26: Autocorrelação da temperatura do ar entre março de 2017 a janeiro de 2018 para cada uma das estações meteorológicas consideradas.	110
Figura 27: Evolução do ciclo diurno de temperatura para todas as estações utilizadas neste estudo.....	113
Figura 28: Desvio padrão da temperatura do ar para todas as estações observadas nesse estudo.....	116
Figura 29: Intensidade da ilha de calor urbana na RMGV no período de 01 março de 2017 a 31 janeiro de 2018.....	122
Figura 30: Cartas sinóticas da marinha às 00 Z, 12 Z, do dia 02/04/17 e às 00 Z do dia 03/04/17 (quadro superiores), carta de previsão sinótica do CPTEC para o dia 02/04/17 (quadro inferior-esquerdo); imagens do satélite GOES-13, às 21 Z do dia 02/04/17 e 15 Z do dia 03/04/17 (quadros inferiores).....	124
Figura 31: Comportamento da direção e velocidade do vento, e da temperatura do ar para o dia 02/04/2017.	125
Figura 32: Cartas sinóticas da marinha às 00 Z, 12 Z, do dia 31/10/17 e as 00 Z do dia 01/11/17 (quadro superiores), carta de previsão sinótica do CPTEC para o dia 02/04/17 (quadro inferior-esquerdo); imagens do satélite GOES-13, às 12 e 21 Z do dia 31/10/17 (quadros inferiores).....	126

Figura 33: Comportamento da direção e velocidade do vento, temperatura do ar para o dia 31/10/2017.....	127
Figura 34: Intensidade da ICU por período entre março de 2017 e janeiro de 2018.	128
Figura 35: Frequência da intensidade da ilha de calor na RMGV no período de 01 de março de 2017 a 31 de janeiro de 2018.....	130
Figura 36: Intensidade da ilha de calor na RMGV por mês e horários.....	132
Figura 37: Intensidade Média da Ilha de calor (03/2017 a 01/2018).	133
Figura 38: Uso e cobertura da terra	134
Figura 39: Temperatura de Superfície para RMGV.....	135
Figura 40: Frequência relativa dos valores de temperatura da superfície observados para áreas urbanas (curva vermelha) e rurais (curva verde) na RMGV, para o período março de 2017 e janeiro de 2018).....	140
Figura 41: Média, desvio padrão e outliers da temperatura de superfície observada nas áreas rural (box plot à esq.) e urbana (box plot à dir.), no período março de 2017 e janeiro de 2018.....	141
Figura 42: Intensidade da ilha de calor de superfície (SUHI).....	142
Figura 43: Ilha de Calor Urbana de Superfície em ocupações de baixa e alta intensidade residencial.....	144
Figura 44: Erro médio quadrático (Root Mean Square Error - RMSE) e Erro Médio (Mean Bias – MB) da velocidade do vento a 10 metros simulada pelo (a) WRF_30s e (b) BEP_3s, para o período de 00h, de 15/10/2017, até às 23h do dia 03/ 11/2017, para as estações meteorológicas Aeroporto, Cariacica e UFES. As linhas verdes contínuas, no gráfico, representam os limites propostos por Emery et al. (2001) e as linhas vermelhas, não contínuas, apresentam a variação que cada variável pode apresentar.	147
Figura 45: Rosa dos ventos com dados observados (col. esq) e simulados (WRF_30s: col. do meio; BEP_3s: col. direita) para as estações meteorológicas (a-c) Aeroporto, (d-f) Cariacica e (g-i) UFES, entre 00h,15/10/2017 e 23h, 03/ 11/2017.	148
Figura 46: Erro Médio (Mean Bias – MB) e Erro Médio Absoluto (Mean Absolute Gross Errors – MAGE) da temperatura do ar a 2m simulada pelo (a) WRF_30s e (b) BEP_3s, para o período de 00h, de 15/10/2017, até às 23h do dia 03/ 11/2017, para as estações meteorológicas Aeroporto, Cariacica e UFES. As linhas verdes	

contínuas, no gráfico, representam os limites propostos por Emery et al. (2001) e as linhas vermelhas, não contínuas, apresentam a variação que cada variável pode apresentar.	150
Figura 47: Serie temporal da temperatura do ar observada e simulado pelo modelo WRF_30s e BEP_3s para as estações consideradas nesse estudo.....	151
Figura 48: Diferença média da temperatura do ar a 2 metros (T_{ar2m}) entre os experimentos Vegetação e Cidade, entre 0 h, 29/10/2017 e 23 h, 03/11/2017, tal como simulado pelo WRF-BEP.	155
Figura 49: Ciclo diurno da diferença da T_{ar2m} ($^{\circ}C$) e vento ($m s^{-1}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade , entre as 0h e 23h.....	157
Figura 50: Evolução horária da temperatura do ar a 2 m ($^{\circ}C$) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00 HL, 29/10/2017 e 23 HL, 03/11/2017.	161
Figura 51: Diferença média de calor sensível entre os experimentos Vegetação e Cidade, entre 0 h, 29/10/2017 e 23 h, 03/11/2017, tal como simulado pelo WRF-BEP.	163
Figura 52: Diferença de Calor Sensível média (vegetação-cidade) entre 29/10/2017 às 0h e 03/11/2017 às 23h e série temporal para o Parque Industrial e Grande Maruípe e Campo Grande. Escala e cores em W/m^2	164
Figura 53: Ciclo diurno da diferença de calor sensível ($W m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade , entre as 0h e 23h.....	166
Figura 54: Diferença de Calor Sensível média (vegetação-cidade) entre 29/10/2017 às 0h e 03/11/2017 às 23h e série temporal para o Parque Industrial e Grande Maruípe e Campo Grande. Escala e cores em W/m^2	170
Figura 55: Ciclo diurno da diferença de calor latente ($W m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h.....	172
Figura 56: Ciclo diurno da diferença da Razão de Bowen ($W m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h.....	175
Figura 57: Diferença média no campo de divergência ao nível da superfície para RMGV entre os dias 29/10 às 0h e 03/11/2017 às 23h. O preenchimento verde indica divergência e o azul, convergência. Escala de Cores em $10^{-5} s^{-1}$	178

Figura 58: Evolução horária da divergência do ar (10^{-4} S^{-1}) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00 HL, 29/10/2017 e 23 HL, 03/11/2017.	179
Figura 59: Evolução horária da divergência do ar (10^{-4} S^{-1}) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00h, 29/10/2017 e 03h, 31/10/2017. Valores positivos, ascensão do vento, valores negativos, subsidência do ar.....	181
Figura 60: Evolução horária da componente vertical do vento (w) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00h, 29/10/2017 e 03h, 31/10/2017. Valores positivos, ascensão do vento, valores negativos, subsidência do vento.....	183
Figura 61: Evolução horária da componente vertical do vento (w) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00h, 29/10/2017 e 03h, 31/10/2017. Valores positivos, ascensão do vento, valores negativos, subsidência do vento.....	184
Figura 62: Intensidade e direção do vento simuladas pelo WRF-BEP com os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE para as localidades do (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, no período de 29/10/2017 a 03/11/2017.	185
Figura 63: Componentes zonal do vento para os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE nos horários de atuação da brisa marítima dos dias 29 e 30/10. Escala de cores em ms^{-1} . Data e horário na Figura.....	187
Figura 64: Intensidade do vento simuladas pelo WRF-BEP com os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE para as localidades do Parque Industrial, Grande Maruípe e Campo Grande, no período de 29/10/2017 a 03/11/2017.	195
Figura 65: Intensidade simuladas pelo WRF-BEP com os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE para as localidades do Parque Industrial, Grande Maruípe e Campo Grande, no período de 29/10/2017 a 03/11/2017.....	196

Figura 66: Umidade Específica na superfície e componente zonal do vento para os cenários Vegetação e Cidade nos horários de atuação da brisa marítima nos dias 29 e 30/10 sobre a RMGV. Escala de cores em kg^{-1} . Data e horário nas figuras.	197
Figura 67 : Diferença da Camada Limite Planetária entre os cenários Vegetação e Cidade entre os dias 29 e 30/10 sobre a RMGV. Escala de cores em metros. Data e horário nas figuras.....	205
Figura 68 : Ciclo diurno da intensidade da ilha de calor, ICU, na RMGV para o período das 00h de 29 de outubro às 23h de 03 de novembro de 2017, calculada com base na temperatura do ar simulada pelo modelo WRF-BEP.	206
O impacto da ilha de calor urbana provocado pela alteração da superfície vegetada para urbana é analisado, nesta etapa, a partir da comparação entre os resultados simulados com o experimento CIDADE e VEGETAÇÃO, tal como sugere Ryu e Baik (2013). Na Figura 69, a variação do ciclo diurno médio da temperatura do ar a 2 metros, da camada limite planetária, do fluxo de calor sensível e do fluxo de calor latente, entre o período de 29/10 e 03/11/2017, é mostrada para as localidades do Parque Industrial, Grande Maruípe e Campo Grande.	
Figura 69: Variações médias diurnas da Temperatura do ar a 2m, Camada Limite Planetária, Fluxo de Calor Sensível e Fluxo de Calor Latente, para as simulações Cidade e Vegetação entre os dias 29/10/2017 a 03/11/2017. Parque Industrial (a), Maruípe (b) e Campo Grande (c).	208
Figura 70: Velocidade máxima de atrito próxima à frente na massa de ar marinho ($u * sb$) e velocidade vertical máxima da frente da brisa (w_{sb}) para os cenários CIDADE e VEGETAÇÃO, nas localidades consideradas. Parque Industrial (a), Maruípe (b) e Campo Grande (c).....	214
Figura 71 : Perfil vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) (cores), velocidade vertical (curva tracejada) e vento vertical (u,w)*10 ao longo da seção transversal entre ($40,2409^{\circ}$ O, $20,2^{\circ}$ S) e ($40,2409^{\circ}$ O, $20,3^{\circ}$ S), para as 09 HL do dia 29 para os experimentos (a) VEGETAÇÃO e (b) CIDADE. Idem para o dia 30/10/2017, para os experimentos (c) VEGETAÇÃO e (d) CIDADE.	218
Figura 72: Perfil vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) (cores), velocidade vertical (curva tracejada) e vento vertical (u,w)*10 ao longo da seção transversal entre ($40,2409^{\circ}$ O, $20,2^{\circ}$ S) e ($40,2409^{\circ}$ O, $20,3^{\circ}$ S), para as 10 HL do dia 29 para os experimentos (a)	

VEGETAÇÃO e (b) CIDADE. Idem para o dia 30/10/2017, para os experimentos (c) VEGETAÇÃO e (d) CIDADE.219

Figura 73: Perfil vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) (cores), velocidade vertical (curva tracejada) e vento vertical $(u,w)*10$ ao longo da seção transversal entre $(40,2409^{\circ}\text{ O}, 20,2^{\circ}\text{ S})$ e $(40,2409^{\circ}\text{ O}, 20,3^{\circ}\text{ S})$, para as 11 HL do dia 29 para os experimentos (a) VEGETAÇÃO e (b) CIDADE. Idem para o dia 30/10/2017, para os experimentos (c) VEGETAÇÃO e (d) CIDADE.

Figura 74: Perfil vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) (cores), velocidade vertical (curva tracejada) e vento vertical $(u,w)*12$ ao longo da seção transversal entre $(40,2409^{\circ}\text{ O}, 20,2^{\circ}\text{ S})$ e $(40,2409^{\circ}\text{ O}, 20,3^{\circ}\text{ S})$, para as 11 HL do dia 29 para os experimentos (a) VEGETAÇÃO e (b) CIDADE. Idem para o dia 30/10/2017, para os experimentos (c) VEGETAÇÃO e (d) CIDADE.220

Lista de Tabelas

Tabela 1: Classificação de tipos de ilha de calor urbano, suas escalas, processos subjacentes, ajustamento (como se fosse dia ou noite) e magnitude e impactos do gênero.	51
Tabela 2: Interpolação horária.....	66
Tabela 3. Elementos e valores da fórmula de conversão para radiância extraídos do metadados da imagem do Landsat-8, banda 10.	69
Tabela 4: Elementos e valores da constante de calibração extraídos do metadados da imagem Landsat-8, banda10.....	70
Tabela 5: Tipo de classe de uso e cobertura da terra utilizados neste estudo.....	78
Tabela 6: Parâmetros utilizados pelo modelo de dossel urbano (UCM e UCM-BEP).	82
Tabela 7: Parâmetros meteorológicos monitorados pelas estações da RANQAr, Aeroporto e UFES-INMET.....	84
Tabela 8: Valores de benchmark proposto por Emery et al. (2001).	85
Tabela 9: Faixa dos indicadores para as variáveis Velocidade do Vento e Direção do Vento.....	87
Tabela 10: Especificações temporais, espaciais, físicas e dinâmicas do estudo com o uso do modelo WRFv 3.6.1.....	89
Tabela 11: Estatística Descritiva da Temperatura do ar (°C) para o período de 1944 a 2015.	96
Tabela 12: Estatística Descritiva da Temperatura do ar (°C) para as estações meteorológicas localizadas na área em estudo, para o período de 01/03/2017 a 31/01/2018.	103
Tabela 13: Aquecimento e resfriamento diurno médio nas estações da RMGV.	115
Tabela 14: Resultados dos valores máximo, mínimo, médio e desvio padrão para cada categoria de uso e cobertura da terra no RMGV.	138
Tabela 15: Estatística descritiva da temperatura média da superfície (° C) de acordo com o uso da terra entre março de 2017 e janeiro de 2018.....	139
Tabela 16: Indicadores estatísticos: Erro médio quadrático (Root Mean Square Error - RMSE) e Erro Médio (Mean Bias – MB) da velocidade do vento a 10 metros	

simulada pelo (a) WRF_30s e (b) BEP_3s, para o período de 00h, de 15/10/2017, até às 23h do dia 03/ 11/2017, para as estações meteorológicas Aeroporto, Cariacica e UFES..... 147

Tabela 17: Indicadores estatísticos: Erro Médio (Mean Bias – MB) e Erro Médio Absoluto (Mean Absolute Gross Erros – MAGE) para direção do vento a 10 metros simulada pelo (a) WRF_30s e (b) BEP_3s, para o período de 00h, de 15/10/2017, até às 23h do dia 03/ 11/2017, para as estações meteorológicas Aeroporto, Cariacica e UFES..... 149

Tabela 18: Indicadores estatísticos: Erro Médio (Mean Bias – MB), Erro Médio Absoluto (Mean Absolute Gross Erros – MAGE) e Índice de concordância (*Index of Agreement* – IOA) para temperatura do ar a 2m simulada pelo (a) WRF_30s e (b) BEP_3s, para o período de 00h, de 15/10/2017, até às 23h do dia 03/ 11/2017, para as estações meteorológicas Aeroporto, Cariacica e UFES..... 150

Lista de Abreviações

APA - Área de Proteção Ambiental

ASAS – Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul

BDMEP – Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa

BEP - *Building Effect Parameterization*

BM - Brisa Marítima

CHM – Centro de Hidrografia da Marinha

CLA – Camada Limite Atmosférica

CLC - Camada Limite Convectiva

CLP – Camada Limite Planetária

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegação

ES – Espírito Santo

FF – Frente Fria

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

ICU – Ilha de calor Urbana

IJSN – Instituto Jones dos Santos Neves

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

LCGEO – Laboratório de Cartografia e Geotecnologia

ONU – Organização das Nações Unidas

PIB – Produto Interno Bruto

RANQar – Rede Automática de Monitoramento da Qualidade do Ar

RMGV - Região Metropolitana da Grande Vitória

SCU - Sistema Clima Urbano

SIG - Sistema de Informações Geográficas

SEMFA/SUB - Secretaria Municipal da Fazenda e Subsecretaria de Tecnologia da Informação

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

TSUC - Temperatura de Superfície Urbana Completa

UBL - *Urban Boundary Layer* - Camada Limite Urbana

UCL - *Urban Canopy Layer* - Dossel Urbano

UCM - *Urban Canopy Model*

UM – Umidade Marítima

UFES - Universidade Federal do Espírito Santo

UTM - Sistema de Projeção Universal Transverso de Mercator

WMO - World Meteorological Organization

WRF - *Weather Research and Forecasting*

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	22
1.2 Justificativa e Objetivos	26
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	31
2.1 O impacto da cidade sobre o clima: o clima urbano	31
2.2 O Vento e a escala do movimento	34
2.3 Camada Limite Planetária.....	36
2.4 O atrito, a turbulência mecânica e térmica na Camada Limite Planetária	40
2.5 Circulações locais.....	41
2.5.1 Circulações Termicamente Induzidas: Brisas e a ilha de calor	42
3 MATERIAIS, METODOLOGIA E TÉCNICAS	59
3.1 Escala de Análise e o clima urbano	59
3.2 O estudo Observacional	60
3.2.1 Tendência histórica do clima.....	60
3.2.2 Variabilidade e correlação linear	62
3.2.3 O clima atual e as condições sinóticas.....	63
3.2.4 Compilação e preenchimento dos dados faltantes.....	65
3.2.5 A intensidade da ilha de calor	68
3.2.6 Aquisição das imagens de satélites e Tratamento dos dados <i>raster</i> e vetoriais.....	68
3.3 O estudo numérico	72
3.3.1 Breve descrição do Modelo <i>Weather Research and Forecasting</i> (WRF)..	72
3.3.2 Atualização do Uso e Cobertura da Terra para RMGV no WRF	76
3.3.3 Interação Solo-Superfície-Atmosfera no WRF	80
3.3.4 O modelo de Dossel Urbano UCM e BEP	80
3.3.5 Análise e avaliação do desempenho dos dados simulados pelo WRF	83
3.3.6 Configurações dos experimentos numéricos	87
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	92
4.1 Análise Diagnóstica – Estudo Observacional da Temperatura do ar.....	92
4.1.1 Temperatura Média do ar na RMGV	92
4.1.2 Variabilidade natural da temperatura do ar na RMGV.....	99
4.1.3 O Clima Atual: Temperatura do Ar para o período de março de 2017 a janeiro de 2018	101

4.1.4 Análise observacional da Temperatura do ar nas estações meteorológicas da RMGV de março de 2017 a janeiro de 2018	101
4.1.5 A ilha de calor urbana da Região Metropolitana da Grande Vitória	122
4.1.6 A Intensidade da ilha de calor atmosférica.....	122
4.1.7 A ilha de calor de superfície	134
4.2 Estudo Numérico.....	145
4.2.1 A acurácia do modelo em relação aos dados observacionais.....	145
4.2.2 Efeitos da RMGV na formação da ilha de calor	154
4.2.4 A interação entre a ilha de calor e brisa marítima na Região Metropolitana da Grande Vitória (ES).....	206
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	224
5.1 Sugestões para trabalhos futuros	232
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	234

1 INTRODUÇÃO

As alterações do uso e da cobertura da terra provocadas pela humanidade, influenciadas pela urbanização e industrialização, sobretudo no último século, alteraram os processos físicos que governam a distribuição de energia, momento e a troca de matéria entre a superfície terrestre e a atmosfera (OKE, 1974). Atualmente, 53,6% da população mundial vive em áreas urbanas e prevê-se que esse número continue a aumentar, conforme o documento *Population Estimates and Projections Section*, das Nações Unidas (2014). Desse total, 40% concentra-se no litoral ou no entorno dele (*WORLD RESOURCES INSTITUTE*, 2001; KAWAMOTO, 2015). Esta crescente ocupação, que modifica a paisagem, pode impactar diretamente as condições de tempo e o clima nas áreas urbanas (DOCKERY et al., 1993; BOUBEL et al., 1994).

Muitos estudos mostram como as mudanças no uso da terra influenciam o clima local através de alterações do albedo, da rugosidade, das características hidrológicas e térmicas da superfície. Estas alterações, por sua vez, modificam os fluxos de energia, em particular os fluxos de calor sensível e latente na interface superfície-atmosfera. A identificação da influência relativa de cada uma das características da superfície no clima urbano é um desafio. A urbanização leva, em geral, à diminuição da absorção da água superficial, o que deixaria as camadas mais profundas do solo e as camadas atmosféricas superficiais mais secas. Considerando o balanço de energia na interface terra-atmosfera, a diminuição de umidade no solo e atmosfera conduz à maior disponibilidade de calor para o aquecimento dos materiais, durante o dia, e seu resfriamento durante a noite (ARNFIELD, 2003; IPCC, 2013; MARENGO, 2007; NEGRÓN - JUÁREZ, 2004; NOBRE et al., 2011; ROUNSEVELL; REAY, 2009).

O conhecimento do balanço de energia na superfície é fundamental para o entendimento dos processos que ocorrem na Camada Limite Planetária (CLP)¹ que, juntamente com a circulação atmosférica, determina os processos envolvidos nos

¹ Camada atmosférica adjacente à superfície que sofre influência de suas características. Apresenta variação de altitude entre as localidades e na escala diurna. Sua altitude varia da superfície a 3000 metros.

fluxos verticais de calor, massa e energia. O entendimento destes processos devem levar em consideração os processos termodinâmicos na evolução da camada limite, como os valores de temperatura e umidade do ar em superfície e a dinâmica do escoamento local e evolução da CLP (FREITAS, 2003).

O impacto que as alterações da superfície provocam na atmosférica local podem ser importantes, especialmente, considerando-se a tendência de aumento da temperatura global associado às mudanças climáticas. As alterações físicas em municípios populosos têm promovido grande parte estudos científicos, associados à formação de ilha de calor (ICU), às circulações locais, à alteração do balanço de energia em superfície, à interação entre ilha de calor e brisa. A seguir, apresentamos os principais resultados de estudos relacionados aos temas mencionados: a formação da ilha de calor urbana (FREITAS; DIAS, 2005; RIZWAN; DENNIS; LIU, 2008; ROTH, 2015; VILELA, 2007; YEN et al., 2014), as circulações locais (FREITAS, 2003; FREITAS et al., 2007; GUERRERO, 2010a; HOMANN, 2014b; KAWAMOTO, 2015; RYU; BAIK, 2013; SILVA, 2010; TAKAHASHI; MIKAMI; TAKAHASHI, 2011), o balanço de energia (ARAUJO, 2010; ARNFIELD, 2003; FREITAS, 2003; FREITAS; DIAS, 2005; JULIO et al., 2016; MORAIS, 2014; RABELO, 2013) e a interação entre ilha de calor e brisa (ASHIE; HIRANO; KONO, 2009a; CHILDS; RAMAN, 2005; FREITAS et al., 2007; HU; XUE, 2016; LOPES et al., 2010; MILLER, 2003; SIMPSON et al., 2008; ADO, 1994).

Os impactos causados pela alteração da superfície devido à urbanização, com a maior retenção de calor e a consequente formação de ilha de calor, a alteração da circulação local, do balanço de energia e a interação entre ilha de calor e brisa, são analisadas mais facilmente através do uso de modelos numéricos (ROJAS, 2017). O uso de modelos numéricos se justifica pois representam aproximações dos processos físicos e químicos observados na interface superfície-atmosfera, além de simularem um conjunto de variáveis para uma grade com resolução espacial relativamente alta em relação aos dados observados.

Dados observados, como temperatura e vento, também indicam alterações físicas ocorridas com a alteração da superfície, porém, com menor resolução espacial e para um período de tempo específico. Além de dados com resolução espacial e temporal maior, a modelagem numérica permite estudar hipóteses que a realidade não permite, como, por exemplo, a avaliação do impacto atmosférico

provocado pela alteração do uso do solo em toda a região de estudo, ou, pela remoção de todo o relevo presente na área. Os modelos numéricos para simulação da atmosfera mostram-se como uma importante ferramenta para investigar o impacto da urbanização na circulação atmosférica urbana, bem como nos processos que modulam os padrões espaciais e temporais da ICU numa ampla gama de escalas (RIZWAN; DENNIS; LIU, 2008; ROJAS, 2017). Os modelos de mesoescala, ou de área limitada permitem a execução de simulações com maior resolução espacial e temporal em relação aos modelos globais (SILVA, 2010), sendo mais adequados para o estudo de impactos na escala de municípios.

Dentre os modelos numéricos de mesoescala disponíveis, para usos em pesquisas científicas e centros meteorológicos operacionais, destaca-se o *Weather Research and Forecasting* (WRF) (SKAMAROCK et al., 2008), um sistema de modelagem numérica da atmosfera de última geração, de domínio público, e que está disponível gratuitamente na página oficial do modelo (<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users>). O WRF tem diversas aplicações que incluem a própria previsão numérica operacional de tempo e aplicações em pesquisa científica, voltadas ao desenvolvimento de parametrizações físicas, à assimilação de dados, aos estudos de fenômenos atmosféricos nas escalas de tempo e clima, à qualidade do ar, entre outros.

É possível fazer simulações com o modelo WRF a partir de alguns esquemas de superfície, como o *Urban Canopy Modeling* (UCM) (KUSAKA et al., 2001; TEWARI et al., 2007) e o *Building Effect Parameterization* (BEP) (MARTILLI; CLAPPIER; ROTACH, 2002a). A fim de melhorar a representação dos processos físicos envolvidos na troca de calor, momento e vapor d'água no ambiente urbano, foi acoplado ao modelo WRF o *Urban Canopy Modeling* (UCM), em 2001, que permite representar superfícies incluindo a geometria urbana, representada através de *canyons* em ruas longas, com várias superfícies urbanas (telhado, paredes e estradas) para contemplar os diferentes fluxos de calor sensível produzidos, além dos efeitos térmicos e mecânicos (KUSAKA et al., 2001; TEWARI et al., 2007). Adicionalmente ao UCM, o esquema *Building Effect Parameterization* (BEP) foi desenvolvido e acoplado ao WRF com o objetivo de simular de forma mais completa os processos que ocorrem na camada limite urbana, determinando nas dimensões horizontal e vertical a distribuição de calor, umidade e momento. Vários

pesquisadores têm estudado o impacto da expansão das cidades através do WRF/UCM e WRF/BEP. Dentre esses estudos podem ser citadas as pesquisas para as seguintes regiões urbanas: região metropolitana de Phoenix (GROSSMAN-CLARKE et al., 2010), região metropolitana de Houston (CHEN et al., 2011a), região metropolitana de Washington-Baltimore (LOUGHNER et al., 2012), região metropolitana de Tokyo (ADACHI et al., 2012), região metropolitana de São Paulo (HOMANN, 2014b), Grande Ho Chin Mihn City (DOAN; KUSAKA; HO, 2016) e Guangzhou (CHEN; ZHAO; MOCHIDA, 2016).

Os impactos do uso e cobertura da terra sobre as circulações atmosféricas locais são reportados em alguns estudos, como os de Be (2015), para região de Adelaide, na Austrália; de Cenedese e Monti (2003), em um estudo de laboratório; de Freitas et al. (2007), para São Paulo; de Guerrero (2010), para Santiago, Chile. Nakayama e Hashimoto (2011) e Ado (1992) estudaram a influência da ilha de calor na circulação de brisa sobre a região de Tokio.

Entendendo que as alterações da superfície terrestre causadas pelo homem, sobretudo nas cidades, alteraram os fluxos de calor, massa e energia, a ênfase desta pesquisa é o estudo observacional da ICU da RMGV e a quantificação da influência da alteração da superfície local no balanço energético e, conseqüentemente, na circulação local da RMGV, com o uso de modelagem numérica da atmosfera.

Em relação à RMGV, a maioria das pesquisas já desenvolvidas são de ordem observacional (CORREA, 2014; CORREA e VALE, 2016), com a coleta local de dados, ou com a obtenção remota de dados (CORREA et al., 2015; COELHO et al., 2013; Holz et al., 2012) ou até mesmo exclusiva para qualidade do ar (SALVADOR, 2014; SANTIAGO, 2015). Os trabalhos ora citados, sempre apresentaram métodos de análise isolado, neste caso para RMGV. Entretanto, essa tese, buscará a integração de três metodologias, dados observacionais por estações meteorológicas e por imagens de satélites, além, da modelagem atmosférica, com um intuito de conhecer melhor o clima urbano da RMGV e conseqüentemente, a influência das alterações da superfície na circulação local.

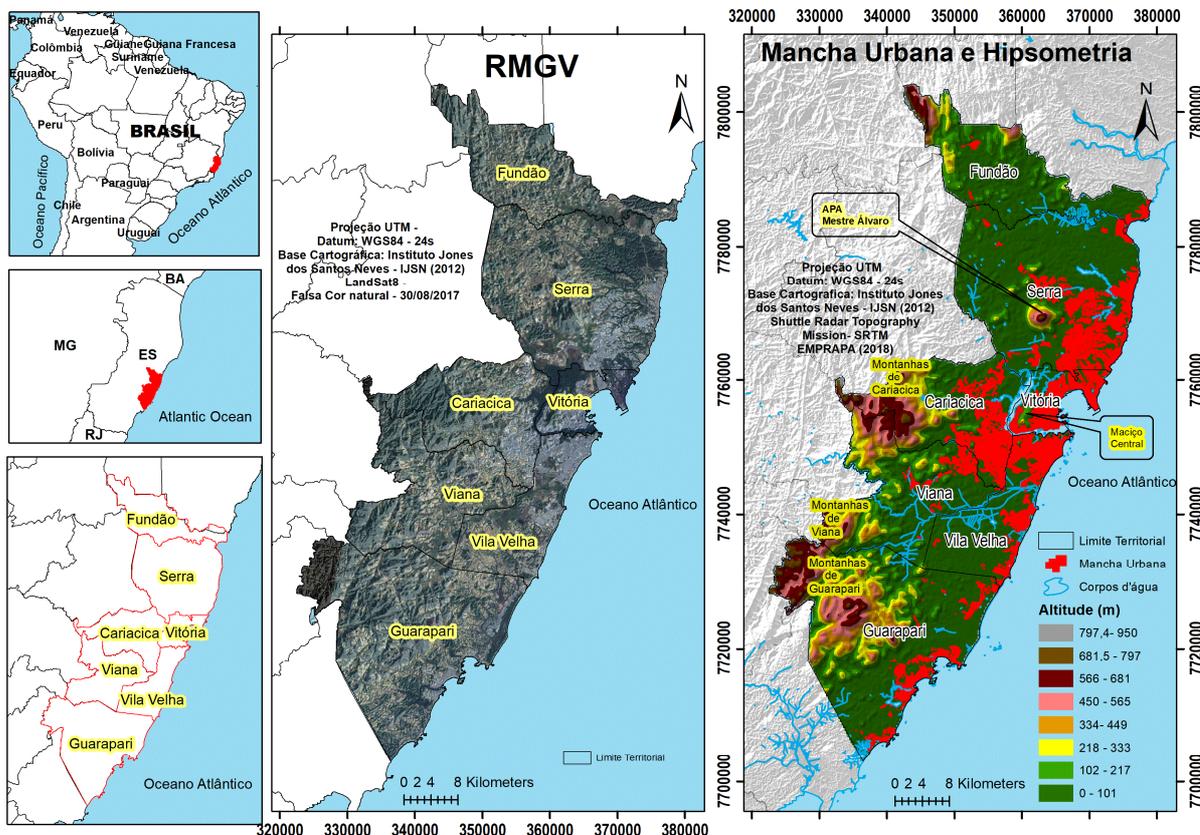
1.2 Justificativa e Objetivos

A RMGV ([Figura 1](#)) situa-se na Região Sudeste do Brasil, cuja extensão territorial corresponde a 2311 km², com densidade demográfica de 730 hab/km². É composta por sete municípios, dentre os quais destacam-se Vitória (capital do estado do Espírito Santo), Serra, Vila Velha e Cariacica, que formam um conglomerado urbano, e Viana, Fundão e Guarapari (ZANOTELLI et al., 2014) que, juntos, atualmente correspondem a 48,01% da população do Espírito Santo (IBGE, 2010) e possuem 80% das grandes empresas situadas no estado, representando 48% do PIB estadual (IBGE, 2012).

Assim como várias regiões da superfície terrestre, sobretudo em áreas costeiras, a RMGV tem vivenciado um intenso processo de urbanização e industrialização a partir de 1960 (COSTA, 1992). A população local passou de 111456 mil habitantes, na década de 1940, para aproximadamente dois milhões de habitantes, na década de 2010 (IBGE, 2012), com um contínuo processo de mudança no uso e cobertura da terra, não levando em conta o planejamento organizado que prezasse pela manutenção de áreas verdes, pela não ocupação de áreas irregulares, que oferecem algum tipo de risco ou dano à população, muito menos pela mitigação de processos associados às alterações climáticas, como a formação e intensificação da ilha de calor urbana ([Figura 1](#)).

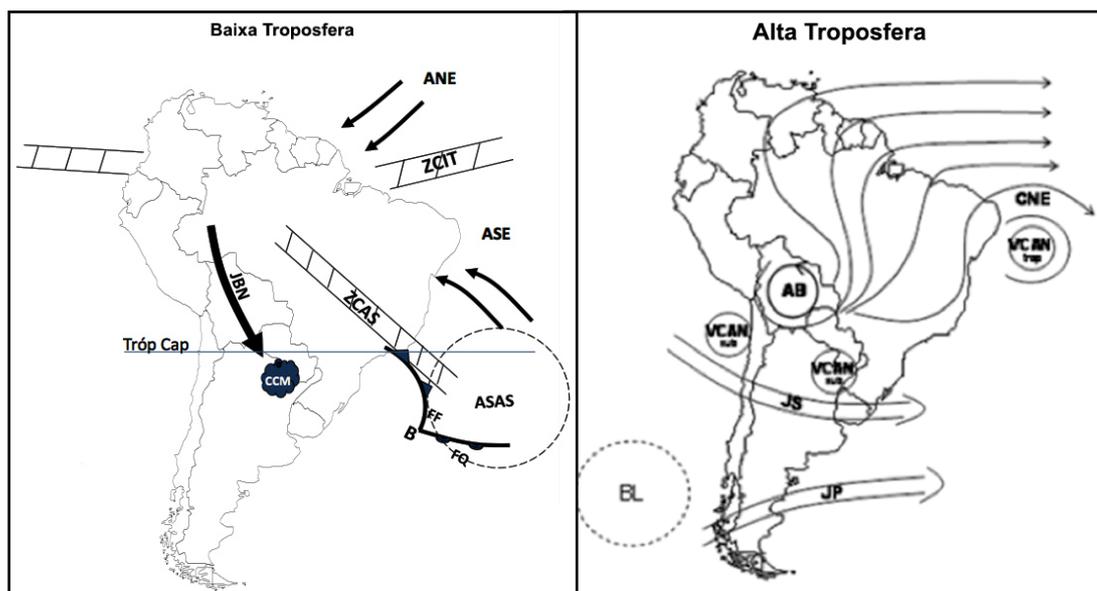
A RMGV está localizada em uma área de relevo complexo, constituída por colinas e maciços costeiros, planícies e tabuleiros costeiros, bem como resquícios da Serra da Mantiqueira (IJSN,2012). O relevo varia do nível do mar, nas planícies costeiras, até 950 metros na cadeia montanhosa do interior da RMGV. Os setores oeste e sudoeste da RMGV constituem áreas muito montanhosas, situadas nos municípios de Guarapari, Viana e Cariacica, sendo os dois últimos municípios os que apresentam a maior parte de sua área com relevo ondulado e montanhoso. Outra área que concentra parte do relevo montanhoso é o município de Serra, com destaque para Área de Proteção Ambiental (APA) Mestre Álvaro, conforme mostrado na [Figura 1](#).

Figura 1: Localização da área em estudo, mancha urbana e hipsometria (m).



Em relação à dinâmica atmosférica, os principais fenômenos meteorológicos em escala sinótica que influenciam diretamente as características do tempo sobre a RMGV são: a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (FRANCISCO et al., 2013), durante o verão, frentes frias (FF) (MARCHIORO, 2012), durante o ano todo e, o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (REBOITA et al., 2010, 2017), conforme esquematizado na [Figura 2](#).

Figura 2: Sistemas atmosféricos atuantes sobre a América do Sul e RMGV. **AB** – Alta da Bolívia; **ANE** – Vento Alísios de sudeste; **ASAS** – Alta Subtropical do Atlântico Sul; **ASE** Vento Alísio de Sudeste; **JP** – Jato Polar; **JS** – Jato Subtropical, **JBN** – Jatos de Baixos Níveis; **CCM** – Complexos Convectivos de Mesoescala; **FF** – Frente Fria; **B** – Baixa Pressão; **CNE** – Cavado do nordeste do Brasil; **FQ** – Frente Quente; **VCAN** – Vórtice Ciclônico de Altos Níveis tropical e subtropical; **ZCAS** – Zona de Convergência do Atlântico Sul; **ZCIT** – Zona de Convergência Intertropical.



Fonte: Reboita et al., (2010), adaptado pelo autor.

Mesmo que a temática clima urbano esteja em voga nos últimos anos com o aumento de várias pesquisas sobre o assunto, ainda existem lacunas no entendimento do clima nas cidades e da formação da ilha de calor em regiões de clima tropical, em especial em áreas costeiras. Salienta-se que, na ciência geográfica, os estudos são mais de cunho observacional, pois boa parte deles apresentam enfoque descritivo da ilha de calor e da qualidade do ar, com pouca atenção ao balanço energético e à modelagem matemática da atmosfera (ASSIS, 2005). Em relação à RMGV, a maioria das pesquisas já desenvolvidas são de ordem observacional (CORREA, 2014; CORREA e VALE, 2016), com a coleta local de dados, ou com a obtenção remota de dados (CORREA et al., 2015; COELHO et al., 2013; Holz et al., 2012). Mesmo com os estudos mencionados, não há o conhecimento da interação entre a brisa local e a ilha de calor na RMGV, bem como o conhecimento da circulação local gerada pela urbanização. Essa circunstância evidencia a necessidade deste estudo.

Os impactos causados pela alteração da superfície devido à urbanização e à liberação calor antropogênico na geração da ilha de calor urbana (ICU) e na circulação local, no balanço de energia em superfície e na interação entre ilha de calor e brisa, dificilmente podem ser analisados a partir das poucas observações feitas localmente em superfície (ROJAS, 2017). Como os modelos numéricos regionais permitem a simulação da atmosfera com alta resolução espacial², através do uso de informações fornecidas por modelos globais, constituem-se como uma ferramenta valiosa para o entendimento e conhecimento da dinâmica atmosférica local e suas interação com os fenômenos regionais (CHEN; YANG; ZHU, 2014).

Mediante as justificativas apresentadas, o objetivo principal desta pesquisa é estudar o impacto atmosférico devido à alteração do uso e cobertura da terra na Região Metropolitana da Grande Vitória. O desenvolvimento da pesquisa foi dividido em duas etapas: a primeira, constituída pela análise dos dados atmosféricos e de uso e cobertura observados da ICU e, a segunda, constituída pela análise das simulações numéricas pela alteração do uso e cobertura da terra, com emprego do modelo regional WRF acoplado ao modelo BEP.

Pretende-se com os objetivos específicos:

- Avaliar as associações entre a temperatura do ar e o uso e cobertura da terra através de séries temporais de estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), Rede Automática de Monitoramento da Qualidade do Ar (RANQar), localizadas em áreas com diferentes usos e coberturas da terra, em especial nas escalas temporais sazonal e diária, no período de 01 de março de 2017 a 31 de janeiro de 2018;
- Aferir o impacto dos diferentes uso e cobertura da terra na Região Metropolitana da Grande Vitória sobre a formação da ilha de calor, com o uso de dados obtidos pelo sensor Thermal Infrared Sensor TIRS/Landsat-8, banda 10 em ambiente Sistema de Informação Geográfica (SIG), no período de 01 março de 2017 a 31 janeiro de 2018;
- Caracterizar a alteração da circulação atmosférica local na Região Metropolitana da Grande Vitória pela mudança no uso da terra, através do

² Maior nível de detalhamento dos objetos.

uso de modelagem numérica (modelo WRF), para o período de 29/10/2017 a 03/11/2017;

- Realizar testes de sensibilidade que possam demonstrar a alteração nas condições atmosféricas locais, sobretudo nos fluxos de calor sensível e latente, temperatura do ar, temperatura potencial, altura da Camada Limite Planetária, divergência do ar, velocidade e direção do vento para cenários hipotéticos de alteração do uso do solo na RMGV de forma a gerar parâmetros para a análise anterior.

Mediante as justificativas e os pesquisas ora apresentadas, este estudo orienta-se pela hipótese de que as alterações do uso da terra, com transformações nos processos físicos na superfície terrestre, modificam o balanço energético em superfície e, portanto, as circulações atmosféricas locais sobre a Região Metropolitana da Grande Vitória.

O desenvolvimento desta pesquisa pode responder às seguintes questões, que podem impactar a sociedade de forma mais direta:

- a área construída da RMGV contribui para a modificação da intensidade do vento?
- A alteração da circulação do ar causada pela intensificação da ilha de calor favorece a intensidade ou frequência da brisa oceano-contidente ?

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

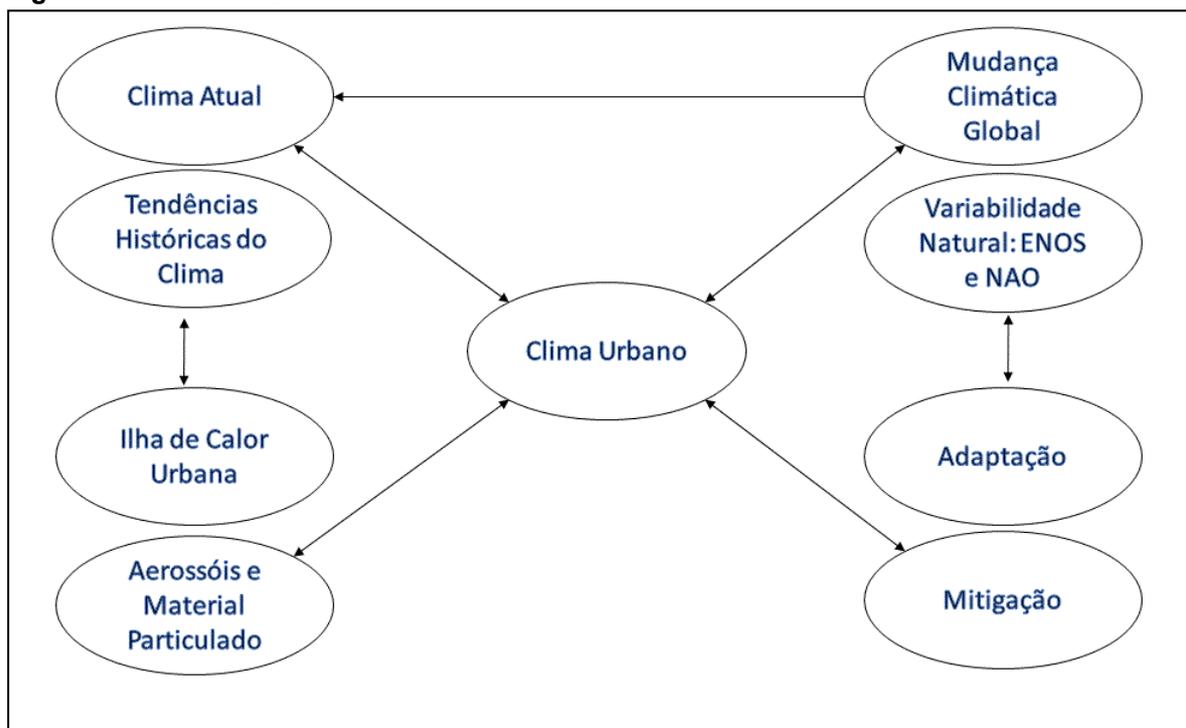
Nesta etapa serão abordados os principais conceitos que nortearão e auxiliarão na compreensão de que as alterações dos processos físicos na superfície terrestre, modificam o balanço energético em superfície e, portanto, as circulações atmosféricas locais.

2.1 O impacto da cidade sobre o clima: o clima urbano

As cidades executam um papel fundamental na mudança do clima local. Ao interagir com fenômenos que extrapolam seus limites, estes repercutirão sobre a população local. Os efeitos do clima urbano, em sua distribuição temporal e espacial, são: a ilha de calor, as modificações no balanço de energia em relação ao entorno, e a interação com os fenômenos climáticos de escala global, que intensifica os riscos sociais e ambientais aos quais os cidadãos estão expostos (BLAKE et al., 2011). As cidades com alta densidade populacional, industrial e econômica podem ser responsáveis por até 40% das emissões de gases de efeito estufa (SATTERTHWAITE, 2008).

Segundo Andrade (2005), o clima urbano é resultante de vários fatores que decorrem dos aspectos físicos locais, urbanos e o clima. Entretanto, atualmente, é necessário que a compreensão do clima urbano perpassa da interação da superfície urbana com os aspectos locais e até mesmo regionais. Black et al. (2011) propõem que o clima urbano seja resultante da interação entre 4 componentes: (i) o efeito da ilha de calor urbana e a poluição do ar, (ii) o clima atual e as tendências históricas do clima, (iii) o papel da variabilidade natural do clima, e (iv) projeções das mudanças climáticas devido ao aumento mundial dos gases de efeito estufa. O autor propõe a interação desses componentes por meio de um esquema, tal como segue na [Figura 3](#).

Figura 3: O Clima Urbano



Fonte: Adaptado de Black et al. (2011). Elaborado pelo autor.

O conceito de Andrade (2005) sobre o clima urbano e o proposto Black et al. (2011) completam-se. Sendo assim, o clima urbano é resultante da interação das particularidades do meio físico da cidade, com o clima atual e suas tendências/séries históricas, com os fenômenos decorrente dos processos de urbanização e industrialização, como, a ilha de calor e a poluição atmosférica, bem como, toda essa interação, com a variabilidade climática natural e as possíveis mudanças climáticas globais. Diante de toda essa interação, cabe aos governantes e cidadãos proporem medidas que minimizem ou reduzam os impactos advindos de todos esses processos sobre a população local.

A compressão do efeito das cidades sobre o clima perpassa por uma das observações mais antigas em climatologia, datando o trabalho do meteorologista inglês Luke Howard (ex. HOWARD, 1820). No Brasil, em virtude do agravamento de problemas ambientais a partir das décadas de 1960, 1970 e 1980, os estudos de clima urbano intensificaram-se e ganharam uma nova base teórica, como a obra do geógrafo Carlos Augusto de Figueiredo Monteiro, intitulada *Teoria e Clima Urbano*.

Em sua obra, Monteiro (1976) considera o clima urbano como um sistema, chamando-o de Sistema Clima Urbano (SCU). Nela, o autor propõe a análise

baseada nos canais de percepção humana do clima. O SCU é composto de três subsistemas ou canais, a saber: o termodinâmico, que se refere ao conforto térmico; o físico-químico, que corresponde à qualidade do ar; e o hidrodinâmico, referindo-se ao impacto meteórico. Além dos referidos canais de percepção, a análise do clima urbano se dá com base na identificação da dinâmica do clima local, aplicando técnicas de análise rítmica. A obra de Monteiro tem sido base para vários estudos de Climatologia Urbana no Brasil, para cidades de grande, médio e pequeno porte, como as pesquisas de Brandão (1992) para o Rio de Janeiro-RJ; de Amorim (2000) para Presidente Prudente – SP; de Fialho (2009) para Viçosa – MG; de Assis (2010) para Belo Horizonte – MG; e de Saraiva (2014) para cidade de Mossoró – RN.

Várias áreas de conhecimento, como a meteorologia, a arquitetura e engenharia têm estudado o clima urbano. Dentre essas áreas, destaca-se a meteorologia, que tem como base de análise do clima urbano os fluxos de energia e massa e seus balaços na interação entre superfície e atmosfera. A abordagem é multidimensional (espaço e tempo) e integra as escalas de cima pra baixo (*downscaling*).

Tanto na Geografia como na Meteorologia a definição das escalas é de fundamental importância para compreensão do fenômeno. Por isso, é essencial considerar nas análises de clima urbano as bases de dados necessários, o tamanho da área em estudo, os meios, técnicas e métodos observacionais ou numéricos mais adequados para que se possa investigar o impacto da cidade no clima local³.

Dentre os vários impactos que as cidades (sobretudo, as grandes e megacidades) podem causar sobre o clima, destaca-se a produção de uma circulação própria, uma circulação local, que forma uma zona de convergência que poderá acelerar o escoamento do vento, nesse caso, a brisa marítima e terrestre (ASHIE; HIRANO; KONO, 2009a, 2009b; BE, 2015; MEIR et al., 2013; SIMPSON et al., 2008; ADO, 1994). Para melhor compreendermos a interação entre a ilha de calor urbana (ICU), com sua circulação própria, e a brisa marítima, faz-se necessário a abordagem de alguns conceitos, que terão enfoque na próxima seção.

³ Notas de aula da disciplina “Conforto Ambiental em espaços urbanos”, ministrada pela Prof^a. Dr^a. Denise Helena Silva Duarte – n USP 204592 e pelo Prof. Dr. Leonardo Marques Monteiro – n USP 1010813.

2.2 O Vento e a escala do movimento

O vento é uma circulação que expressa-se no movimento da atmosfera. Basicamente, o aquecimento diferencial da superfície irá produzir um gradiente de pressão, que conseqüentemente resultará no vento. O movimento atmosférico ocorre em resposta à diferença de pressão entre duas regiões. Nas ciências atmosféricas, o vento é dividido em duas componentes: a vertical e horizontal. Sendo a primeira representada pela intensidade e direção ou sentido do vento, a segunda associada à estabilidade atmosférica. Ambas são da maior importância na gênese de alguns fenômenos atmosféricos (nuvens, precipitação, trovoadas, turbulência, etc.) (AHRENS, 2009).

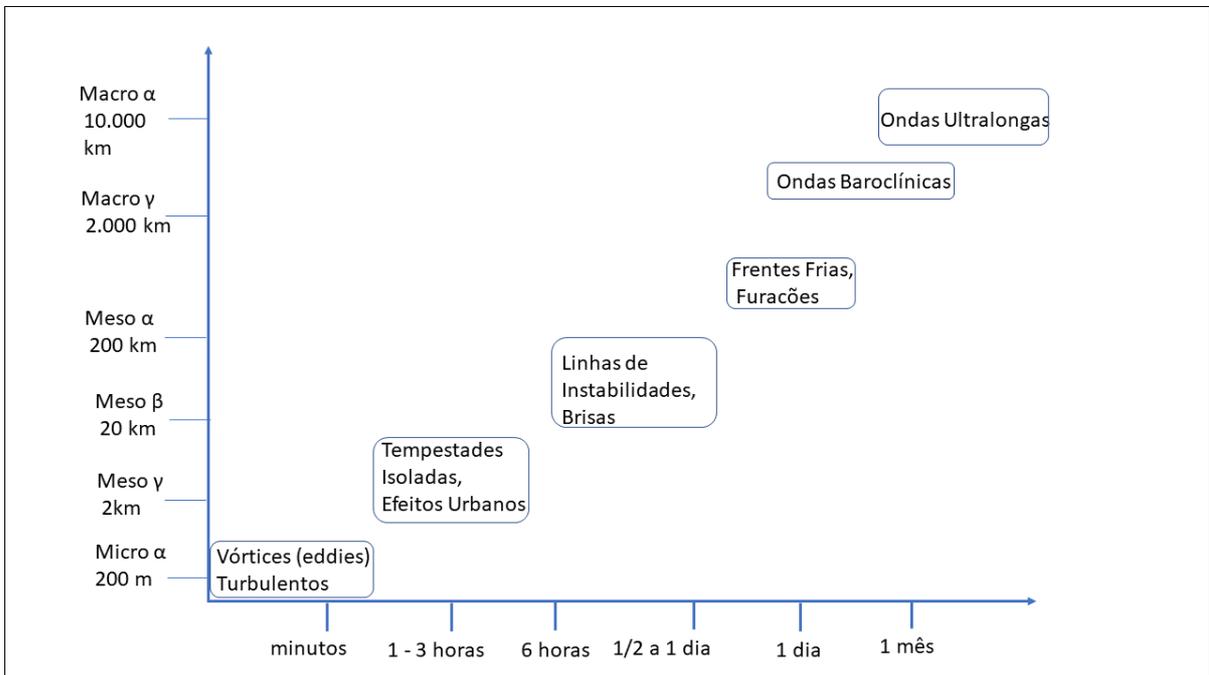
O gradiente de pressão atmosférica produz o movimento do ar, ou seja, o vento. Várias forças agem simultaneamente e determinam a direção e a magnitude do vento, entre elas, a Força do Gradiente de Pressão, a Força de Coriolis, a Força Centrípeta e a Força de Fricção, além das influências do relevo e do atrito superficial (AHRENS, 2009; MUSK, 1988).

O vento na superfície sopra em direção ao centro da baixa pressão (convergência) para fora do centro de alta pressão (divergência). Simultaneamente, o ar move-se verticalmente para compensar a divergência ou convergência superficial. A convergência em superfície leva à divergência em altos níveis, assim como a divergência na superfície leva à convergência em altos níveis (AHRENS, 2009; MUSK, 1988).

Para melhor compreensão, os meteorologistas e climatologistas classificam as circulações de acordo com suas dimensões espaço-temporal. Essa hierarquia de movimento que varia de pequenas rajadas até tempestades gigantes é chamada de escalas do movimento (AHRENS, 2009). Vários autores se propuseram a classificar o movimento atmosférico, dentre os quais se destacam Orlanski (1975) e Ahrens (2009).

A proposta de Orlanski (1975) sugere que a meteorologia seja subdividida em micro, meso e macro escala e que elas sejam subdivididas de forma probabilística, incluindo as letras gregas (α , β , γ). Dessa forma, as subdivisões resultaram em: micro- α , micro- β , micro- γ , meso- α , meso- β , meso- γ , macro- α , macro- β , macro- γ ([Figura 4](#)).

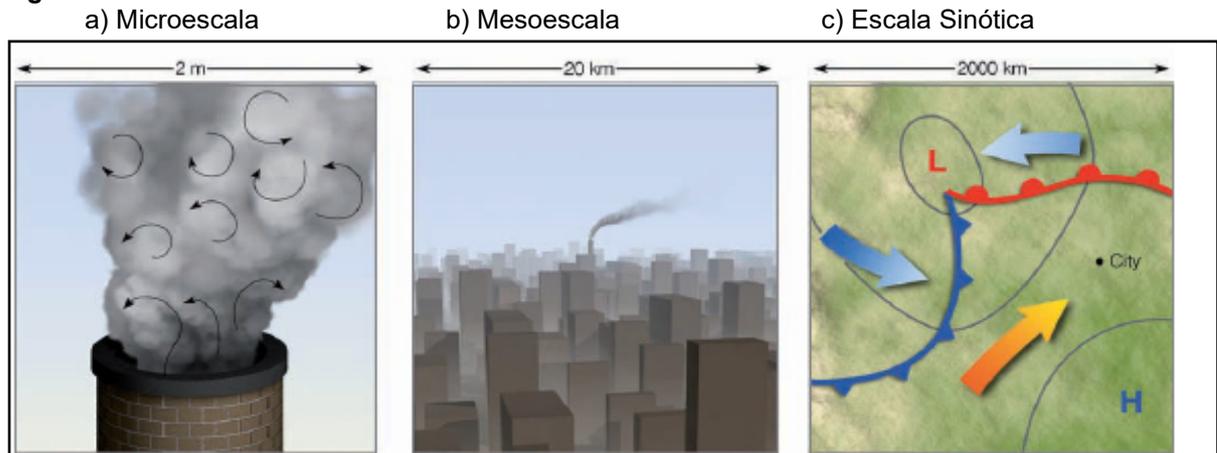
Figura 4: Escalas e diferentes fenômenos atmosféricos de acordo com as escalas temporal e espacial segundo Orlandi (1975).



Fonte: Adaptado de Orlandi (1975), elaborado pelo autor.

A proposta de Ahrens (2009) sugere que a escala do movimento seja dividida em Microescala, Mesoescala, Escala Sinótica e Escala Global ([Figura 5](#)).

Figura 5: Escalas do Movimento.



Fonte: Adaptado de Ahrens (2009).

Na proposta de Ahrens (2009), a Microescala possui uma dimensão de metros. Nela ocorrem os Vórtices (*eddies*) turbulentos, formados por turbulência mecânica ou convecção. O tempo de vida desses fenômenos são de minutos. A Mesoescala ocorre na ordem de quilômetro, a centenas de quilômetros, e nessa escala advêm os ventos e circulações locais, como a brisa terra/mar, ventos de vale

montanha, tempestades e tornados, e efeitos urbanos, variando de minutos a horas. Na escala Sinótica os eventos possuem uma dimensão espacial de 100 km a 1000 km e ocorrem em volta dos sistemas de alta e baixa pressão, influenciando o tempo em dias e semanas. Na escala Global, os sistemas deslocam-se sobre todo o planeta.

Entender a circulação atmosférica envolve diversas variáveis e fatores que repercutem sobre a escala espacial e temporal dos fenômenos meteorológicos. Na atmosfera, o movimento do ar não é trivial, devido a processos como: a transferência vertical e horizontal de umidade, calor e do momentum da superfície. Esses processos são originados pelos efeitos térmicos e mecânicos. Os processos de origem térmica são causados pela convecção do ar, que durante o dia é aquecido pelo contato com a superfície terrestre, a qual se aquece ao absorver radiação solar. Já os processos de origem mecânica são causados pelo atrito entre a superfície e o ar em movimento (PAZ, 2004).

Os processos supracitados acontecem na Camada Limite Planetária (CLP) ou Camada Limite Atmosférica (CLA). A CLP é diretamente influenciada pelos processos de urbanização e industrialização que ocorrem na superfície. As alterações na superfície impactaram diretamente a CLP, repercutindo sobre o clima local (BARLOW, 2014).

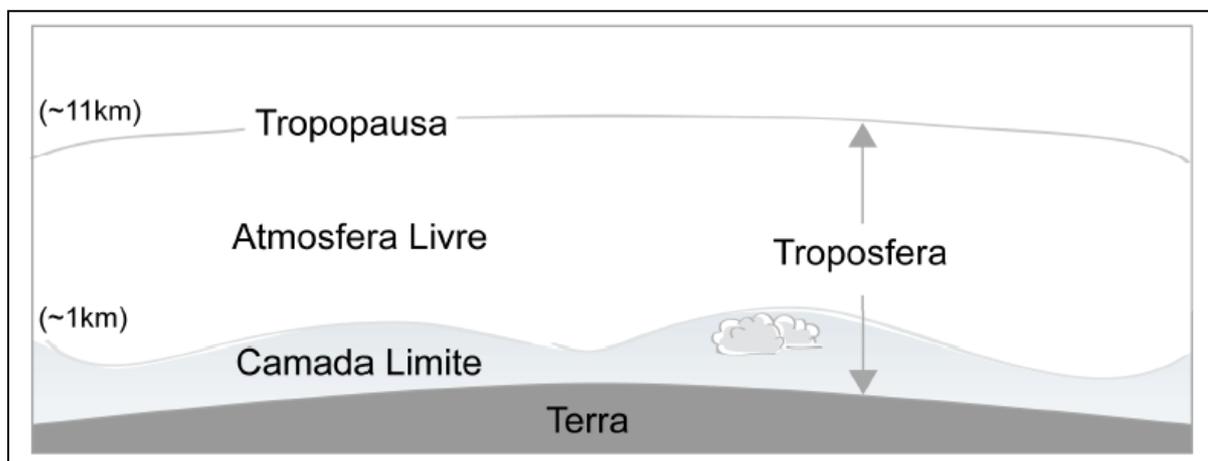
2.3 Camada Limite Planetária

A Camada Limite Planetária (CLP) ou Camada Limite Atmosférica (CLA) é a porção da troposfera que diretamente é influenciada pela superfície terrestre e responde à ação combinada das forçantes mecânicas (vento) e térmicas (fluxo de calor) numa escala de tempo da ordem de algumas horas a um dia (STULL, 1988).

Para Ahrens (2009), a CLP é a camada de ar da superfície terrestre de até cerca de 1 km (3300 pés) ([Figura 6](#)), onde o vento é influenciado pelo atrito da superfície da Terra e objetos sobre ela. Essa região é de extrema importância para meteorologia e climatologia, pois é o local onde os seres humanos vivem e os fenômenos meteorológicos acontecem. A CLP também pode ser definida pela presença da mistura turbulenta entre a superfície terrestre e o ar, onde ocorre uma significativa troca de momentum, calor/energia e massa.

Figura 6: Localização da Camada Limite Planetária.

Fonte: Adaptado de Stull (1988).



As modificações na superfície alteram diretamente o comportamento da CLP. Tais modificações gerarão fluxos de calor (Sensível e Latente) que irão interagir com a parte inferior da troposfera, acarretando em fluxos turbulentos que exercerão diversas alterações sobre a dinâmica da CLP. A interação entre as forçantes térmicas e dinâmicas será responsável pelo movimento e pelas transferências de energia na direção vertical (MOREIRA, 2007).

A espessura da CLP varia em função do tempo e do espaço. A radiação do solo é a maior responsável pelo aquecimento do ar na CLP. Em geral, os dias mais quentes geram atividades mais intensas de turbulência devido aos seus efeitos convectivos, uma vez que as massas de ar quente tendem a subir, ocupando o lugar da massa de ar mais fria (MOREIRA, 2007).

Segundo Chen e Dudhia (2001), parte da radiação que atinge a superfície terrestre é refletida, enquanto que a outra parte é utilizada pelo sistema oceano-superfície-atmosfera na forma de: fotossíntese pelas plantas, aquecimento do solos e corpos d'água, e evaporação da umidade existente na superfície do solo ou nos corpos d'água. Com isso, parte da umidade será evaporada pela superfície que, associada à evapotranspiração das plantas, resultará em correntes ascendentes de vapor, aumento da umidade do ar e, conseqüentemente, o albedo e a absorção da emissão de ondas curtas, além de contribuir com o processo de nucleação de contaminantes ou, em temperaturas mais baixas, voltar à condição líquida na forma

de nuvens. Contudo, o solo aquecido conduzirá parte da energia térmica para as camadas mais internas, transferindo calor para camadas de ar mais próximas, também forçando correntes ascendentes. Estas correntes criarão uma região de baixa pressão em seu ponto de origem, fazendo com que as massas de ar frias mais próximas se desloquem horizontalmente e criem vórtices de grandes dimensões (SALVADOR, 2014).

Para Salvador (2014), quando mantidas as condições para o seu aparecimento, a geração dos grandes vórtices é um processo contínuo durante o grande período do dia, assim como permanecem os seus desdobramentos em vórtices menores, fato que mantém na atmosfera um conjunto de vórtices de todas as dimensões. Com o resfriamento do solo, no período noturno, apesar de cessarem as correntes ascendentes de calor e umidade, o processo de desdobramento continua ocorrendo de forma que CLP apresente um perfil turbulento.

Diante do apresentado, a CLP pode ser classificada em: Camada Limite Convectiva, Camada Superficial, Camada Limite Estável Noturna, Camada Residual. Tal classificação se dará de acordo com a taxa de variação da temperatura potencial ao longo de sua altura (*lapse rate*) (Equação 01). Ela também pode variar de acordo com a latitude, o ciclo de estações e a hora do dia (STULL, 1988).

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{g}{c_p} = -0.0098 \text{ } ^\circ\text{C/m} \quad \text{Equação 1}$$

Onde ∂T é a temperatura, ∂z é a variação da altitude, $g = 9,81 \text{ m/s}^2$, $c_p = 1004 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$ é o calor específico do ar a pressão constante do ar.

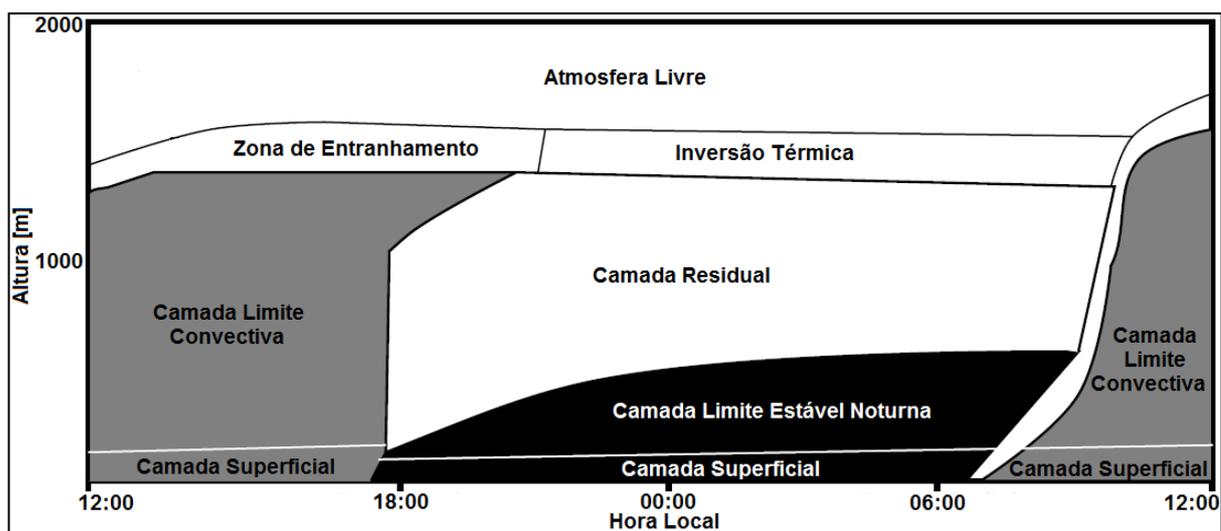
A camada limite convectiva (CLC) instável é gerada pelo aquecimento diurno. Nesse processo, a turbulência é intensificada. Com o aquecimento da superfície. Nas primeiras horas do dia, o calor é transferido convectivamente para a camada superior adjacente e, conseqüentemente, transfere calor para as camadas superiores. Juntamente com as térmicas ascendentes, um gradiente de velocidade dos ventos será formado. Ambos serão responsáveis pela forte presença da turbulência nessa camada de mistura (STULL, 1988).

Com o resfriamento da superfície, uma Camada Limite Estável Noturna (CLE) é formada. A taxa da temperatura potencial é positiva, aumentando com a altura e repercutindo diretamente na redução da turbulência. O fluxo de calor que era positivo (para cima) durante o dia, passa a ser negativo (para baixo) com o resfriamento da superfície, e por isso o fluxo convectivo das térmicas cessam. Com os ventos de jatos noturno, a turbulência é mínima (STULL, 1988).

A Camada Residual (CR) irá se formar acima da camada noturna, onde, devido ao fenômeno de cascata de energia, permanecem na atmosfera as menores escalas durante toda noite, até que o ciclo inicie ao amanhancer. A taxa de variação da temperatura potencial é nula e a atmosfera não inibe e nem intensifica a turbulência (STULL, 1988).

Na superfície é encontrada a Camada Superficial (CS). Nela é iniciado o processo turbulento devido às variações térmicas e à rugosidade superficial. Ela é considerada uma camada de fluxo constante (STULL, 1988). Abaixo, na [Figura 7](#), a Evolução diária da CLP e suas subdivisões são apresentadas.

Figura 7: Evolução diária da CLP.
Fonte: Adaptado de Stull (1988).



Segundo Salvador 2014, a dinâmica atmosférica, apresentada na Figura 7, não contempla, entre outras singularidades, os efeitos de brisas que ocorrem em regiões próximas a grandes volumes de água, que podem alterar, substancialmente, o comportamento do perfil atmosférico criando uma outra camada de temperatura

menor acima da camada superficial. Essa camada fria (devido à presença da brisa marítima), que pode vir a surgir ao longo do dia, consegue adentrar por vários quilômetros sobre as áreas próximas a costas.

2.4 O atrito, a turbulência mecânica e térmica na Camada Limite Planetária

O ar que se move sobre uma superfície experimenta um arrasto friccional, ou atrito. As superfícies mais rugosas, como florestas, montanhas e construções exercem mais arrasto do que superfícies suaves, como solo descoberto e água. A velocidade do vento aumenta tipicamente com a altura, conforme a influência da fricção diminui e a profundidade da CLP aumenta com a rugosidade da superfície e instabilidade atmosférica (AHRENS, 2009). O atrito é uma força que só existe se o ar estiver em movimento. Sendo assim, o único local que o atrito é mais importante será aquele próximo à superfície. Dessa forma, dependerá da velocidade das parcelas de ar e das características da superfície.

O atrito interno na CLP está relacionado à Viscosidade, “freio” de um fluido devido ao movimento molecular, e que é dominante na camada rasa da atmosfera, muito próximo ao solo. Nesse local, as moléculas de ar movimentam-se mais lentamente quando estão muito próximas de uma superfície parada como, por exemplo, em ambientes urbanos, onde o ar experimenta atraso friccional, ou atrito, devido ao efeito de rugosidade da superfície (AHRENS, 2009; BARRY e CHORLEY, 2009), e às mudanças abruptas na velocidade do vento que ocorrem próximo a superfície. Portanto, o efeito do atrito na superfície depende do ar em movimento e, em grande parte, da mistura turbulenta mecânica e térmica.

O atrito interno gerado quando um escoamento laminar (suave, estacionário) se torna irregular e turbulento ao passar sobre superfícies irregulares (árvores, prédios, montanhas, etc) receberá o nome de viscosidade turbulenta. A turbulência gerada pelas obstruções geralmente é chamada de turbulência mecânica, e tende a produzir um atrito (arrasto) no escoamento muito maior do que aquele causado pela viscosidade molecular. De modo geral, a turbulência mecânica será causada pelo atrito e pela rugosidade adjacente, sendo mais comumente referida como turbulência de baixo nível. É determinada principalmente pela força do vento e pela sua estabilidade (AHRENS, 2009).

Os efeitos mecânicos surgidos na presença de topografia heterogênea são causados pelo arrasto aerodinâmico induzido por ondas de gravidade ou pela presença de turbulência. Esta é mais pronunciada próximo à superfície, mas sua intensidade depende, sobretudo, da transferência de calor para a atmosfera, por condução dentro da CLP e pelos transportes convectivos, que provocam efeitos desestabilizantes na atmosfera (LEMES e MOURA, 2002).

À medida que a superfície terrestre se aquece, as térmicas elevam-se e as células de convecção se formam. O movimento vertical resultante criará a turbulência térmica, o que aumenta com a intensidade do aquecimento superficial e o grau de instabilidade atmosférica. Durante o início da manhã, quando o ar é mais estável, a turbulência térmica é normalmente mínima. Com o passar das horas, o aquecimento na superfície aumenta, a instabilidade é induzida e a turbulência térmica torna-se mais intensa. A turbulência térmica resultará em movimentos verticais devido ao aquecimento da superfície e do subsequente aumento e afundamento do ar (AHRENS, 2009). A intensidade da turbulência mecânica e térmica dependem da temperatura, do vento e da rugosidade da superfície.

O fluxo de ar resultante principalmente do aquecimento e arrefecimento da superfície receberá o nome de circulação local. Essa temática será reportada no tópico abaixo.

2.5 Circulações locais

As circulações locais pertencem à classe de movimentos atmosféricos que ocorrem na escala temporal, de até 24 horas, e espacial, de até centenas de quilômetros. Elas são de origem térmica e mecânica, e se desenvolvem a partir das particularidades de cada região, como barreiras de montanha, grandes corpos de água, diferenças de pressão locais e outras influências. As circulações locais são fenômenos relativamente “rasos” na atmosfera e representam o resultado da transferência de calor e umidade da superfície para a camada limite planetária (CLP) (AHRENS, 2009; BARRY & CHORLEY, 2009; MUSK, 1988; STULL, 1988; ORLANSKI, 1975).

As circulações de origem mecânica correspondem aos efeitos mecânicos ocasionados pela topografia ou por obstáculos de porte considerável, como prédios

de grandes cidades. As ondas de Lee e os pequenos vórtices turbulentos são exemplos desse tipo de forçante (FREITAS et al., 2007; GUERRERO, 2010a; STULL, 1988).

As circulações provocadas pelo aquecimento diferencial da superfície são denominadas circulações térmicas. Nesse processo, o ar mais quente se eleva forçando convergência do ar e movimento vertical ascendente nas regiões em que a pressão é mais baixa e divergência, com movimento vertical descendente (subsistência) nas regiões em que a pressão é mais alta. As regiões de alta e baixa pressão atmosférica são criadas à medida que a atmosfera esfria ou aquece e são chamadas de elevadas térmicas (núcleo frio) e baixas térmicas (núcleo quente) (AHRENS, 2009; MUSK, 1988).

As circulações térmicas são sistemas que tendem a serem verticalmente rasos (não se estendem por toda a troposfera). Podem ser relacionadas a vários fatores, como as alterações no uso e cobertura da terra (vegetação, solo exposto ou urbanização) (FREITAS, 2003; GUERRERO, 2010a; HOMANN, 2014a; MUSK, 1988; STULL, 1988). São exemplos de circulações locais e termicamente induzidas a brisa terra/mar (SBTM) e a ilha de calor urbana (ICU).

Por fim, as circulações locais são padrões meteorológicos específicos de uma região, que se desenvolvem a partir das peculiaridades de cada local (SALDIVA e COELHO, 2013).

2.5.1 Circulações Termicamente Induzidas: Brisas e a ilha de calor

Entre as circulações termicamente induzidas, destacam-se as brisas e a ilha de calor urbana.

2.5.1.1 Brisa Marítima e Terrestre

As superfícies da água e do continente apresentam temperaturas diferentes quando submetidas à mesma quantidade de insolação, sendo que na superfície terrestre a amplitude térmica será maior do que nos corpos d'água, que possuem temperaturas mais uniformes ao longo do dia (MUSK, 1988). As diferenças de

temperatura entre o continente e o mar irão produzir circulações termicamente induzidas, conhecidas como brisas.

As brisas do mar ou marítimas e as terrestres são circulações costeiras de mesoescala que ocorrem ao redor do mundo, desde as regiões polares até o Equador (AHRENS, 2009; MASSELINK e PATTIARATCHI, 1998), devido às diferenças no diferenças térmicas resultante do aquecimento local na CLP. Uma vez que muitas atividades humanas acontecem na CLP, sobretudo em zonas costeiras, as brisas propiciam vários efeitos sobre a vida humana, portanto, faz-se necessário o estudo desse fenômeno e sua interação com o meio (ATKINS et al., 1995; AVISSAR e SCHMIDT, 1998; JI et al., 2013).

As brisas são circulações costeiras causadas pelo aquecimento diferencial de superfícies adjacentes de terra e mar (AHRENS, 2009). A diferença de temperatura entre a superfície terrestre e o oceano com gradientes de mais ou menos 1°C promove fluxos de energia diferentes para a atmosfera, resultando em gradientes de pressão em determinados níveis acima da superfície, os quais impulsionam o movimento. Este movimento gera divergência e convergência em diferentes pontos, o que faz com que se estabeleça uma célula de circulação (ATKINSON, 1981).

De modo geral, a brisa marítima desenvolve-se em dias de céus relativamente claros, quando o continente aquece-se mais rapidamente que o mar. Entretanto, podemos pensar na circulação brisa marítima (CBM) como produto do gradiente de pressão (GP) (AHRENS, 2009), de forma que: 1) o continente é aquecido criando uma inclinação das superfícies de pressão; 2) a coluna aquecida gerará uma alta pressão nos níveis superiores sobre o continente; 3) o ar acima escoará para fora, no sentido continente para o oceano; 4) o escoamento superior favorece a formação de uma alta pressão superficial sobre o oceano; 5) o escoamento superficial responde com escoamento na direção do continente em baixos níveis; e 6) a ascensão em grande escala sobre o continente desestabiliza a corrente de ar, aumentando a formação de nuvens de tempestade. Em contra partida, a subsidência sobre o oceano estabiliza a coluna de ar oceânica.

Segundo Miller et al. (2003), a CBM possui os seguintes componentes:

- A circulação brisa marítima é uma célula rotativa (giratória) de mesoescala na vertical, com escoamento para a costa perto da superfície da Terra. Uma corrente de ar ascendente é gerada na superfície do continente, elevando as

correntes de ar profundas por vários quilômetros em direção ao interior do continente e a um fluxo de retorno para o mar no nível de 900 hPa;

- A corrente de gravidade da brisa do mar (SBG) é o fluxo em direção da superfície terrestre do ar marinho mais frio e úmido na parte inferior do braço horizontal da CBM;
- A frente da brisa marítima (FBM) é a em direção ao continente da GBM e da CBM, e geralmente está associada a mudanças bruscas de temperatura, umidade e vento. Sua chegada é marcada pela formação de nuvens cumulus (Cu);
- topo da brisa marítima (TBM) e localizada imediatamente atrás da FBM. É gerada pelas correntes de ar ascendentes no interior das massas de ar continente e marinhas. O TBM possui altura aproximada duas vezes maior que a altura do fluxo gerado pela FBM;
- As ondas de Kelvin-Helmholtz (OsKH) são ondas que se desenvolvem ao longo do limite superior da GBM durante períodos de baixa estabilidade estática (meio-dia);
- A camada limite convectiva interna (CLCI) é uma região instável dentro da massa de ar marinha, aparecendo na costa e crescendo em profundidade com a distância para o interior do continente em que os poluentes de baixo nível podem ficar presos e concentrados

Entre os fatores que impactam a CBM, é possível destacar: a variação diurna da temperatura do solo, a difusão do calor, a estabilidade atmosférica, a força de Coriolis, a difusão de momento, a topografia do terreno e o vento predominante (SIMPSON, 1994). Os dois primeiros serão preponderantes para a CBM e o terceiro para o seu movimento no interior do continente. A força de Coriolis irá limitar a extensão e a penetração no interior da CBM devido à rotação horizontal produzida pela própria CBM ao longo do tempo (ROJAS, 2017).

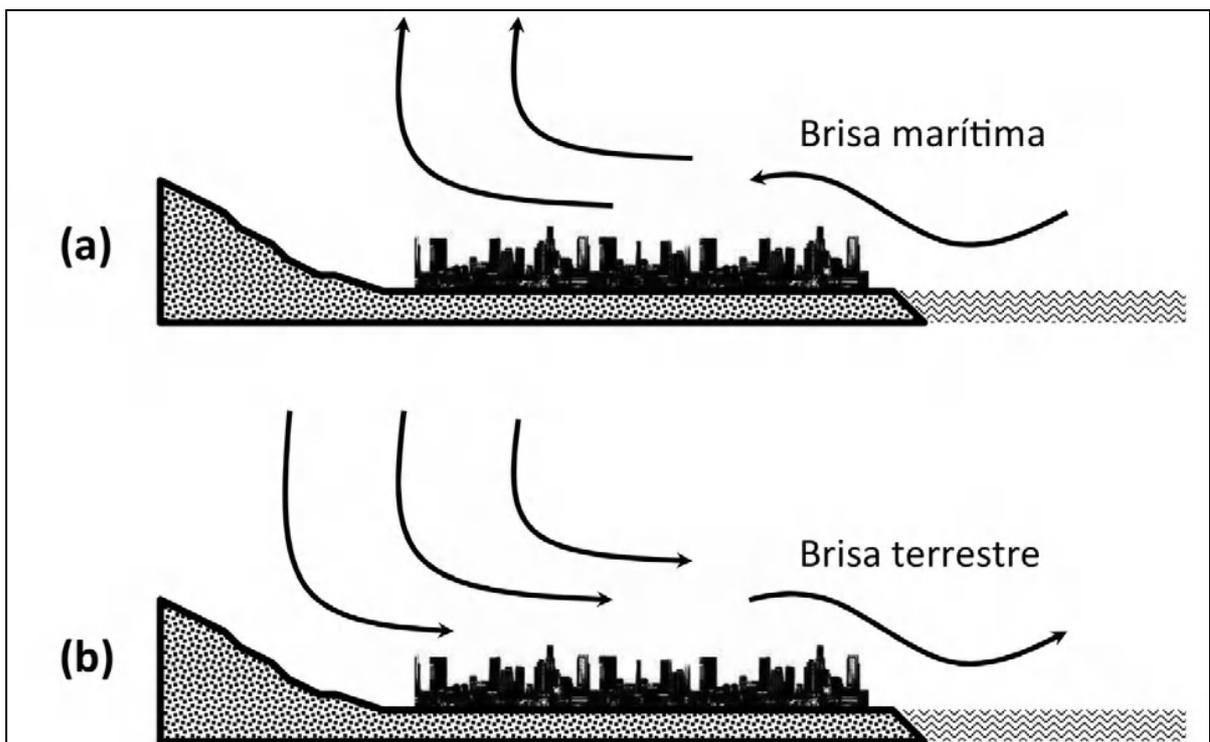
Rojas descreve a importância da topografia no desenvolvimento da CBM:

A topografia, incluindo o tamanho e a forma das massas terrestres e a sua estrutura sobre a região costeira é um dos fatores importantes na CBM. O terreno complexo, com ou sem fluxo de escala sinótica diferente de zero, pode produzir várias CBM separadas ao longo de

diferentes partes da região costeira. As presenças destes sistemas independentes podem não ser simultâneas, e podem não chegar com as mesmas intensidades. As características topográficas do continente canalizam o fluxo de vento de baixo nível, gerando áreas de convergência e reforçando o movimento vertical ascendente. O movimento vertical ascendente também é reforçado nas regiões continentais onde convergem diferentes CBM (ROJAS, 2017, p. 56).

O efeito da CBM pode ser percebido junto à costa e começa a formar-se no começo da manhã, atingindo o máximo de intensidade no período vespertino e desaparecendo ao anoitecer (SALDIVA e COELHO, 2013). Com o arrefecimento do continente, por radiação, o vento inverte-se, gerando a brisa continental, tal como pode ser observado na [Figura 8](#). A brisa terrestre geralmente é mais fraca que a marítima, devido ao fato de o gradiente de pressão ser mais fraco (GUERRERO, 2010a).

Figura 8: Esquema de Circulação de Brisa: a) Brisa marítima; b) Brisa terrestre.



Fonte: Saldiva e Coelho (2013).

Entre as várias funções da brisa marítima, podem ser citadas a mitigação térmica, a dispersão dos poluentes, a organização da precipitação, que forma áreas

de convergência de massa, e a umidade em superfície, que pode se propagar para o interior do continente.

O comportamento da brisa marítima foi analisado por meio de trabalhos observacionais em alguns locais do Brasil e do mundo. Um dos trabalhos precursores foi feito para São Paulo por Oliveira e Silva Dias (1982). Nesse estudo, os autores, utilizando-se de sete anos de dados da estação meteorológica do Instituto de Astronomia e Geofísica (IAG), da Universidade de São Paulo (USP), caracterizaram a penetração da brisa marítima a partir da variação diurna e sazonal dos ventos. As análises permitiram verificar a existência de menores amplitudes no inverno e maiores no verão, além de três padrões de entrada da brisa marítima em São Paulo: i) brisa padrão, na qual o vento passa de nordeste, no período da manhã, para sudeste, à tarde; ii) vento Noroeste, no período da manhã, passando a Sudeste, ou a calmaria no período da tarde ou início da noite; iii) intensificação do componente sudeste no período diurno. A penetração da brisa marítima em São Paulo, durante o período por eles analisado, ocorreu entre 13h e 14 (horário local) na maioria dos casos, podendo haver antecipação ou atraso, dependendo da situação sinótica atuante e da estação do ano.

Para a RMGV, Mattiuzzi e Marchioro (2013) utilizaram dados horários de direção e velocidade do vento da Estação Meteorológica do Aeroporto Eurico Sales para o período entre janeiro de 2000 e dezembro de 2011. Os resultados indicaram que na RMGV há um predomínio dos ventos Nordeste, com velocidade predominante entre 2,1-3,6m/s. Durante a incidência de frente frias (FF), a direção predominante do vento passa para Sudeste (SE) e com velocidades entre 3,6-5,7m/s. Já sob o fenômeno ZCAS, os ventos variam entre Sul (S) e S-SE (Sul-Sudeste) e Oeste (W) e W-NW (Oeste-Noroeste).

Para Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ), Pimentel et al. (2014) analisaram a distribuição horizontal do vento a partir de dados horários de direção e intensidade do vento de 8 estações meteorológicas automáticas de superfície para oito localidades diferentes. Os resultados evidenciaram a influência do ciclo diário e dos aspectos topográficos nas circulações locais, bem como a atuação da brisa marítima/terrestre na modulação da circulação local. Porém, o aquecimento diferencial da superfície devido às diferentes características da superfície tem proporcionado circulações diferenciadas para cada localidade.

Guerrero (2010), analisando as características das circulações locais na Região Central do Chile, observou, a partir de dados dos Órgãos Meteorológicos oficiais para o ano de 2004, que os ventos apresentam um ciclo anual com domínio da componente Oeste no verão e componente Leste no inverno. A brisa marítima é melhor caracterizada no período do verão, sendo averiguada às 12 UTC e com maiores intensidades 18 e 21 UTC. Já a brisa terrestre é mais evidente a partir das 00 UTC, com ventos menos intensos que a brisa marítima.

Salvador et al. (2016), para analisarem a acurácia de parametrizações físicas do modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) em fazer inferências sobre a dinâmica da camada limite interna térmica (TIBL) gerada pela brisa do mar na RGMV, necessitaram compreender o comportamento da brisa marítima/terrestre. As análises da direção e intensidade do vento foram realizadas no período de 22 de dezembro de 2011 a 21 de dezembro de 2012. Os resultados indicaram que os ventos predominantes na primavera ocorrem em direção N-NE, com alguns períodos de ventos do Sul causados pela entrada de frentes frias e ventos em direção NW. Este resultado sugere a presença de brisas terrestres.

No verão, houve uma alta prevalência de ventos N-NE com poucas frentes do Sul e ventos fracos na direção Noroeste. Durante o outono, os ventos prevalecentes estavam em uma direção N-NE e S-SW com velocidades mais altas e ventos mais fracos com direção W-NW e S-SE. No inverno, apesar das grandes variações na direção do vento predominante, houve um aumento nos períodos de ventos Orientais e W-NW. A análise das rosas dos ventos sugere a presença de brisas marítimas, particularmente no inverno, que podem dificultar a dispersão do material particulado em eventuais episódios de emissão de poluentes na atmosfera.

2.5.1.2 Ilha de calor

A substituição de uma cobertura natural por uma artificial, característica de uma cidade, altera substancialmente as propriedades aerodinâmicas, radiativas, térmicas e de umidade em uma área urbana em comparação com o ambiente natural (ROTH, 2013). Toda essa modificação que faz o ambiente urbano experimentar temperaturas mais altas que o ambiente rural é conhecida como Ilha de Calor Urbana (ICU) (EPA, 2008). A ICU é a modificação atmosférica mais

evidente atribuída à urbanização e à industrialização e a mais estudada (ROTH, 2013).

Miller (2003) descreve a ICU como a região atmosférica acima e perto das áreas urbanas que, devido à presença das estruturas artificiais, é mais quente do que o ar acima da paisagem circundante. A diferença entre a temperatura de uma área rural para uma área urbana é definida como intensidade da ICU (OKE, 1995). O contraste de temperatura irá favorecer a formação de uma célula de circulação convectiva que, no caso de grandes e megacidades, contribuirá para a concentração de poluentes (FREITAS; DIAS, 2005). Neste caso, o ar mais quente e leve do centro da cidade é trocado com o ar mais frio e denso convergente das áreas rurais adjacentes (FREITAS, 2003).

Os principais fatores de formação de ilha de calor são segundo Oke et al. (1991):

- i. Alteração contínua da superfície: devido à modificação da cobertura da terra, o albedo, a emissividade e a capacidade térmica dos materiais se alteram, produzindo maior calor sensível. Por outro lado, a cobertura vegetativa inferior e a presença de sistemas de drenagem de águas superficiais no ambiente urbano reduzem a evaporação da superfície e diminuem o calor latente.
- ii. Aumento do calor antropogênico e poluição: este fator impacta o recebimento de radiação de ondas longas e aquece os ambientes urbanos.
- iii. 3. Efeito Canyon de edifícios urbanos: a presença de características de abrigo de edifícios modifica a transmissão de calor e onda curta e radiação de onda longa através das ruas.

Além dos fatores citados, a configuração urbana, a localização geográfica e o clima também afetam a ICU (NAKAYAMA; HASHIMOTO, 2011). Com a intensificação da urbanização e da industrialização, está havendo um aumento da supressão vegetal, da canalização e do aterramento dos corpos d'água, e, com isso, as cidades sofrerão cada vez mais os efeitos da ICU (EMMANUEL; KRÜGER, 2012; FU; WENG, 2017; LANDSBERG, 2011; ROTH, 2013).

Nas grandes cidades os efeitos da ICU são cada vez mais claros, sobretudo nas cidades de climas tropicais, onde se tem visto um crescimento acentuado de sua população urbana, associado a uma séria degradação da qualidade ambiental,

como no Rio de Janeiro (MARQUES FILHO et al., 2009), em São Paulo (FREITAS; DIAS, 2005), em Muar (RAJAGOPALAN; LIM; JAMEI, 2014), em Ho Chi Minh (DOAN; KUSAKA; HO, 2016) e em Taiwan (LIN et al., 2008). Com isso, devido à alta incidência de radiação solar, sobretudo no verão, a sensação de desconforto térmico tende a ser maior.

A intensidade da ICU em áreas urbanas tropicais e subtropicais é geralmente mais baixa se comparada com aquelas das cidades temperadas com população comparável. A ICU apresenta-se mais evidente durante o período diurno e no verão, e uma variação sazonal com intensidades mais baixas (mais altas) durante a estação chuvosa (seca) (ARNFIELD, 2003; ROTH, 2007). Em contrapartida, em áreas de média e alta latitude, a ICU mostra um ciclo de menor intensidade durante o dia (às vezes, até mesmo negativo) e, intensidade mais elevada durante a noite, principalmente, devido à liberação de calor dos materiais de construção. Assim, a ICU é um fenômeno noturno, principalmente, em regiões de média e alta latitude (ARNFIELD, 2003; HU; XUE, 2016; ROTH, 2013).

A respeito da consequência da ICU sobre climas frios e quentes, Roth alerta:

Durante o inverno, as ilhas de calor podem ser benéficas para cidades em climas mais frios, ajudando a reduzir os custos de aquecimento e mortes relacionadas ao frio. Os impactos negativos das ilhas de calor no verão, no entanto, superam os benefícios do aquecimento no inverno na maioria das cidades, porque, os maiores centros populacionais estão localizados em climas (sub) tropicais (ROTH, 2013, p. 143).

Ainda sobre a comparação entre as ilhas de calor em climas temperados e tropicais Peres et al. (2018) enfatizam que os subúrbios de países subdesenvolvidos, como o Brasil, mostram um papel muito diferente no balanço energético superficial quando comparados aos subúrbios norte-americanos, que são definidos por Arnfield (2003) como locais confortáveis com ruas bem espaçadas, espaços verdes e parques públicos. Os autores fazem um alerta para essas diferenças:

O subúrbio de MARJ apresenta áreas áridas desconfortáveis, com pouca ou nenhuma arborização, habitações precárias e saneamento inadequado, que são densamente povoadas por pessoas que vivem em condições insalubres, como favelas. Assim, muitas áreas

suburbanas registraram valores de alta temperatura e, em alguns casos, até maiores que a área central (PERES et al., 2018, p.114).

A ICU pode ser um fenômeno atmosférico ou de superfície. Redes de estações fixas produzem ilhas de calor diferentes, se comparadas àquelas medidas usando transecto móveis ou pela resposta térmica da superfície em 3D, feitos por satélite (OKE, 1995). Embora estejam relacionados, é essencial distinguir entre os diferentes tipos porque os respectivos processos, observações e modelos serão diferentes (ROTH, 2013), tal como é mostrado a [Tabela 1](#).

Tabela 1: Classificação de tipos de ilha de calor urbano, suas escalas, processos subjacentes, ajustamento (como se fosse dia ou noite) e magnitude e impactos do gênero.

Ilha de calor urbano	Processos	Tempo; magnitude	Impactos
Subsuperfície; Micro (1-100 metros)	Balanço de subsuperfície; difusão do calor no solo.	Dia/noite: pequena magnitude; Acompanha ilha de calor superficial.	Desenho (ou projeto) de engenharia para tubulações de água, construção de estradas, Permafrost (tipo de solo das altas latitudes que não degela) Características de água subterrânea (lençol freático) e troca de Carbono entre atmosfera e solo.
Superfície; micro (1 a 100 metros)	Durante o dia: balanço de energia superficial; alta absorção de radiação e de calor pela exposição às superfícies secas e escuras. Durante a noite: balanço de energia superficial; telhados – grande refrigeração (extensa visão do céu); facetas de cânions – menos refrigerada (restrita visão do céu).	Durante o dia: muito extensa e positiva. Durante a noite: muito extensa.	Conforto térmico, medidas de planejamento e mitigação, temperatura do escoamento das águas pluviais e saúde dos ecossistemas aquáticos.

Tabela1: Classificação de tipos de ilha de calor urbano, suas escalas, processos subjacentes, ajustamento (como se fosse dia ou noite) e magnitude e impactos do gênero (Continuação).

Ilha de calor urbano	Processos	Tempo; magnitude	Impactos
UCL; local (1 a 10 km)	<p>Durante o dia: forte fluxo positivo de calor sensível na superfície; convergência do fluxo de calor sensível no canion.</p> <p>Durante a noite: frequente fluxo de calor sensível positivo suportado (de se consequente) pela liberação do calor a partir do armazenamento no solo (chão) e edificações, convergência de fluxo de radiação de ondas longas e calor antropogênico.</p>	<p>Durante o dia: pequeno, às vezes negativo se o sombreamento for extenso. Durante a noite: grande e positivo, aumenta com o tempo (com a aproximação do) do pôr do sol, máximo entre algumas horas após o pôr do sol até as horas antes do amanhecer.</p>	<p>Conforto térmico, uso de energia predial, uso da água (irrigação).circulação termal se os ventos forem fracos, qualidade do ar, ecologia urbana e gelo e neve</p>
UBL; Local-meso (entendo que seja mesoescala local) (10 km)	<p>Durante o dia: fluxo de calor sensível ao topo através do topo da RSL, arrastamento de calor de cima para baixo na UBL e divergência de fluxo radiativo devido ao ar poluído; Durante a noite: similar ao dia, mas a intensificação do processo é reduzida; Calor antropogênico sobre condições especiais.</p>	<p>Durante o dia e a noite: grande e positiva, diminuindo com a altura em UBL.</p>	<p>Qualidade do ar, poluentes fotoquímicos, circulação local, atividade de precipitação de tempestade a favor do vento e estação de crescimento das plantas.</p>

Fonte: Adaptado de Oke (1995) e Roth (2013). UCL – Urban Canopy Layer - Atmosfera Urbana Inferior; UBL – Urban Boundary Layer – Atmosfera Urbana Superior; RSL - roughness sublayer – subcamada atmosférica de rugosidade.

A ilha de calor em regiões de climas (sub) tropicais é apresentada. Serão exibidos estudos observacionais (diagnósticos) e numéricos, respectivamente. Os estudos observacionais foram realizados por comparação entre estações meteorológicas, transectos móveis ou por sensoriamento remoto. Já os estudos numéricos são realizados por modelos de simulação do clima ou do tempo.

Lombardo (1985) analisou a dinâmica da ilha de calor da cidade de São Paulo a partir de imagens de satélites, na faixa do infravermelho. O estudo mostrou que as remoções da cobertura vegetal por construções urbanas artificiais têm contribuído para intensificações de fenômenos urbanos como a ICU e a poluição atmosférica. O estudo também mostrou que a intensidade da ICU estará diretamente relacionada ao sistema atmosférico atuante, pois a intensidade da ICU atingiu até 10°C, e, entre 15 e 21 horas, agiu com intensidade significativa.

Marques Filho et al. (2009), para a cidade do Rio de Janeiro, verificaram que a ICU tem o máximo diurno pela manhã para todas as estações, e que é mais intenso nos meses de transição entre o verão chuvoso e o inverno seco (fevereiro a maio), com uma amplitude de 4-5°C (ao contrário a uma amplitude de 2-3°C nos outros meses). Ao contrário do que acontece de manhã, durante o final da tarde e início da noite, a diferença é negativa, indicando que a área com vegetação é mais quente que a área urbana. O valor mínimo negativo ocorre por volta das 18:00 horas do local.

Fialho (2009), ao pesquisar o município de Viçosa, situado na Zona da Mata Mineira, propôs identificar a ilha de calor local por meio da técnica de transectos móveis. Após coletar e analisar os dados, o autor concluiu que o município ainda não possuía uma ilha de calor, muito embora, sob certas condições, tenha sido possível identificar ilhas de calor na cidade, principalmente no período noturno.

Assis (2010) estudou o clima urbano de Belo Horizonte e sua evolução através do mapeamento das unidades climáticas naturais e urbanas, cujo foco principal foi o campo termo-hígrico. Os dados apontaram um ligeiro aquecimento do ar adjacente local e um decréscimo nos índices de umidade relativa do ar. Também foram observadas ilhas de calor nos locais mais adensados. As ilhas ficaram evidentes tanto no período seco, como no chuvoso. Entretanto, no período seco, as ICU foram mais intensas.

Para São Paulo, Ferreira et al. (2012) verificaram que a ICU tem caráter diurno, assim como em outras regiões climas tropicais e subtropicais, com intensidade máxima entre 14 e 16 horas da tarde e mínimo entre 07 e 08 horas da manhã, variando entre 2,6°C, às 16:00h, de julho e 5,5°C às 15:00h de setembro. Os autores ainda indicam a correlação entre ICU e a radiação solar líquida.

Correa e Vale (2016) analisaram o comportamento térmico da Regional V - Praia do Canto, no município de Vitória (ES), por meio da técnica do transecto móvel, em duas estações no ano de 2013: uma realizada no verão (fevereiro), e outra realizada no inverno (junho). Os resultados mostram que, tanto no verão, quanto no inverno, as áreas mais aquecidas ficaram bem definidas. Estas áreas são correspondentes aos núcleos térmicos. As maiores influências do tecido urbano na temperatura do ar foram verificadas sob atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Foram observadas nos dois períodos (verão/inverno) elevadas amplitudes térmicas. Às 09 horas foram registradas as maiores amplitudes térmicas nos dois períodos analisados. Às 15 horas, no verão e no inverno, verificou-se que a porção centro-leste da área em estudo apresentava até 3°C a menos que nos períodos vespertinos em relação aos pontos localizados na porção norte e sul da área.

Santos et al. (2017) analisaram, entre 2008 e 2011, a distribuição espacial e temporal da ICU para Vila Velha, cidade da RMGV, por meio de técnicas de sensoriamento remoto, com o Landsat-5. No período avaliado, as temperaturas das áreas urbanas foram de, no mínimo, 2,34°C a, no máximo, 7,19°C superiores em relação às áreas não urbanizadas no entorno, concretizando o efeito das ilhas de calor no município de Vila Velha, ES.

Peres et al. (2018) estudaram a ICU na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (MARJ) com base na análise da temperatura da superfície terrestre (LST) e padrões de uso da terra recuperados do Landsat-5 / Thematic Mapper (TM), dados Landsat-7/Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) e Landsat-8/ Operational Land Imager (OLI) e Thermal Infrared Sensors (TIRS), abrangendo um período de 32 anos entre 1984 e 2015. Os resultados apontaram que a intensidade do ICU entre áreas “urbanas” e “rurais / urbanas de baixa densidade” (“vegetação”) para 1984–1999 e 2000–2015 foi estabelecida e confirmada por testes paramétricos e não paramétricos ao nível de significância de 1% como 3,3°C (5,1°C) e 4,4 °C (7,1°C), respectivamente. A LST apresentou um aumento estatisticamente significativo (p-

valor $< 0,01$) ao longo do tempo em duas das três classes de cobertura do solo (“urbano” e “baixa densidade urbana”), respectivamente em $1,9^{\circ}\text{C}$ e $0,9^{\circ}\text{C}$, exceto na classe “vegetação”. Uma análise espacial também foi realizada para identificar os pixels urbanos dentro do MARJ, onde o UHI é mais intenso, subtraindo o LST desses pixels do valor médio de LST da classe de uso da terra de “vegetação”.

Silva (2010), em seu estudo sobre as circulações locais no Rio de Janeiro, destaca que os mecanismos de formação e desintese da Ilha de Calor Urbana, suas consequências na circulação atmosférica local e outras características associadas a este efeito são bastante discutidas através do uso da modelagem numérica. Por isso que os modelos são importantes na compreensão da ICU.

Na cidade de São Paulo, Freitas e Dias (2005) estudaram a influência da área urbana sobre a atmosfera local através da diferença entre uma simulação real (com cidade) para o período de inverno entre 00 UTC do dia 01 e 00 UTC do dia 04 de agosto de 1999, e uma simulação hipotética em que as áreas urbanizadas foram substituídas por vegetação. Os resultados mostraram que diferenças significativas de temperaturas são verificadas em áreas urbanas extensas. O estudo ainda mostrou que, para as 06:00 do local, observa-se que, devido à presença da cidade, a temperatura do ar teve um incremento de $3,5^{\circ}\text{C}$, ou seja, a região urbana é $3,5^{\circ}\text{C}$ mais quente, caso a área fosse ocupada pela vegetação escolhida.

Comarazamy et al. (2007) encontraram diferenças térmicas entre a área urbana e rural de até $4,5^{\circ}\text{C}$ para San Juan, Porto Rico e uma aceleração dos ventos na área em estudo.

Cui e De Foy (2012) estudaram os efeitos da ICU na cidade do México por meio de imagens de satélite e com o uso do modelo UCM-WRF. Para ambas as temperaturas, superfície e do ar, as intensidades das ICU noturnas atingiram o valor máximo (até 10°C) e foram registradas, tanto durante a estação fria quanto durante a seca (novembro a fevereiro), enquanto as mínimas (5°C) ocorreram durante a estação chuvosa (jul-out). As intensidades de ICU diurnas com base na temperatura de superfície foram mais fortes (12°C) na estação chuvosa e mais fracas (até negativas) na estação seca, enquanto que as baseadas na temperatura do ar apresentaram valores baixos e relativamente invariantes ao longo das estações. Também foi observado que as simulações representaram corretamente as variações sazonais distintas de ambos os tipos de ICU. O modelo foi usado para testar o

impacto de mudanças na fração da vegetação na área urbana, indicando que o aumento da vegetação reduziria tanto o ICU da superfície terrestre, quanto a temperatura do ar ICU à noite, bem como a superfície terrestre da ICU durante o dia.

Em Muar, cidade situada ao sul da Malásia, Rajagopalan et al. (2014) verificaram que a intensidade da ilha de calor no centro da cidade foi de 4°C durante o dia e 3,2°C durante a noite, e que a geometria urbana provocou uma mudança nos fluxos de vento.

No Vietnã, em Ho Chi Minh, Doan et al. (2016) examinaram o impacto climático da urbanização futura na ICU sobre as áreas em desenvolvimento no Sudeste Asiático tropical, usando uma abordagem de *downscaling* dinâmico com um modelo climático regional de alta resolução, acoplado ao modelo de dossel urbano. As simulações incorporam diferentes conjuntos de dados de uso e cobertura da terra e liberação de calor antropogênico para os períodos atual e futuro, enquanto a condição de contorno foi fixada no tempo atual para detectar apenas o impacto da urbanização. Os resultados mostram que o aumento da temperatura do ar na superfície é de aproximadamente 0,22°C na área urbanizada preexistente e aproximadamente 0,41°C em áreas altamente urbanizadas. O fator principal nessas mudanças é a conversão de áreas agrícolas ou pastagens para estruturas urbanas, o que resulta em aumento do aquecimento sensível e diminuição do aquecimento latente.

2.5.1.3 Interação Brisa e ilha de calor

Para as cidades que estão localizadas no entorno do litoral, a circulação produzida pela ICU, atribuída à presença da cidade, interage com a circulação da brisa marítima (BE, 2015; CENEDESE; MONTI, 2003; FREITAS et al., 2007; GUERRERO, 2010b; NAKAYAMA; HASHIMOTO, 2011; ADO, 1992). Se a brisa se desenvolver perto de uma cidade costeira, ela irá interagir com ICU. Com isso, devido à circulação produzida pela cidade, a velocidade da brisa do mar irá aumentar durante suas etapas de crescimento (ADO, 1992) e o escoamento da brisa irá acelerar à medida que o tamanho da área urbana interna aumentar (OHASHI; KIDA, 2001). Freitas (2003) afirma que a presença da área urbana faz com a passagem da frente de brisa sobre a cidade seja mais lenta. O significado da

interação é governado pela combinação do tamanho da cidade, sua distância da costa e a intensidade da ilha de calor urbana (FREITAS et al., 2007; ADO, 1992)

Freitas et al. (2007) observam para o inverno em São Paulo, por meio de simulação atmosférica, a interação entre a ICU e a brisa marítima. A ilha de calor urbano forma uma forte zona de convergência no centro da cidade e assim acelera a frente da brisa marítima em direção ao centro da cidade. A presença da região urbana aumenta a velocidade média de propagação frontal da brisa marinha em cerca de $0,32 \text{ m}^{-1}$, quando comparada com a situação de nenhuma cidade. Depois da sua chegada à região urbana, à frente da brisa do mar se estende sobre o centro da cidade por cerca de 2h. Subsequentemente, a brisa do mar avança para além da cidade quando a ilha de calor se dissipa. Depois disso, ela se propaga para além da área urbana sob uma taxa desacelerada, em comparação com uma simulação sem um ICU.

Tayt-Sohn et al. (2010) observaram, com o uso do modelo MM5 para o Rio de Janeiro, que a brisa marítima, dependendo da intensidade e da penetração na cidade, pode ser um eficiente mecanismo na formação, desintensificação e localização da ICU no Rio de Janeiro.

Takahashi et al. (2009) analisaram a influência da ICU em Tóquio sobre as brisas marítimas e terrestres com base nos dados observacionais em dois verões. A velocidade do vento da brisa do norte, observada à noite, diminuiu claramente entre o centro de Tóquio e a área costeira. Isso significa que a estagnação da frente da brisa terrestre ocorreu devido ao UHI em Tóquio. Consequentemente, uma zona calma ou zona de convergência foi formada no lado de sotavento do centro de Tóquio naquela época. A zona calma, que coincidiu com uma área de baixa pressão, se formou não apenas em dias de brisa marítima e terrestre, mas também em dias de vento fraco, independentemente de um verão mais ou menos quente.

Hu e Xue (2016) analisaram a intensidade da ICU sobre Dallas-Fort Worth (DFW), no Texas, durante o mês de agosto de 2011, enquanto a região experimentava uma intensa onda de calor. Estudos observacionais e de modelagem foram realizados para entender esse fenômeno único. A passagem da brisa do mar foi considerada responsável pelos colapsos da ICU noturna. Com a passagem da frente da brisa, o resfriamento por radiação de superfície aumentou a inversão de temperatura próxima à superfície nas áreas rurais durante a noite com ventos

calmos. Durante a passagem frontal, a maior mistura vertical na borda dianteira das frentes trouxe ar mais quente para a superfície, levando a eventos de aquecimento da superfície rural. Em contraste, os efeitos urbanos levaram a uma camada limite urbana quase neutra. A mistura mecânica melhorada associada às frentes da brisa marítima não aumentou a temperatura da superfície urbana. As diferentes respostas às passagens frontais da brisa marítima entre áreas rurais (aquecimento) e urbanas (sem aquecimento) levaram ao colapso do ICU.

Ribeiro et al. (2018) analisaram a influência da brisa marinha sobre a camada limite urbana de São Paulo por meio de dados observacionais e por modelagem atmosférica. Os resultados indicaram que a topografia aumenta a propagação da brisa, pois o ar marinho, ao subir na escarpa costeira de São Paulo e ao atingir o planalto enquanto força o resfriamento adiabático desse ar, intensificou o gradiente térmico entre a parte sul do planalto e a área urbana. A ICU aumenta ainda mais o gradiente térmico (de 0,5 K para 2 K no verão e de 1 para 2,5 K no inverno), acelerando a propagação da brisa. As condições sinóticas também podem deslocar o centro da ICU, e a brisa marítima e a frente fria podem, de igual modo, mitigar temporariamente a ICU.

3 MATERIAIS, METODOLOGIA E TÉCNICAS

A pesquisa ora apresentada indica um estudo observacional da ilha de calor urbana (ICU) e um estudo numérico com a utilização do modelo numérico de mesoescala WRF acoplado ao UCM-BEP para melhor compreender a interação entre os fatores físicos locais e o balanço de energia na RMGV.

3.1 Escala de Análise e o clima urbano

Adotando as terminologias propostas por Orlanski (1975) e Ahrens (2009), esta pesquisa irá se ater nos fenômenos típicos que ocorrem na mesoescala, com cerne nas circulações locais, sobretudo, nas termicamente induzidas. As circulações locais pertencem à classe de movimentos atmosféricos que ocorrem na escala temporal de até 24 horas e espacial de até centenas de quilômetros. Elas são de origem térmica ou mecânica e se desenvolvem a partir das particularidades de cada região. São exemplos de circulações locais e termicamente induzidas a brisa terra/mar (SBTM) e a ilha de calor urbana (ICU)

Mesmo que esta pesquisa considere os fenômenos de mesoescala, sempre necessários, se buscará a conexão entre as escalas, uma vez que os fenômenos que ocorrem em uma escala podem influenciar na outra. Por exemplo, ocorre que os fenômenos de escala sinótica podem interferir nos fenômenos de mesoescala.

Para a compreensão do clima urbano local, o presente trabalho utilizará o conceito de clima urbano proposto por Black et al. (2011), que propõem que o clima urbano seja resultante da interação entre 4 componentes: (i) o efeito da ilha de calor urbana e a poluição do ar; (ii) o clima atual e as tendências históricas do clima; (iii) o papel da variabilidade natural do clima; e (iv) projeções das mudanças climáticas devido ao aumento mundial dos gases de efeito estufa, com associação ao argumento de Andrade (2005) de que o clima urbano é resultante de vários fatores que decorrem dos aspectos físicos locais, urbanos e o clima regional.

3.2 O estudo Observacional

Com o objetivo de compreender o clima urbano e a ilha de calor urbana, o estudo observacional foi dividido em 6 etapas: i) foi analisado o comportamento da série histórica da temperatura do ar no período de 1944 a 2015 para RMGV; ii) analisou-se a variabilidade da temperatura do ar no período de 1944 a 2015 na área em estudo; iii) analisou-se o clima atual, por meio da variável temperatura, e as condições sinóticas atuantes entre março de 2017 a janeiro de 2018, iv) fez-se a compilação dos dados e preenchimento dos dados faltantes; v) observou-se a intensidade da ilha de calor; e vi) observou-se, também, a ilha de calor de superfície. Os materiais, a metodologia e a técnica empregada em cada etapa serão descritos abaixo.

3.2.1 Tendência histórica do clima

O comportamento médio da temperatura do ar na RMGV será analisado com base nos dados da *University of Delaware* (UD)⁴. Os principais recursos do banco de dados incluem: acesso aberto a mais de 100 anos de informações de todo o planeta com resolução espacial de 0,5° e resolução temporal mensal.

As informações UD consistem em grades mensais de precipitação total e valores de temperatura média para 1900 a 2014 (versão V4.01), com resolução espacial de 0.5° (aproximadamente 50 km perto do equador) e pontos de grade centrados em 0.25°. Esses arquivos abrangem toda superfície emergente. O processo de interpolação, no que se refere à construção de campos mensais, é explicado por Willmott e Matsuura, (2015); Willmott e Robeson (1995). Em termos gerais, seu estudo coleta uma rede de dados das estações terrestres que fazem parte da *Global Historical Climatology Network* (GHCN2) e coleta dados das agências locais que apoiam o projeto e os interpolam.

⁴ Dados adquiridos junto ao *Earth System Research Laboratory da National Oceanic and Atmospheric Administration*, Colorado, EUA, em seu site em <https://www.esrl.noaa.gov/psdl/>, em abril de 2018.

Posteriormente, a série toda de 1944 a 2015 foi dividida em dois subperíodos, de 1944 a 1979 e de 1980 a 2015. Esta divisão foi feita de forma a poder identificar o eventual impacto que a dinâmica espacial no decorrer do tempo, e os processos de urbanização e industrialização experimentados pela área em estudo, nas condições atmosféricas próximas à superfície.

Para melhor compreender os dados, foi realizada a tendência linear, a longo prazo, e a remoção da sazonalidade período de 1944 a 2015 (apresentado na próxima secção), seguindo roteiro de Silva (2012).

Para a realização da tendência linear de longo prazo foi utilizada a equação de regressão linear simples, tal como é apresentada na [Equação 2](#) abaixo:

$$y_t = a + bt \quad \text{Equação 2}$$

sendo que, y_t será o valor de y estimado pelo cálculo da regressão linear para um determinado tempo t . O a representa o coeficiente da reta e b o coeficiente angular e t a variação do tempo (WILKS, 2006).

A reta da regressão linear para qualquer série temporal é apresentada na [Equação 3](#). A remoção da tendência linear de uma série pode ser feita pela subtração da parte angular do cálculo da reta $y(t)' (bt)$ e de seu valor original $y(t)$. Desta forma, os valores das séries de dados sem a tendência linear $y(t)^1$ poderá ser obtida como mostra a [Equação 4](#):

$$y(t)' = a + bt \quad \text{Equação 3}$$

$$y(t)^1 = y(t) - bt \quad \text{Equação 4}$$

Os cálculos da tendência linear e da retirada sazonalidade foram realizados com o auxílio do *software Grid Analysis and Display System (GrADS)*, a partir das funções previamente escritas para estes objetivos (*deseason.gs* e *ltrend.gs*, dois Scripts desenvolvidos pelo pesquisador associado ao Departamento Atmosférico e Oceânico da Universidade de Maryland, Bin Guan).

As demais estatísticas descritivas empregadas nesta pesquisa com o objetivo de compreender o comportamento da série foram: a mínima, o primeiro quartil, a mediana média, o terceiro quartil e a máxima. Para os cálculos estatísticos e alguns resultados deste trabalho foi utilizado o *Software R* na versão 3.5.1 (*R CORE TEAM*, 2017).

3.2.2 Variabilidade e correlação linear

As áreas do globo são forçadas pela variabilidade natural (SILVA, 2012), entretanto, as regiões metropolitanas apresentam adicionalmente forçantes associadas aos impactos provocados pelo homem, como alteração da superfície e emissão de gases e materiais particulados para a atmosfera (BLAKE et al., 2011).

Ainda utilizando-se da contribuição de Silva (2012), a remoção do ciclo sazonal foi realizada pelo cálculo da anomalia de cada mês pertencente à série temporal em relação à sua média climatológica (WILKS, 2006), que pode ser escrita conforme a [Equação 5](#) e a [Equação 6](#).

$$y'_{ij} = y_{ij} - \bar{y}_{ij} \text{ (anomalia)} \quad \text{Equação 5}$$

$$\bar{y}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n y_{ij} \quad \text{Equação 6}$$

onde, y'_{ij} é a anomalia e y_{ij} é a temperatura média da série temporal, i é o contador dos anos e j , dos meses. N é o número total de anos.

Usualmente, o termo coeficiente de correlação é usado para significar o “coeficiente de correlação linear do produto de Pearson” entre duas variáveis x e y (WILKS, 2006). Neste trabalho, a correlação linear entre a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e a temperatura do ar foi realizada a partir dos dados mensais das duas variáveis. A equação da correlação de Pearson é apresentada na [Equação 7](#).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{S_x S_y} \quad \text{Equação 7}$$

sendo que x_t e y_t representam as variáveis x e y em cada tempo em t . As variáveis \bar{x} e \bar{y} representam as médias das séries temporais e S_x e S_y o desvio padrão de cada uma das variáveis envolvidas dentro do cálculo.

O coeficiente de correlação possui propriedade de ser adimensional e de variar entre -1 e +1, o que não ocorre com a variância. Os limites máximos de r igual -1 e +1 significam, respectivamente, os casos de correlação linear negativa perfeita e correlação linear positiva perfeita. Sendo assim, com o mapa de correlação linear foi possível identificar a área oceânica mais bem correlacionada com os dados de temperatura do ar para na RMGV. A partir de tal procedimento foi possível ver a possível influência da TSM nos dados de temperatura do ar na área em estudo. Tal procedimento foi adotado por várias pesquisas, como Silva (2012), ao verificar a influência da TSM na vazão do Pantanal Brasileiro, e Limberger (2015), que analisou a variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira e sua relação com a temperatura da superfície do mar (TSM).

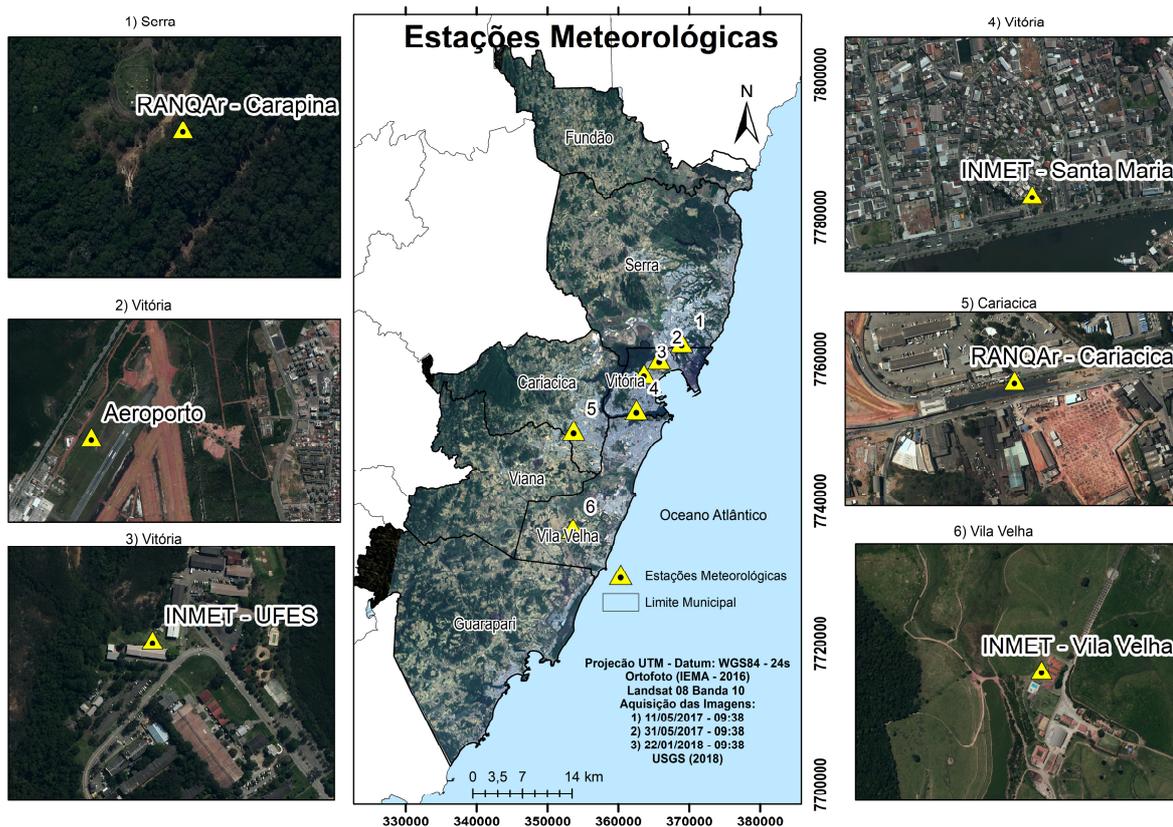
O foco da pesquisa em questão não é a variabilidade climática, mas identificar a ilha de calor e analisar os experimentos propósitos. Esses aspectos podem estar imersos em um contexto climático muito maior.

3.2.3 O clima atual e as condições sinóticas

Os valores diários de temperatura foram investigados a fim de identificar a variabilidade apresentada de acordo com os usos e cobertura. A primeira estação é a de Carapina, no município de Serra - ES, de responsabilidade do Instituto Estadual do Meio Ambiente, localizada no parque industrial da empresa Vale. A segunda estação é localizada no aeroporto de Vitória, e a responsável pelos dados é a Infraero Aeroportos, que são disponibilizados Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). A terceira estação é a da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), localizada no *campus* Goiabeiras em Vitória. O responsável pelo fornecimento de dados é o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A quarta estação, estação convencional, também de responsabilidade do INMET, localiza-se no município de Vitória, na parte sul da cidade, cercada por prédios e

avenidas. A quinta estação é a de Cariacica, de responsabilidade do IEMA, e localiza-se em uma área de intenso aglomerado urbano, com prédios, casas, comércio, empresas e avenidas. A sexta estação situa-se na parte rural do município de Vila Velha, e também é de responsabilidade do INMET. A disposição espacial das estações meteorológicas utilizadas nesse estudo é apresentada na [Figura 9](#).

Figura 9:Localização das estações meteorológicas consideradas nesse estudo.



Os valores diários de temperaturas são informados a cada 30 minutos, a partir das 0:00h do dia 1º março de 2017, às 23:00h do dia 31º de janeiro de 2018 para cada uma das seis estações que medem temperatura do ar na RMGV.

A priori, foi realizada uma análise estatística descritiva para todas as estações que possuem o dado de temperatura do ar - a mínima, o primeiro quartil, a mediana média, o terceiro quartil e a máxima, o *box plot* das temperaturas, e a normal padrão da série. Também foi calculada a média horária da temperatura do ar para todo o período no intuito de identificar as diferenças no ciclo diurno da variável. Para os cálculos estatísticos e alguns resultados deste trabalho, foi utilizado o *Software R* na versão 3.5.1 (R CORE TEAM, 2017).

Com objetivo de compreender a sazonalidade e o comportamento, foi calculada de Autocorrelação (ACF) do dia 1° março de 2017, ao dia 31° de janeiro de 2018 para cada uma das seis estações que medem temperatura do ar na RMGV. O cálculo da ACF seguiu os critérios estabelecidos por Cotta (2014). As componentes obtidas de séries temporais mantêm a propriedade de ortogonalidade; entretanto, essas componentes são auto correlacionadas e correlacionadas temporalmente - condição que auxilia no entendimento do ciclo da variável (COTTA, 2014).

O acompanhamento da dinâmica atmosférica regional e da sequência dos tipos tempo foi realizado a partir de cartas sinóticas de superfície, de imagens de satélite e da análise sinótica, junto do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), no site <http://www.cptec.inpe.br/>, e da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) / Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) – Serviço Meteorológico Marinho (CMM), no site <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/prev/cartas/cartas.htm>. Também foi consultado o “Boletim Climático Trimestral” do Sistema de Informações Meteorológicas do Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural (INCAPER), disponível no site <https://meteorologia.incaper.es.gov.br/>.

3.2.4 Compilação e preenchimento dos dados faltantes

Como os dados de temperatura do ar das estações meteorológicas foram observados em horários distintos, iniciando às 00:00h, 00:30 e 01:00h, com intervalos díspares, foram interpolados para uma série temporal padronizada com dados a cada 30 min, iniciando às 00:00h e finalizando as 23:30h de cada dia.

Para o processo de interpolação dos horários dos dados de temperatura do ar, foi necessária a utilização do *software Climate Data Operators* (CDO). O CDO representa um conjunto de comandos estatísticos e aritméticos úteis para processar dados meteorológicos no formato GRIB e NetCDF. A facilidade em usar essa ferramenta está no fato de que os comandos são executados diretamente no terminal do Linux. O usuário pode escrever um *script* utilizando a linguagem mais apropriada para automatizar suas tarefas. O CDO não possui ambiente gráfico: ele apenas processa dados e a visualização é feita com o programa de sua preferência

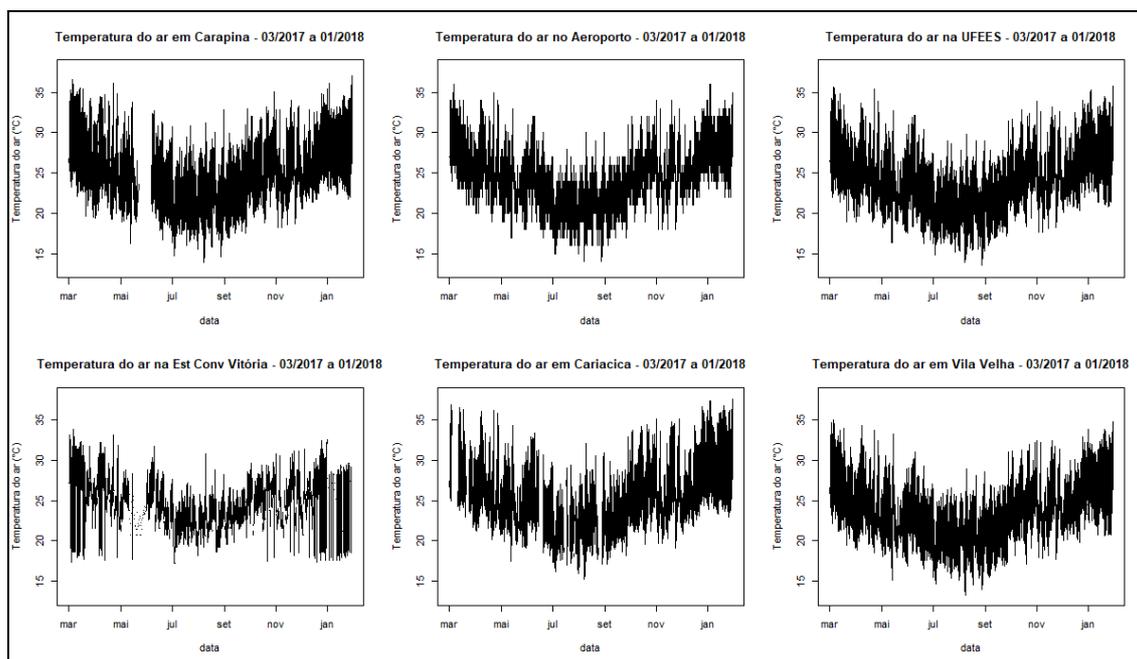
(SANTOS, 2016). As interpolações dos horários para estação Carapina para o dia 01/03 são exemplificadas na [Tabela 2](#), abaixo.

Tabela 2: Interpolação horária.

Data	Temperatura (°C) - Não Interpolado	Data	Temperatura (°C) - Interpolado
01/03/2017 00:30	26.77	1/3/17 0:00	26.77
01/03/2017 01:30	26.52	1/3/17 0:30	26.77
01/03/2017 02:30	26.43	1/3/17 1:00	26.645
01/03/2017 03:30	26.33	1/3/17 1:30	26.52
01/03/2017 04:30	26.21	1/3/17 2:00	26.475
01/03/2017 05:30	25.77	1/3/17 2:30	26.43
01/03/2017 06:30	25.76	1/3/17 3:00	26.38
01/03/2017 07:30	26.37	1/3/17 3:30	26.33
01/03/2017 08:30	27.56	1/3/17 4:00	26.27
01/03/2017 09:30	30.6	1/3/17 4:30	26.21
01/03/2017 10:30	31.1	1/3/17 5:00	25.99
01/03/2017 11:30	32.22	1/3/17 5:30	25.77
01/03/2017 12:30	32.09	1/3/17 6:00	25.765
01/03/2017 13:30	33.86	1/3/17 6:30	25.76
01/03/2017 14:30	33.93	1/3/17 7:00	26.065
01/03/2017 15:30	32.42	1/3/17 7:30	26.37
01/03/2017 16:30	29.83	1/3/17 8:00	26.965
01/03/2017 17:30	27.87	1/3/17 8:30	27.56
01/03/2017 18:30	27.02	1/3/17 9:00	29.08
01/03/2017 19:30	26.53	1/3/17 9:30	30.6
01/03/2017 20:30	26.35	1/3/17 10:00	30.85
01/03/2017 21:30	26.44	1/3/17 10:30	31.1
01/03/2017 22:30	26.62	1/3/17 11:00	31.66
01/03/2017 23:30	26.4	1/3/17 11:30	32.22

Mesmo com o processo de interpolação, foram observados dados faltantes na série, tal como apresentado na [Figura 10](#). Entre as 00h do dia 01/03/2017 às 23:30h do dia 31/01/2018, as séries de Carapina, Cariacica, UFES, Vila Velha, Aeroporto e Convencional apresentaram 5,36%, 8,73%, 0,54%, 0,77%, 1,17% e 41,76% de dados faltantes.

Figura 10: Dados faltantes nas séries de dados.



Fonte: INMET (2018), IEMA (2018), CPTEC (2018).

Para o preenchimento dos dados faltantes foi utilizada a técnica de interpolação *spline* com auxílio do *Software R* na versão 3.5.1 (R CORE TEAM, 2017). O *spline* é um método de interpolação que estima valores usando uma função matemática que minimiza a curvatura da superfície, resultando em uma superfície suave que passa exatamente pelos pontos de entrada (LIMA, 2015). O *spline* é uma das técnicas não paramétricas que mais têm sido aplicadas nos problemas de interpolação em séries temporais com bons resultados (KOOPMAN et al., 1999).

Matematicamente, dados os números reais t_1, \dots, t_m em algum intervalo $[a, b]$, satisfazendo $a < t_1 < t_2 < \dots < t_m < b$, uma função g definida sobre $[a, b]$ é uma *spline* cúbica se em cada intervalo $(a, t_1), (t_1, t_2), \dots, (t_m, b)$, g for um polinômio cúbico e sua primeira e segunda derivadas são contínuas em cada t_i e, portanto, contínuas no intervalo $[a, b]$ (LIMA, 2015).

Os dados interpolados pela técnica *spline* serão apresentados nos resultados [4.1.1](#).

3.2.5 A intensidade da ilha de calor

A intensidade da ilha de calor urbana na Região Metropolitana da Grande Vitória (RMGV) foi calculada segundo Oke (1995), em que foi considerada a média das estações na região urbana menos a média das estações localizadas na zona rural.

As estatísticas descritivas empregadas nesta etapa da pesquisa foram a mínima, o primeiro quartil, a mediana média, o terceiro quartil e a máxima. Além, dessas, foi realizado o agrupamento da intensidade da ICU, cujo objetivo foi a separação em grupos. A ideia básica consiste em colocar em um mesmo grupo objetos que sejam similares de acordo com algum critério pré-determinado (LINDEN, 2009). No caso desta pesquisa, consistiu em agrupá-las segundo o critério estabelecido por Garcia (1996), em que a ICU de fraca magnitude varia de 0°C a 2°C; a ICU de média magnitude varia de 2°C a 4°C; a de forte magnitude varia de 4°C a 6°C; e a de muito forte magnitude com intensidade maior que 6°C.

3.2.6 Aquisição das imagens de satélites e Tratamento dos dados *raster* e vetoriais

Foram obtidas as imagens orbitais digitais gratuitas do satélite Landsat-8 no Serviço de Levantamento Geológico Americano (USGS, 2016), sensor TIRS (*Thermal Infrared Sensor*), Órbita 215, ponto 74, com data de passagens entre 2017 e 2018. Também foram obtidos os valores temperatura de superfície para 11 de maio de 2017, às 09:38, horário central, 31 de agosto de 2017, às 09:38, horário central, 22 janeiro de 2018, às 09:38, horário central, banda 10, correspondente à faixa do infravermelho termal (10.6 - 11.19 μm - micrômetro), com resolução espacial de 30 metros.

As bases cartográficas utilizadas no presente estudo foram: Limite Municipal, Área Urbana, Bairros, Ortofotomosaico Digital 1/5.000, cedido pela Coordenação de Geoprocessamento do Instituto Jones dos Santos Neves - CGEO/IJSN (2011). A organização e tratamento de todos os dados *raster* e vetoriais foram trabalhados no SIG ArcGIS 10.5 do Laboratório de Cartografia Geográfica e Geotecnologias

(LCGGEO/UFES) e foram ajustados, quando necessário, no sistema de projeção UTM, Datum WGS-84, Zona 24 Sul, seguindo a padronização cartográfica sugerida por Fitz (2008).

Nessa etapa, o roteiro metodológico proposto por Coelho e Correa (2013) foi seguido, a partir do qual a organização do dado *raster* iniciou-se com o recorte da imagem infravermelha termal (banda 10) na área em estudo, seguido do uso dos parâmetros fixos de conversão de níveis de cinza da imagem (NC) para radiância, depois para temperatura Kelvin, fundamentado nas [Equações 8](#) do Serviço Geológico Americano (USGS, 2016) e [Tabelas 3 e 4](#).

$$L_{\lambda} = M_L * Q_{cal} + A_L \quad \text{Equação 8}$$

Tabela 3. Elementos e valores da fórmula de conversão para radiância extraídos do metadados da imagem do Landsat-8, banda 10.

L_{λ}	Radiância Espectral em sensor de abertura em Watts/(m ² sr μm)
M_L	Fator multiplicativo de redimensionamento da banda 10 = 3.3420E-04
A_L	Fator de redimensionamento aditivo específico da banda 10 = 0.10000
Q_{cal}	Valor quantizado calibrado pelo pixel em DN = banda 10

Fonte: Organizado pelo Autor.

Conforme mencionado, após a transformação dos valores em radiância, aplicou-se a [Equação 9](#) com a finalidade de transformar os valores obtidos na [Equação 8](#), em temperatura de valor em Kelvin:

$$T = K2 / \ln(K1 / L_{\lambda} + 1) \quad \text{Equação 9}$$

Tabela 4: Elementos e valores da constante de calibração extraídos do metadados da imagem Landsat-8, banda10.

T	Temperatura efetiva no satélite em Kelvin (K)
$K2$	Constante de calibração 2 = 1.321.08 (K)
$K1$	Constante de calibração 1 = 774.89 (K)
L_{λ}	Radiância espectral em Watts/ (m ² sr μm)

Fonte: Organizado pelo Autor.

Após este procedimento, os valores de temperatura Kelvin foram subtraídos pelo seu valor absoluto (273,15 K), gerando o *raster* de temperatura de superfície em graus Celsius (°C) para os 3 períodos. Na sequência, foi realizado o recorte com base nos limites municipais e reclassificação. Por fim, foi obtida a média da temperatura da superfície terrestre por meio da calculadora *Raster* para o período de 2017 e 2018.

3.2.7 A intensidade da ilha de calor de superfície – O método dos quantis

Diversos trabalhos utilizam a técnica de sensoriamento remoto, com objetivo de identificar as características térmicas da superfície urbana, entre eles Voogt e Oke (2003), Yuan e Bauer (2007) e Li et al. (2018). No Brasil, destacam-se os trabalhos de Lombardo (1985), Rojas (2017), dos Santos et al. (2017), Farias Peres et al. (2018), entre outros.

A priori, os trabalhos buscavam compreender a temperatura da superfície e posteriori, a temperatura de superfície completa (Voogt e Oke, 1997). Entretanto, Streutker (2002), em um estudo para cidade do Houston - Texas (USA), propôs um método para estimar a intensidade da ICU, por meio da técnica de aproximação Gaussiana bidimensional, sobreposta por áreas rurais e urbanas, visando mensurar as extensões espaciais e intensidades da ICU. A técnica utiliza-se do método dos mínimos quadrados para ajustar a ICU total em uma superfície Gaussiana. O estudo concluiu que intensidade da ICU era inversamente correlacionada com a temperatura rural, todavia, a extensão espacial foi encontrada independente da intensidade da ICU e da temperatura rural.

Apesar de ser um método promissor, Rojas (2017) apontaram algumas inconsistências na metodologia. Segundo os autores, no método de Streutker

(2002), primeiro, o campo da temperatura de superfície rural pode não ser corretamente representada por um plano; segundo, dados com maiores resoluções espaciais o ajuste Gaussiano não se enquadraria muito bem, sendo necessário a reestruturação da grade; terceiro, o método apresenta uma melhor habilidade de estimativa para cidades com formato elipsoidal do que em cidades de formas distintas, que se desenvolvem em torno de lagos e baías, como por exemplo, a cidade do Rio de Janeiro e, por último, em períodos noturnos a intensidade da ICU pode diminuir de modo não haver uma forma Gaussiana, pois, as temperaturas rurais e urbanas podem ficar muito próximas.

Com os argumentos supracitados, Flores et al. (2016), propuseram estimar a intensidade da ilha de calor de superfície, por meio do método dos quantis. O método é fundamentado na análise estatística quantitativa dos padrões de temperatura de superfície urbana e rural, separados utilizando o produto da categoria de cobertura do solo. O método permite estimar a intensidade da ICU superficial, separando áreas urbanas e rurais com informações de categoria de uso da terra, mesmo que a forma da cidade não seja elipsoidal, ou quando a resolução espacial seja tão alta que não permita um ajuste Gaussiano, tornando assim, possível trabalhar com satélites de maior resolução, como o LandSat 8, com resolução de 30 metros. Uma desvantagem desse método, segundo os autores, é de não ser possível calcular uma área de impacto superficial de ICU porque os campos de temperatura superficial não se ajustam a nenhuma superfície. Entretanto, o método proposto por Flores et al. (2016) mantém basicamente a essência do método Streutker (2002) para estimar a intensidade da ICU.

Para determinação da intensidade de ilha de calor superficial (SUHI), utilizou-se o método quantis proposto por Flores et al. (2016). O método é baseado na análise estatística quantitativa dos padrões de temperatura de superfície urbano e rural. Logo, a fórmula para o cálculo é apresentada na [Equação \(10\)](#):

$$SUHI_{intensity} = Q_5^{urban} - Q_3^{rural} \quad \text{Equação 10}$$

sendo Q_5^{urbana} o quantil 0.95 da distribuição da temperatura de superfície a área urbana, e Q_3^{rural} é a mediana da distribuição da temperatura de superfície sobre a região rural. O presente método possibilita estimar o valor aproximado da intensidade da ICU superficial separando as áreas urbanas e rurais com informações das categorias de uso e cobertura da terra. Ressalta-se que a RMV é um aglomerado de sete municípios que não se apresentam em forma elipsoidais, porém, com formas e funções distintas. Além disso, o Satélite LandSat 8 possui uma resolução de 30 metros, o que torna inviável a proposta de Streutker (2002).

3.3 O estudo numérico

3.3.1 Breve descrição do Modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF)

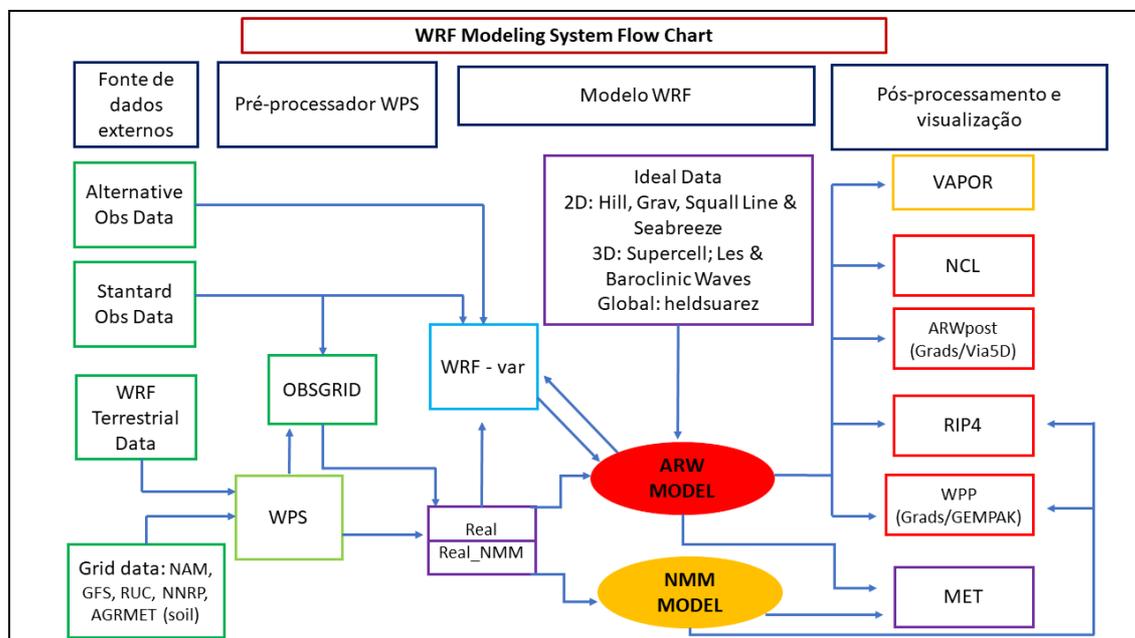
O modelo Weather Research and Forecasting (WRF) foi desenvolvido mediante a colaboração entre várias agências de pesquisa, a Meso-scale and Micro-scale Meteorology (MMM), a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), a National Centers for Environmental Prediction (NCEP), a Forecast System Laboratory (FSL), o Department of Defense Air Force Weather Agency (AFWA), a Naval Research Laboratory (NRL), o Center for Analysis and Prediction Storms (CAPS) da universidade de Oklahoma, a Federal Aviation Administration (FAA), e o apoio de outros pesquisadores e universidades de várias partes do mundo (SKAMAROCK et al., 2008). O modelo passa por diversas atualizações, nas quais, além da correção de alguns erros, são acrescentadas novas parametrizações. Atualmente, o modelo encontra-se na versão 3.9.

Entre as principais características e vantagens do modelo WRF, cita-se: os múltiplos núcleos dinâmicos, o sistema variável de assimilação de dados tridimensional e uma estrutura de software que permite o paralelismo computacional, bem como a extensibilidade do sistema.

O sistema de modelagem WRF pode ser compreendido a partir de três módulos principais: o pré-processamento – WRF Pre processing System (WPS), o

módulo de processamento (WRF Model) e o de pós-processamento (ARW post) (Figura 11).

Figura 11: Fluxograma dos componentes do modelo WRF.



Fonte: Adaptado de Skamarock et al. (2008).

No módulo WPS, todos os conjuntos de dados de inicialização do modelo são processados e preparados para alimentação do módulo principal utilizando-se de dados meteorológicos e geográficos. O WPS é subdividido em um conjunto de três subsistemas: o geogrid, o ungrid e o metgrid. No geogrid define-se o domínio do modelo e interpola-se os dados terrestres para as grades. No subsistema ungrid, os dados meteorológicos necessários para inicialização do modelo são extraídos do formato grib. Já o metgrid interpola horizontalmente os campos meteorológicos extraídos pelo ungrid para as grades do modelo definidos pelo geogrid.

No módulo principal, o WRF Model, são utilizados os dados preparados no WPS e as equações de conservação e parametrizações, a partir do qual se efetua o processamento e se envia o resultado para o módulo de pós-processamento. Nesta etapa, os dados são interpolados verticalmente.

Na etapa do pós processamento, o ARW post é utilizado para converter as saídas do modelo em um conjunto de valores espaço-temporal de grandeza vetoriais e escalares, como temperatura, pressão, fluxo de calor, velocidades e direção do

vento para um formato em que essas saídas possam ser visualizadas por programas gráficos, dentre eles, o Grads, Vis5D.

A fim de simular as condições da atmosfera, os cálculos realizados pelo WRF foram elaborados num conjunto de equações diferenciais que controlam o comportamento da atmosfera e não podem ser resolvidos analiticamente, fazendo-se aproximações, como:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot V_u) - \partial_x(p\phi_n) + \partial_n(p\phi_x) = F_U \quad \text{Equação 11}$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot V_v) - \partial_y(p\phi_n) + \partial_n(p\phi_y) = F_V \quad \text{Equação 12}$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot V_w) - g(\partial_n p - \mu) = F_W \quad \text{Equação 13}$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot V_\theta) = F_\Theta \quad \text{Equação 14}$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot V) = 0 \quad \text{Equação 15}$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(V \cdot \nabla \phi) - gW] = \epsilon \quad \text{Equação 16}$$

e a equação da relação diagnóstica para inversa da densidade:

$$\partial_n \phi = -\alpha \mu \quad \text{Equação 17}$$

e a equação do estado:

$$p = p_o (R_d \theta / p_o \alpha)^\gamma \quad \text{Equação 18}$$

As Equações de 11 a 13 representam a equação da conservação e da equação de movimento nas três definições. A Equação 14 é a conservação da energia termodinâmica. A 15 corresponde à conservação da massa; a 16 à equação geopotencial; e a 18 à equação do estado termodinâmico.

Onde θ é a temperatura potencial, $\phi = gz$ é o geopotencial, p é a pressão, $\alpha = 1/\rho$ é o inverso da densidade, $\gamma = c_p/c_v$, R_d é a constante do gás para o ar seco, p_o é a pressão de referência (caracteristicamente 10^5 Pascal), μ é massa por unidade de área, $V = \mu v = (V, U, W)$, $v = (u, u, w)$ representa a covariância das velocidades na direção horizontal e vertical, $\Omega = \mu \dot{n}$ e $\Theta = \mu \theta$. F_U, F_V, F_W e F_Θ representam os termos forçantes devido à física do modelo, à mistura turbulenta, às projeções esféricas e à rotação da terra.

Para a simulação dos parâmetros atmosféricos pelo WRF são utilizados os métodos de diferenças finitas, em malhas horizontais e verticais que podem variar em quantidade e espaçamento, além de ter maior densidade de dados em determinada região da coluna atmosférica. Estas equações são expressas na forma de fluxo, usando-se variáveis que possuem propriedades conservativas e são escritas utilizando-se as coordenadas verticais que acompanham o relevo propostas por Laprise em 1992 (SALVADOR, 2014; SANTIAGO, 2015).

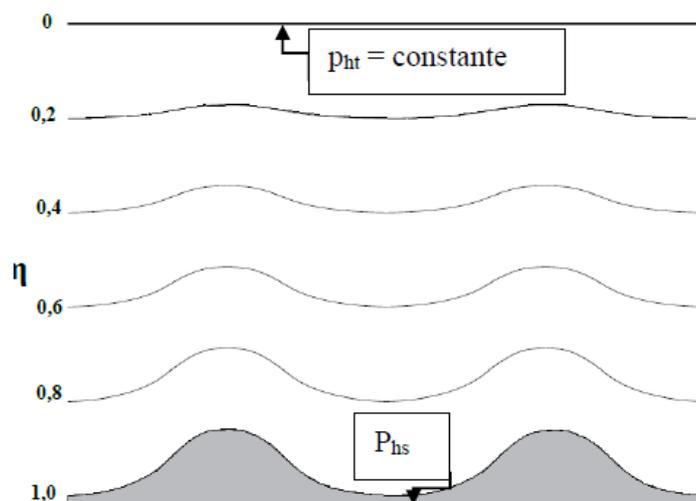
Mediante isto, os níveis verticais são representados pela letra grega η (eta) ([Equação 19](#)), onde assume-se valores entre um, na superfície, e zero, no topo da coluna atmosférica, e são representados pela equação abaixo ([Figura 12](#)):

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}} \quad \text{Equação 19}$$

Utilizando-se dessas coordenadas, p_h é a componente hidrostática da pressão, p_{hs} e p_{ht} são os valores de pressão ao longo da superfície e no topo da camada.

O sistema de coordenada horizontal utilizada no WRF é fundamentado no sistema de projeção do globo terrestre. A projeção do domínio é definida conforme o tamanho e a localização para todas as grades da modelagem. Nas simulações é possível escolher diferentes tipos de projeções, tais como: Lambert-Conformal, Polar Stereographic e Mercator, sendo que para regiões de media latitude o manual do usuário recomenda a projeção Lambert-Conformal (NCAR, 2017).

Figura 12: Sistema η de coordenadas verticais.



Fonte: Adaptado de Santiago (2014).

3.3.2 Atualização do Uso e Cobertura da Terra para RMGV no WRF

Entre as possibilidades de melhoras nas simulações com o WRF, as mudanças de uso e cobertura da terra são um importante parâmetro, pois as 24 categorias de uso e cobertura da terra propostas pela *United States Geological Survey* (USGS) para toda superfície terrestre e utilizadas no WRF são referenciadas a partir dos dados coletados pelo satélite AVHRR, no período de abril 1992 a março 1993. Nesse ínterim, usou-se uma resolução de aproximadamente de 1 km, entretanto, esses dados estão desatualizados ou incorretos em várias regiões do mundo na atualidade. Isso pode acarretar em diferenças significativas nas simulações (CHENG et al., 2013; FU; WENG, 2017; SCHICKER; ARNOLD ARIAS; SEIBERT, 2016).

Para gerar as informações sobre o uso e ocupação da terra para a área em estudo, inicialmente foi criado um projeto no Sistema de Informações Geográficas (SIG) com a adição de Planos de Informações que abrangem a área em estudo (RMGV) no sistema de projeção UTM, Datum WGS 84 Zona 24 Sul para todo o mapeamento produzido, trabalhados no *software* ArcGIS 10.5.

Diante do exposto, foi atualizado o mapa de uso e a cobertura da terra para área em estudo utilizando-se a base cartográfica de uso e cobertura da terra do ano

de 2007/2008 disponibilizada pelo Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Estado do Espírito Santo (IEMA) e pelo Instituto Jones dos Santos Neves (IJSN). De posse dessa base, foi realizada uma reclassificação no uso e cobertura da terra a partir das ortofotos (fotos aéreas) de 2014, cedidas pela empresa Hiparc Geotecnologia Ltda, na escala de 1:5.000 e resolução espacial do pixel de 25 cm. O método de classificação foi manual ou em tela, vetorizando a imagem e reclassificando as informações de uso e cobertura da terra de acordo com as classes proposta pelo global 30' vegetation data (USGS30) (Figura 13).

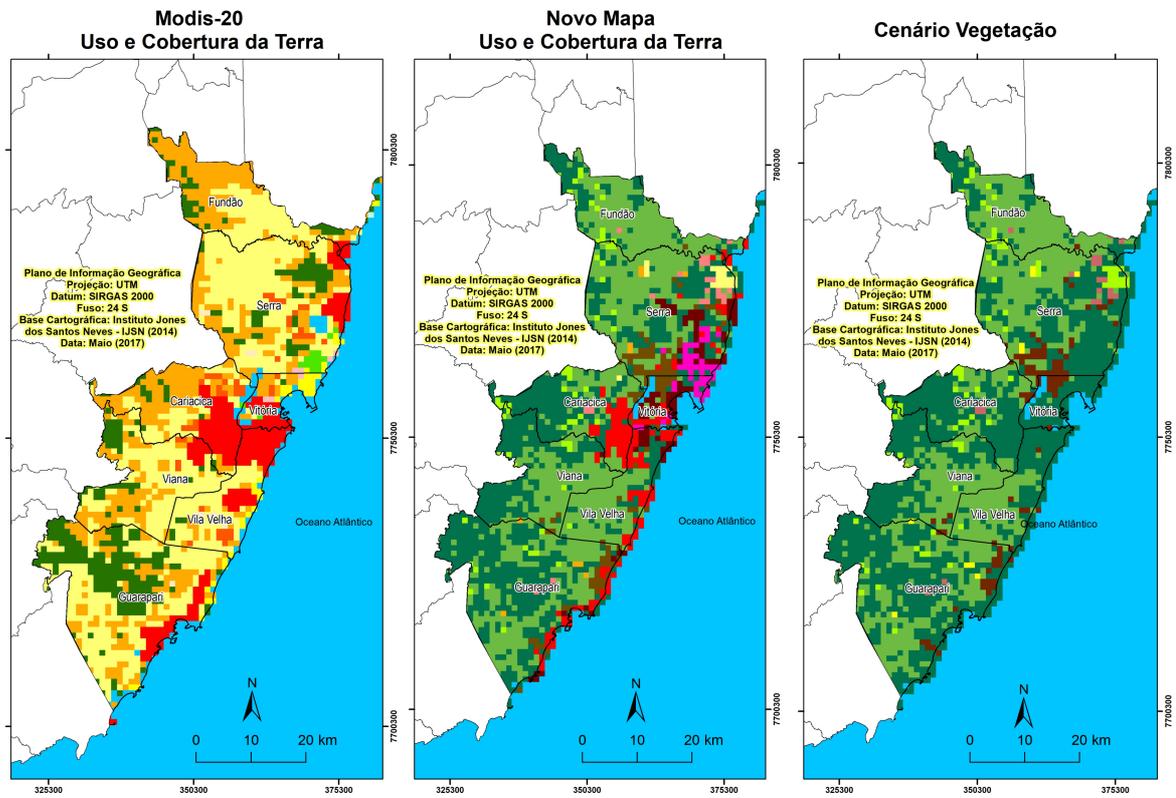
Como o WRF não reconhece as categorias de uso e cobertura da terra do sistema Brasileiro, foi necessário alterá-las mediante a sua equivalência com as características de cada classe (Tabela 05). A melhor opção foi fazer, primeiro, a equivalência do sistema Brasileiro com o sistema *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) (IFGI et al., 2015), e depois para o USGS. O produto do tipo de cobertura superficial do MODIS identifica 17 classes que são definidas pelo *International Geosphere Programe* (IGBP), que inclui vegetação natural, terreno urbanizado e em mosaico, e cobertura não vegetativo ([Tabela 05](#)). Este produto é fornecido principalmente para o suporte de pesquisas científicas que requerem de informação relacionada às propriedades e dinâmicas da cobertura do solo global (IFGI et al., 2015).

Para atender às características do WRF-UCM, após a atualização foi utilizado a classificação do USGS-33 com três tipos distintos de urbanização: baixa densidade residencial, alta densidade residencial e área comercial/industrial ([Figura 13](#)). Após o processo de mapeamento, foram gerados os arquivos de entrada para o WRF em formato ASCII utilizando-se o complemento gdal e editando-se os arquivos de controle de dados geográficos no modelo.

Tabela 5: Tipo de classe de uso e cobertura da terra utilizados neste estudo.

N° Classe	Classe – USGS	Classe – IGBP	Classe Brasil
1	Urban and Built-up	Urban and Built-up	Extração mineral, área edificada, estradas
2	Dryland Cropland and Pasture	Croplands	Pastagem
5	Cropland/Grassland Mosaic	Croplands or Grassland	Cultivo Agrícola
8	Shrubland	Closed Shrublands	Campo Rupestre, macega
11	Deciduos Broadleaf Forest	Deciduos Broadleaf Forest	Restinga
12	Deciduos Needleleaf Forest	Deciduos Needleleaf Forest	Reflorestamento - Seringueira
13	Evergreen Broadleaf	Evergreen Broadleaf	Mata Nativa
14	Evergreen Needleleaf Forest	Evergreen Needleleaf Forest	Reflorestamento – pinos – eucaliptos
16	Water Bodies	Water Bodies	Massa d'água
17	Herbaceous Wetland	Permanent Wetland	Brejo
19	Barren or Sparsely Vegetated	Barren or Sparsely Vegetated	Solo exposto, afloramento rochoso
31	Low Intensity residential	Low Intensity residential	Baixa intensidade residencial
32	High Intensity residential	High Intensity residential	Alta intensidade residencial
33	Comercial/Industrial/Transporta tion	Comercial/Industrial/Transportatio n	Área comercial/Industrial/ Transporte

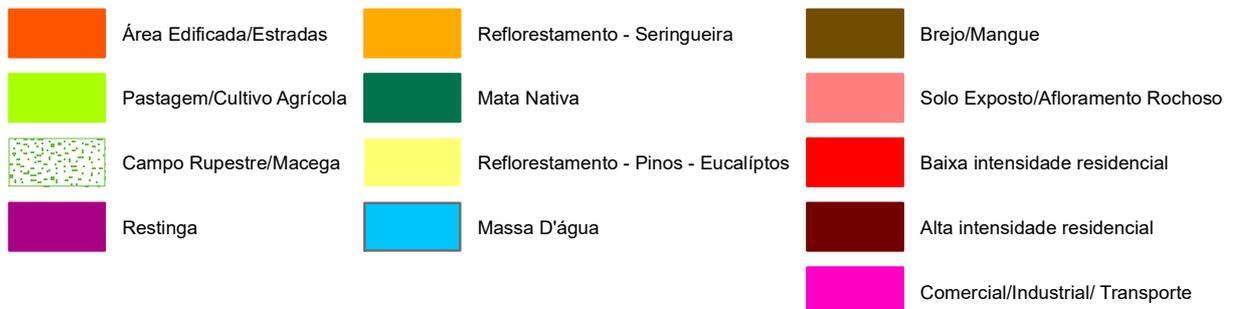
Figura 13: Novo arquivo de uso e cobertura da terra para o domínio 04 (d04) e cenário vegetação. A primeira legenda é referente ao uso e cobertura da terra do arquivo Modis-20 (a) e a segunda legenda é referente a atualização do arquivo e do cenário hipotético (b).



Legenda (a)



Legenda (b)



3.3.3 Interação Solo-Superfície-Atmosfera no WRF

Com o objetivo de resolver os processos e fluxos em escala de subgrade, lidando com propagação térmica e umidade nas várias camadas do solo, trocas turbulentas de impulso, massa e energia entre a superfície e a atmosfera subjacente e também através da vegetação, raízes, cobertura de neve e outros, no modelo WRF existe a opção da parametrização entre solo-superfície-atmosfera (SKAMAROCK et al., 2008).

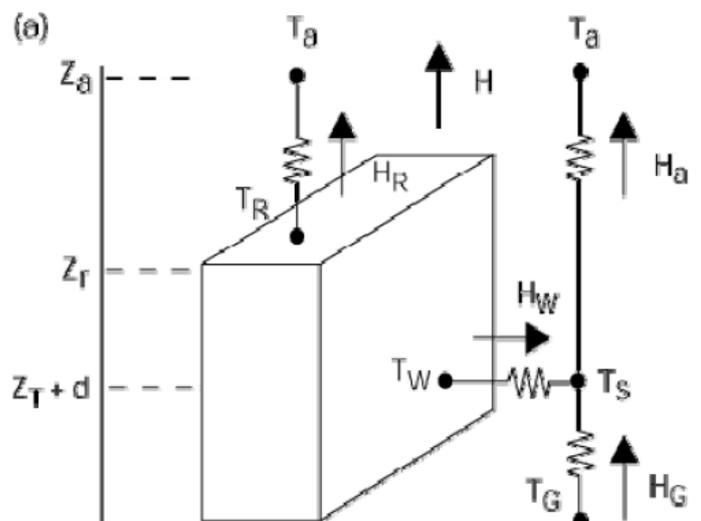
Dentre as opções de parametrizações utilizadas pelo modelo de superfície terrestre de Noah (LSM), este fornece condições físicas de limite inferior ao modelo WRF, calculando (pela Temperatura), albedo e emissividade para equações de transferência radiativa. A interação entre o Solo-superfície-atmosfera no modelo WRF resolve os processos de fluxo.

3.3.4 O modelo de Dossel Urbano UCM e BEP

O principal objetivo do *Urban Canopy Modeling* (UCM) é melhorar a descrição das condições de contorno mais baixas (superfície) e fornecer previsões mais precisas para regiões urbanas.

Entre as principais características do UCM estão o sombreamento de edifícios, os reflexos de radiação de onda curta e onda longa, o perfil do vento na camada do dossel, as multi-camadas de transferência de calor e as equações para superfície de telhado, parede e estrada (KUSAKA et al., 2001; TEWARI et al., 2007). Os fluxos de calor sensível são estimados a partir dos telhados, paredes, construções, e que posteriormente são agregados como energia e momento entre a área urbana e atmosfera ([Figura 14](#)) (HOMANN, 2014a). Os cálculos são feitos segundo a teoria da similaridade de Monin-Obukhov e a fórmula de Jurges.

Figura 14: Esquema de considerações utilizadas no modelo de dossel urbano.



Fonte: Adaptado de Kusaka et al. (2001).

Para que os efeitos urbanos sejam calculados pelo modelo WRF-UCM é preferível usar mapas de uso e cobertura da terra para região de interesse acrescentando na classificação as seguintes três categorias urbanas:

1. (31) Baixa intensidade residencial (U1): Inclui áreas mistas de materiais construídos e vegetação. A vegetação pode representar 20 a 70% da cobertura. Essas áreas geralmente incluem unidades habitacionais unifamiliares. A densidade populacional será menor do que nas áreas residenciais de alta intensidade.

2. (32) Alta intensidade residencial (U2): Inclui áreas altamente desenvolvidas onde as pessoas residem em números elevados. Os exemplos incluem aglomerados de casa e apartamentos. A vegetação representa menos de 20% da cobertura. Os materiais construídos representam 80 a 100% da área.

3. (33) Comercial/Industrial/Transporte (U3): Inclui infraestrutura (estradas, ferrovias), e todas as áreas altamente desenvolvidas não classificadas como de alta intensidade residencial; toda área é considerada construída.

Este modelo usa uma tabela ([Tabela 6](#)), a `urbaparm.tbl`, com parâmetros a serem utilizados para definir alguns valores típicos, como altura do telhado, largura das ruas e prédios, para cada um dos 3 tipos de urbanização, baixa densidade residencial, alta densidade residencial e área comercial/industrial.

O UCM multicamadas (MARTILLI; CLAPPIER; ROTACH, 2002b), chamado de *Building Effect Parameterization* (BEP), foi acoplado ao WRF para as parametrizações dos efeitos das construções (prédios), representando o que há de mais sofisticado em modelagem urbana dentro do WRF e permitindo uma interação direta com o CLP (CHEN et al., 2011b). O BEP reconhece a natureza tridimensional das superfícies urbanas e o fato de que os edifícios distribuem verticalmente fontes e fluxo de calor, umidade e mudança através de toda a camada do dossel urbano, o que substancialmente afeta a estrutura termodinâmica da subcamada de rugosidade urbana e, portanto, a parte inferior da camada limite urbana.

Tabela 6: Parâmetros utilizados pelo modelo de dossel urbano (UCM e UCM-BEP).

Parâmetro	Unidade	Valores específicos				UC M	UM C- BEP		
		U1		U2				U3	
Altura das Construções	M	5		7.5		10		Sim	Não
Largura do telhado	M	8.3		9.4		10		Sim	Não
Largura das estradas	M	8.3		9.4		10		Sim	Não
Calor Antropogênico	W m ²	20		50		90		Sim	Sim
Fração Urbana	Fração	0.5		0.90		0.95		Sim	Sim
Capacidade térmica do telhado	Jm ³ K ⁻¹	1.0E6		1.0E6		1.0E6		Sim	Sim
Capacidade térmica da parede	Jm ³ K ⁻¹	1.0E6		1.0E6		1.0E6		Sim	Sim
Capacidade térmica da estrada	Jm ³ K ⁻¹	1.4E6		1.4E6		1.4E6		Sim	Sim
Condutividade do telhado	Jm ⁻¹ s ⁻¹ K ⁻¹	0.67		0.67		0.67		Sim	Sim
Condutividade da parede	Jm ⁻¹ s ⁻¹ K ⁻¹	0.67		0.67		0.67		Sim	Sim
Condutividade da estrada	Jm ⁻¹ s ⁻¹ K ⁻¹	0.4004		0.4004		0.4004		Sim	Sim
Albedo do telhado	Fração	0.20		0.20		0.20		Sim	Sim
Albedo da parede	Fração	0.20		0.20		0.20		Sim	Sim
Albedo da estrada	Fração	0.20		0.20		0.20		Sim	Sim
Emissividade do telhado	---	0.90		0.90		0.90		Sim	Sim
Emissividade da Parede	---	0.90		0.90		0.90		Sim	Sim
Emissividade da estrada	---	0.95		0.95		0.95		Sim	Sim
Parâmetros usados somente no BEP									
Parâmetros de rua		Direção do Norte (Graus)		Direção do Norte (Graus)		Direção do Norte (Graus)		Não	Sim
		0	90	0	90	0	90		
Largura da rua	M	15	15	15	15	15	15		

Largura do Edifício	M	15	15	15	15	15	15
Altura dos Edifícios	M	Heigth	%	Heigth	%	Heigth	%
		5	50	10	3	5	30
		10	50	15	7	10	40
				20	12	15	50
				25	18		
				30	20		
				35	18		
				40	12		
				45	7		
				50	3		

Fonte: Adaptado de Chen et al., 2011. Organizado pelo autor.

O BEP leva em consideração os efeitos verticais (paredes) e horizontais (ruas e telhados), superfícies em momento (aproximação da força de arraste), energia cinética turbulenta (TKE) e temperatura potencial (Figura 13). O modelo também trabalha com a radiação nas paredes e nas estradas, considera o sombreamento dos prédios, a reflexão de ondas curtas e a radiação de ondas longas nos *canyons* de rua.

O modelo BEP é acoplado com dois Esquemas de turbulência: o proposto por Bougeault e Lacarrère e o de Mellor-Yamada-Janjic (CHEN et al., 2011b), ambos no WRF, introduzindo um termo fonte na equação de TKE dentro do dossel urbano e modificando as escalas de comprimento turbulento para explicar a presença de edifícios. Dentro desse contexto, o BEP é capaz de simular algumas das características mais observadas na atmosfera urbana, como a ilha de calor noturna (UHI) e a camada de inversão elevada acima da cidade. Na versão padrão do BEP (Martilli et al., 2002), a temperatura interna dos edifícios é mantida constante.

3.3.5 Análise e avaliação do desempenho dos dados simulados pelo WRF

Os modelos numéricos, apesar de serem considerados seguros para as previsões e para as pesquisas (MEDINA, 2017), necessitam ter seu desempenho acurado. Essa avaliação ocorre por meio de comparações entre os dados simulados, frente aos dados observados *in loco*.

Para avaliar o desempenho do modelo em simular alguma variável ou fenômeno, uma série de métodos estatísticos podem ser utilizados a fim de aferir a

concordância ou discrepância entre o simulado e o observado. Entretanto, as análises estatísticas não revelam a causa da discordância, embora ofereçam percepções sobre a natureza da divergência (SANTIAGO, 2015). Diante o contexto, avaliar a acurácia dos modelos é um passo importante para qualquer simulação (SIMON; BAKER; PHILLIPS, 2012).

Diante o exposto, esta sessão descreverá os métodos estatísticos recomendados no intuito de avaliar a acurácia do modelo em simular os resultados dessa pesquisa.

O desempenho da simulação controle foi realizado comparando-se aos dados observacionais da Rede Automática de Monitoramento da Qualidade do Ar (RAMQAr) e da Estação meteorológica do Aeroporto Eurico de Aguiar Salles. Os respectivos parâmetros meteorológicos monitorados em cada estação da RAMQAr e sua localização podem ser visualizados na [Tabela 7](#) e na [Figura 09](#).

Tabela 7: Parâmetros meteorológicos monitorados pelas estações da RAMQAr, Aeroporto e UFES-INMET.

Estação	Parâmetros
Laranjeiras	-
Carapina	DV,VV,UR,PP,P,T,I
Jardim Camburi	-
Enseada do Suá	DV,VV
Vitória-Centro	-
Ibes	DV,VV
Vila Velha	-
Cariacica	DV,VV,T,UR
Aeroporto	DV,VV,T, θ
UFES-INMET	DV,VV,UR,PP,P,T,I

DV = Direção do Vento, VV = Velocidade do Vento, UR = Umidade Relativa do ar, PP = Precipitação Pluviométrica, P = Pressão, T = Temperatura, θ = Temperatura Potencial, I = Insolação. Organizado pelo autor.

Dentre as várias metodologias para testar a acurácia dos modelos numéricos, destaca-se a proposta por Emery et al. (2001). Mesmo que suas propostas tenham sido desenvolvidas para determinação da aptidão do modelo MM5 em gerar resultados confiáveis, este método tem sido empregado em diversos estudos onde se faz necessária a avaliação de desempenho de modelos matemáticos (REBOREDO; ARASA; CODINA, 2015; ZHANG et al., 2014). Nesta metodologia, os autores sugerem métricas específicas para algumas variáveis determinadas, além

de valores de referência, conhecidos como *benchmarks*, com o objetivo de auxiliar na análise dos resultados ([Tabela 8](#)).

Tabela 8: Valores de benchmark proposto por Emery et al. (2001).

Parâmetro meteorológico [unidade]	Estatística		Benchmark
Temperatura [K] (2m)	MB	<±	0.5
	MAGE	<	2.0
	IOA	≥	0.8
Velocidade do vento [m s ⁻¹] (10m)	MB	±	0.5
	RMSE	<	2.0
Direção do vento [°] (10m)	MB	<±	10.0
	MAGE	<	30.0
Umidade específica [g.kg ⁻¹] (2m)	MB	<	1.0
	MAGE	<	2.0
	IOA	≥	0.6

Os indicadores estatísticos mostram a relação entre os dados observados (φ_{obs}) e simulados (φ_{sim}), aplicando-se os índices estatísticos:

- Viés médio (*Mean Bias* – MB): este método é simplesmente a diferença entre a média da simulação e o dado observado, representando a distorção aleatória (tendência) do valor simulado com o observado (WILKS, 2006), onde os valores negativos indicam que o resultado da simulação são menores que os observadores, e os valores positivos indicam que os resultados simulados são maiores que o observado ([Equação 20](#)):

$$MB = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\varphi_{sim} - \varphi_{obs}) \quad \text{Equação 20}$$

onde, φ_{sim} é o dado simulado, φ_{obs} é o dado observado e N é a quantidade de dados.

- Raiz do Erro Médio Quadrático (*Root Mean Square Error* – RMSE): este método representa a média quadrática das diferenças entre os pares dos dados simulados e observados ([Equação 21](#)). Avalia as diferenças entre a

distribuição desejada e a real, e oferece peso maior aos grandes erros (WILKS, 2006).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\varphi_{sim} - \varphi_{obs})^2} \quad \text{Equação 21}$$

- Erro Médio Absoluto (*Mean Absolute Gross Errors* – MAGE): método utilizado para calcular e indicar a incerteza ou o erro médio associado entre os dados simulados e observados ([Equação 22](#)), mostrando as discrepâncias entre elas (WILKS, 2006).

$$MAGE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\varphi_{sim} - \varphi_{obs}| \quad \text{Equação 22}$$

- Índice de concordância (*Index of Agreement* – IOA): resume as diferenças entre as simulações realizadas pelo modelo e as observações *in locun*, indicando as concordâncias entre elas. O valor esperado varia de 0, indicando que não há concordância entre as simulações e as observações, e 1, indicando plena concordância ([Equação 23](#)).

$$IOA = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^N (\varphi_{sim} - \varphi_{obs})^2}{\sum_{i=1}^N (|\varphi_{sim} - \bar{\varphi}_{obs}| + |\varphi_{sim} - \bar{\varphi}_{obs}|)^2} \right] \quad \text{Equação 23}$$

Dentre os critérios estabelecidos, alguns não serão contemplados. Estudos realizados por vários pesquisadores (AYLAS, 2017; BERGE et al., 2008; MEDINA, 2017; REBOREDO; ARASA; CODINA, 2015; ZHANG et al., 2014), além do próprio Emery et al. (2001), têm encontrado dificuldades para atingir os índices estabelecidos, sobretudo, para velocidade e direção do vento. Para tanto, será necessário adequar os indicadores para tal variável, dos quais serão tomados os máximos e mínimos para cada indicador ([Tabela 9](#)), no caso dessa pesquisa, os propostos por Emery et al (2001).

Tabela 9: Faixa dos indicadores para as variáveis Velocidade do Vento e Direção do Vento.

Faixa de Resultado	Velocidade do Vento		Direção do Vento	
	MB [m/s]	RMSE [m/s]	MB [°]	MAGE [°]
(EMERY; TAI; YARWOOD, 2001)	-0.4 a 1.75	1.49 a 2.50	-18.73 a 20.08	20.57 a 88.64
(BORGE et al., 2008)	-0.59 a 0.59	1.94 a 3.79	-38.33 a -7.94	55.91 a 85.46
(REBOREDO; ARASA; CODINA, 2015)	-0.60 a 1.13	1.58 a 2.53	-13.40 a 0.60	57.24 a 75.97
(ZHANG et al., 2014)	-0.9 a 0.9	1.5 a 3.0	-14 a 15	0 a 61

3.3.6 Configurações dos experimentos numéricos

Abaixo serão apresentadas as especificações para desenvolvimento do trabalho e as particularidades de cada simulação.

Para a inicialização das simulações são necessários dados de condições iniciais e de contorno, que são os dados de superfície ou geográficos e os dados das variáveis meteorológicas.

Os dados geográficos para as configurações das condições iniciais, utilizados neste trabalho, foram disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS), com grade horizontal de aproximadamente 1km. Os dados das variáveis meteorológicas foram cedidos pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), pelo *Global Forecast System* (GFS) e por *Final* (FNL). O projeto NCEP-GFS é um modelo global de assimilação de pesquisa e dados que produz informações das variáveis atmosféricas com intervalo de frequência a cada 6h (00, 06, 12 e 18 UTC), com resolução espacial horizontal de 1° x 1° e com 26 níveis verticais. Logo, os dados do modelo NCEP-FNL utilizam a mesma plataforma de assimilação. Entretanto, com informações atrasadas em 3 horas, possui resolução de aproximadamente 0.5° x 0.5° (latitude x longitude), com resolução vertical de 27 níveis, que variam de 1000 até 0.27 hPa, afastados distintamente de acordo com a proximidade do nível do solo. Tal procedimento tem por objetivo fornecer dados observacionais das variáveis atmosféricas e do solo, como, temperatura do ar, velocidade do vento, precipitação, umidade relativa do ar, umidade do solo, entre outras, com maior precisão, no intuito de melhorar as previsões que utilizam dessa base de dados (NCEP, 2003).

Neste estudo, foram utilizadas as parametrizações utilizadas por Salvador (2014), corroboradas por Santiago (2015) e Aylas (2017). As parametrizações utilizadas por Salvador (2014) apresentaram melhores resultados para determinação da entrada da brisa marinha sobre a RMGV. O foco principal do pesquisador foi destinado à correta previsão, intensidade e temporariedade da brisa marinha, que é um fenômeno extremamente importante para caracterização do tempo na região. O autor realizou sete testes dos conjuntos de parametrizações de Camada Limite Atmosférica (*bl_pbl_physics*) e de Camada Superficial (*sf_surface_physics*), comparando os resultados das simulações no WRF com os dados do LIDAR, SODAR e as estações de meteorológicas de superfície da RMGV.

O estudo de Santiago (2015), que utilizou das parametrizações de Salvador (2014), avaliou a formação e o transporte de Material Particulado na Região Metropolitana da Grande Vitória (RMGV) utilizando o *The Models-3 Community Multiscale Air Quality Modeling System* (CMAQ). Para o desempenho meteorológico, Santiago utilizou o modelo WRF. No que diz respeito às simulações meteorológicas utilizando o modelo WRF, Santiago (2015) evidenciou que o modelo é capaz de prever, de maneira razoavelmente adequada, a variação diária de direção e velocidade do vento até 30 metros de altura. Para CLA, Santiago (2015) evidencia que o Modelo WRF subestima levemente o valor máximo de altura da CLA.

A pesquisa proposta por Aylas (2017) analisou a influência da especificação do uso e cobertura da terra, bem como o uso da técnica de assimilação de dados meteorológicos na performance do modelo WRF. Aylas (2017), usando das especificações de Salvador (2014) e Santiago (2015), realizou algumas alterações no uso da terra do modelo WRF com dados USGS e os dados Novos (dados concisos de uso e cobertura da terra da RMGV), e concluiu que houve uma leve melhora das variáveis velocidade e direção do vento e temperatura do ar.

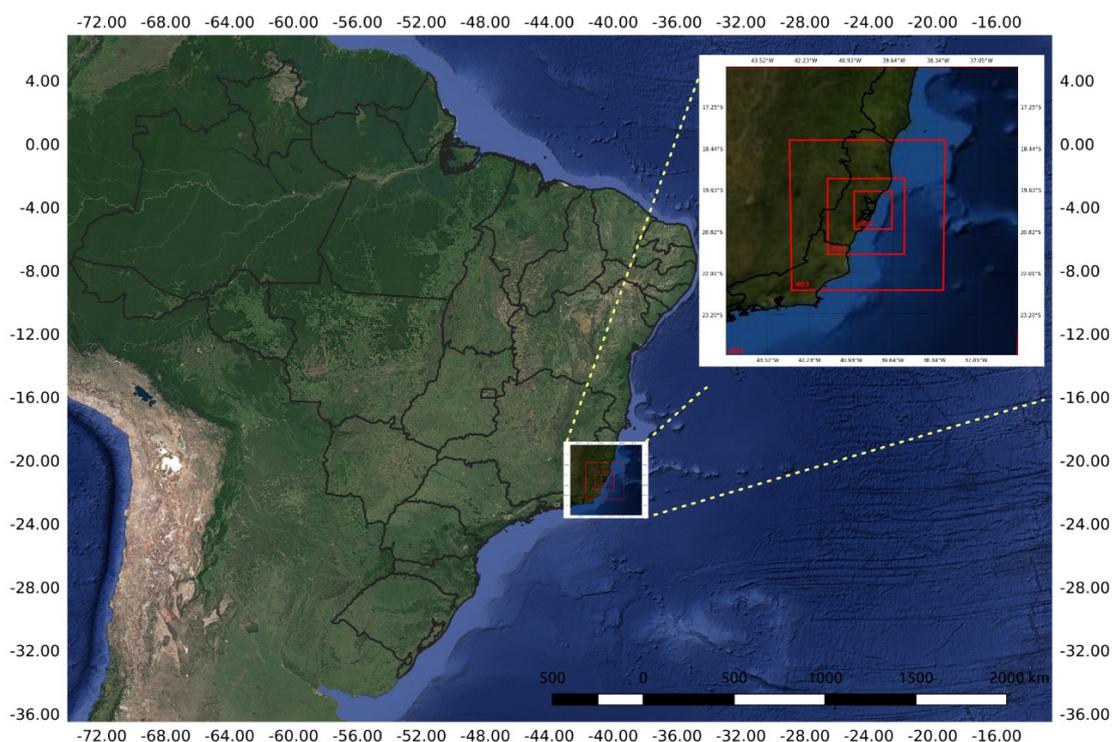
As configurações temporais, espaciais e parametrizações físicas e dinâmicas utilizadas neste estudo seguiram as recomendações dos autores supracitados e são apresentadas na [Tabela 10](#).

Tabela 10: Especificações temporais, espaciais, físicas e dinâmicas do estudo com o uso do modelo WRFv 3.6.1.

Parâmetros Temporais				
Data inicial	29/10/2017 – 00 horas UTC			
Data final	03/11/2017 – 23 horas UTC			
Duração	144 horas			
Parâmetros Espaciais				
Resolução Horizontal	27000	9000	3000	1000
Números de Colunas	36	55	82	121
Números de Linhas	36	55	82	121
Números de Camadas Verticais	27			
Centro da grade	-23.55°S, -46.49°W			
Opções Físicas e Dinâmicas – WRFv 3.6.1				
Microfísica	Thompson			
Radiação de Onda Longa	RRTM			
Radiação de Onda Curta	Duhia			
Superfície – Terra	Pleim – Xu			
Camada Superficial (sf_sufarce_physics)	NOAH			
Camada Limite Atmosférica (bl_pbl_physics)	Yonsei_University (YSU)			
Cumulus	Betts Miller	New Grell	0	
Opções Físicas e Dinâmicas – WRFv 3.6.1				
Difusão, Dissipação, Advecção	3ª ordem Runge-Kutta			
Turbulência e Mistura	Termo de Difusão de 2ª ordem			
Coeficiente de Eddy	Esquema de 1ª ordem Smagorinsk			
Urban Scheme	Building Energy Parameterization (BEP) (Martilli et al., 2002).			

Os domínios computacionais do WRF, para o presente estudo, são apresentados na [Figura 15](#). O maior domínio, D01, cobre boa parte dos estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro, sul da Bahia e todo o estado do Espírito Santo. Já o domínio D04 que possui maior resolução de grade, abrange apenas as cidades que compõem a RMGV.

Figura 15: Domínios computacionais do modelo WRF, onde o foco do estudo é o domínio D04.



Para estudar a influência dos controles locais, área urbana, topografia e as brisas exercem sobre o tempo/clima da Região Metropolitana da Grande Vitória, foram elaborados dois (2) cenários.

No primeiro cenário, chamado de cidade, foram utilizadas informações atualizadas do uso e cobertura da terra para RMGV. Esses dados foram os atualizados conforme descrito na seção atualização do uso e cobertura da terra. Os principais dados alterados que sofreram modificações foram os de área urbana, bem como os de vegetação, tipo do solo e topografia. As informações sobre a área urbana e vegetação são referentes ao ano de 2013, entretanto, foram atualizadas para o ano de 2017. Neste cenário foram utilizadas as classificações das categorias urbanas, propostas no modelo WRF-UCM, baixa densidade residencial (31), alta densidade residencial (32) e comercial/industrial/transporte (33) e o *Urban Scheme*

Building Energy Parameterization (BEP) (MARTILLI; CLAPPIER; ROTACH, 2002a). Este cenário também é considerado o cenário controle.

No segundo cenário, chamado de vegetação, não há absolutamente nenhum tipo de urbanização. Foi realizada uma simulação hipotética, onde as áreas urbanizadas foram substituídas pelo tipo de vegetação equivalente ao código 13 do WRF (*evergreen broadleaf forest*). Tal vegetação corresponde ao tipo de vegetação natural mata atlântica, conforme Negrón - Juárez (2004) e Homann (2014b).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

As análises dos resultados serão divididas em duas etapas. A primeira será focada na análise diagnóstica da temperatura do ar, enquanto que a segunda etapa será a análise do estudo numérico, com a finalidade de identificar os efeitos da urbanização no clima local.

4.1 Análise Diagnóstica – Estudo Observacional da Temperatura do ar

O estudo observacional foi dividido em 6 etapas: i) foi analisado o comportamento da série histórica da temperatura do ar no período de 1944 a 2015 para RMGV; ii) analisou-se a variabilidade da temperatura do ar no período de 1944 a 2015 na área em estudo; iii) analisou-se o clima atual, por meio da variável temperatura e as condições sinóticas atuantes entre março de 2017 a janeiro de 2018, iv) verificou-se a compilação dos dados e preenchimento dos dados faltantes; v) avaliou-se a intensidade da ilha de calor; e, por fim, vi) analisou-se a ilha de calor de superfície

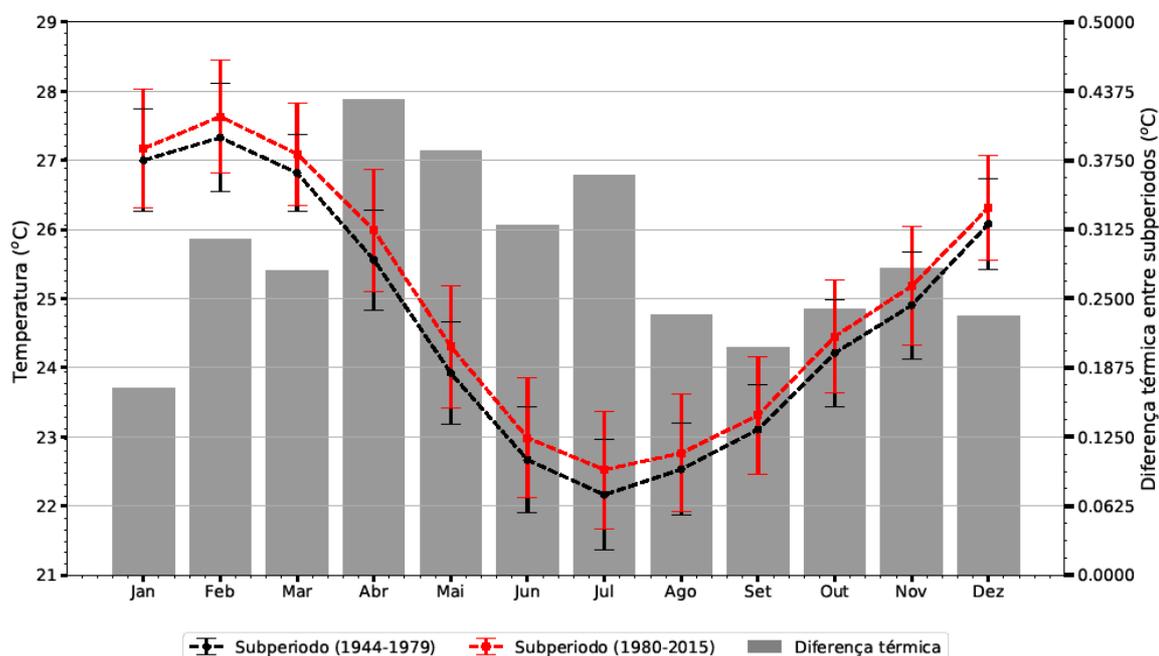
4.1.1 Temperatura Média do ar na RMGV

O comportamento médio da temperatura do ar na RMGV será analisado com base nos dados da *University of Delaware* (UD). A série toda, de 1944 a 2015, foi dividida em dois subperíodos (de 1944 a 1979 e de 1980 a 2015). Esta divisão foi feita de forma a poder identificar o eventual impacto sobre a dinâmica espacial no decorrer do tempo, dos processos de urbanização e industrialização experimentados pela área em estudo e das condições atmosféricas próximas à superfície. No primeiro período (1944 a 1979), a urbanização e industrialização ainda eram incipientes; posteriormente a essa data (1980 a 2015), a população local passou de 111.456 mil habitantes na década de 1940 para, aproximadamente, 2 milhões de habitantes na década de 2010, representando aproximadamente 48% da população do estado do Espírito Santo (IBGE,1980,2010). A partir da segunda metade da

década de 1970, a industrialização começou a se consolidar na RMGV, concentrando a maior parte das atividades industriais do estado: 80% das grandes empresas passam a se situar na área RMGV, sendo que as atividades de comércio e serviços representam pouco mais de 48% do PIB estadual (ZANOTELLI et al., 2014; IBGE, 2012; CAMPOS JUNIOR; GONÇALVES, 2009).

Como mostrado na [Figura 16](#), verificamos que, em todos os meses do ano, a média da temperatura do ar no primeiro subperíodo (1944-1979) é sempre menor que a média no segundo subperíodo (1980-2015). Nos dois subperíodos, a distribuição sazonal é bem marcada, com as maiores temperaturas no período de outubro a março e os menores valores no período de maio a agosto, o que responde à variação sazonal do hemisfério sul. A amplitude térmica entre o período do inverno e o de verão na RMGV, nos dois subperíodos considerados, é igual a 5,10 °C.

Figura 16: Ciclo sazonal médio da temperatura média do ar nos subperíodos de 1944 a 1979 (curva preta) e de 1980 a 2015 (curva vermelha).



Fonte: *University of Delaware* (2018)

A comparação entre os valores médios da temperatura entre o primeiro (1944-1979) e o segundo (1980-2015) subperíodo indica o acréscimo térmico médio de +0,24°C no segundo subperíodo. Segundo o Painel Intergovernamental de

Mudanças Climáticas (IPCC, 2013), a elevação média da temperatura do ar próximo à superfície terrestre entre 1951 a 2010 foi entre 0,5°C a 1,3°C e desde a revolução industrial a temperatura média aumentou 0,76°C, já a temperatura média do ar no Brasil aumentou cerca de 0,75 °C até o final do século XX (MARENGO et al., 2007, MARENGO et al., 2009). Esse aumento, é influenciado pela queima de combustíveis fósseis, emissão de gases e a transformação da paisagem (IPCC,2013). Segundo Allen *et al.* (2018), estima-se que as atividades humanas tenham causado aproximadamente 1,0 ° C de aquecimento global acima dos níveis pré-industriais, com uma faixa provável de 0,8 ° C a 1,2 ° C. O aquecimento global deverá atingir 1,5 ° C entre 2030 e 2052, se continuar a aumentar à taxa atual.

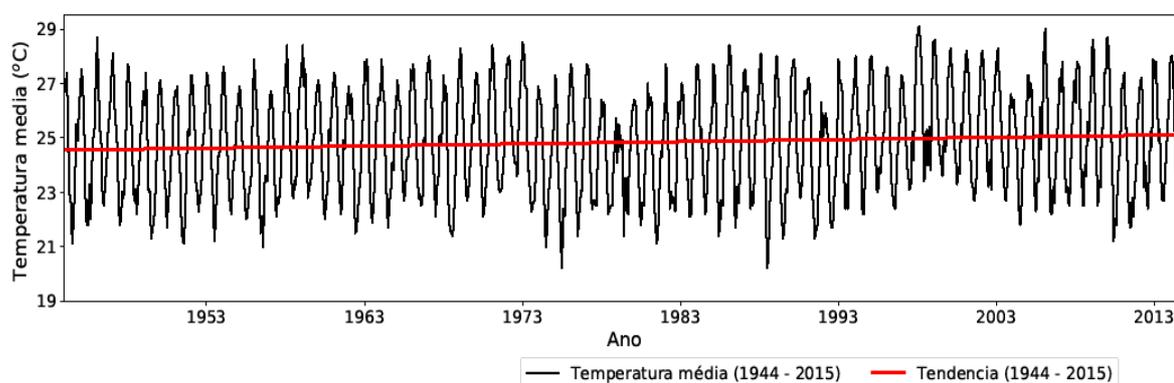
Assim, é possível sugerir que o aumento médio da temperatura do ar na RMGV é menor do que o aumento registrado no território brasileiro, embora estejam sendo considerados períodos distintos. Com base nos valores do UD, o aumento da temperatura do ar corresponde a 30% dos resultados do IPCC. O incremento na temperatura média do ar na RMGV pode ter ocorrido tanto por fatores associados à variabilidade natural do clima, como por fatores antropogênicos, como a emissão de gases de efeito estufa. Além destes dois fatores comumente considerados no aumento da temperatura do ar, a intensificação das atividades humanas (urbanização e industrialização) na RMGV nas últimas 3 (três) décadas e a consequente formação e intensificação da ilha de calor urbana devem ter contribuído para o aumento da temperatura. Os meses com os maiores aumentos de temperatura do ar, de acordo com os dados do UD, foram abril (+0,43°C), maio (+0,39°C), julho (+0,36°C) e junho (0,32°C) e os meses com maiores desvios foram agosto, julho, junho, maio e abril, nesta ordem. Esse cenário indica maior alteração da temperatura no período de outono e inverno na RMGV.

Para uma melhor compreensão da série, abaixo, na [Figura 17](#), são apresentados os dados de temperatura média mensal de 1944 a 2015 e os dois subperíodos a partir dos quais a série foi dividida - primeiro 1944 a 1979 e o segundo, 1980 a 2015 - e o cálculo da tendência da temperatura do ar para os três cenários. A temperatura do ar está representada pela cor preta e a tendência pela cor vermelha.

A análise da série na [Figura 17](#) permite inferir que está havendo uma tendência de aumento na temperatura do ar a partir da década de 1980, quando

comparado com o primeiro subperíodo. Os processos de urbanização e industrialização que se intensificaram na RMGV a partir do final da década de 1970 podem estar favorecendo o aumento da temperatura do ar. Também, existe a evidência de que há uma taxa de aquecimento de $0,62^{\circ}\text{C}$ em 72 anos. Abaixo, será realizada a análise para cada subperíodo, para melhor compreensão dos fatos.

Figura 17: Temperatura média mensal de 1944 a 2015 e nos subperíodos, 1944 a 1979 e 1980 a 2015.



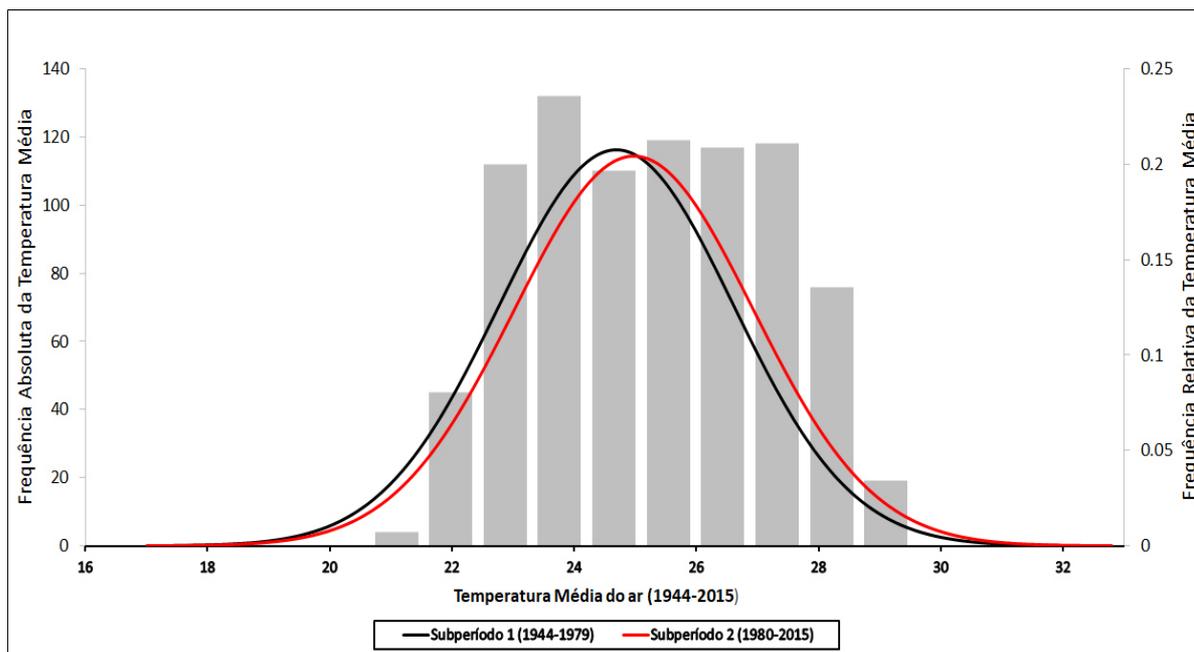
Fonte: *University of Delaware* (2018)

No subperíodo de 1944 a 1979, [Figura 17](#), as menores temperaturas do ar foram registradas em julho de 1975, $20,2^{\circ}\text{C}$, enquanto que os maiores valores, em fevereiro de 1946, $28,7^{\circ}\text{C}$. A temperatura média geral do primeiro subperíodo foi igual $24,69^{\circ}\text{C}$, sem que tenha sido identificada alguma tendência linear significativa. A amplitude térmica sazonal máxima entre o verão e o inverno foi de $8,5^{\circ}\text{C}$. No subperíodo de 1980 a 2015, [Figura 17](#), o menor registro de temperatura do ar foi em julho de 1988, $20,2^{\circ}\text{C}$. Já o maior registro foi em março de 2000, $29,1^{\circ}\text{C}$. A temperatura média geral foi de $24,93^{\circ}\text{C}$. Entretanto, diferentemente da média relativa ao primeiro período, houve uma tendência de aumento para os dados da normal.

Conforme já mencionado, a média da temperatura do ar no segundo subperíodo ($24,93^{\circ}\text{C}$) foi superior em $+0,24^{\circ}\text{C}$ em relação ao primeiro subperíodo, sendo maior também do que a média para o período todo em $0,10^{\circ}\text{C}$, tal como indicado na [Tabela 11](#) e [Figura 18](#). Os valores médios da temperatura mínima e máxima do ar para o 1º e 2º subperíodos e os valores referentes ao primeiro e

terceiro quartis apresentam aumentos para o segundo subperíodo se comparado ao primeiro, conforme indicado na [Tabela 11](#). A frequência acumulada da temperatura do ar (UD) apresenta o mesmo aspecto, porém, de forma gráfica ([Figura 18](#)), observa-se um leve aumento da temperatura do ar no segundo subperíodo, com a média, desvio padrão e variabilidade maiores que o primeiro subperíodo.

Figura 18: Frequência Temperatura Média por período.



Fonte: *University of Delaware* (2018)

Tabela 11: Estatística Descritiva da Temperatura do ar (°C) para o período de 1944 a 2015.

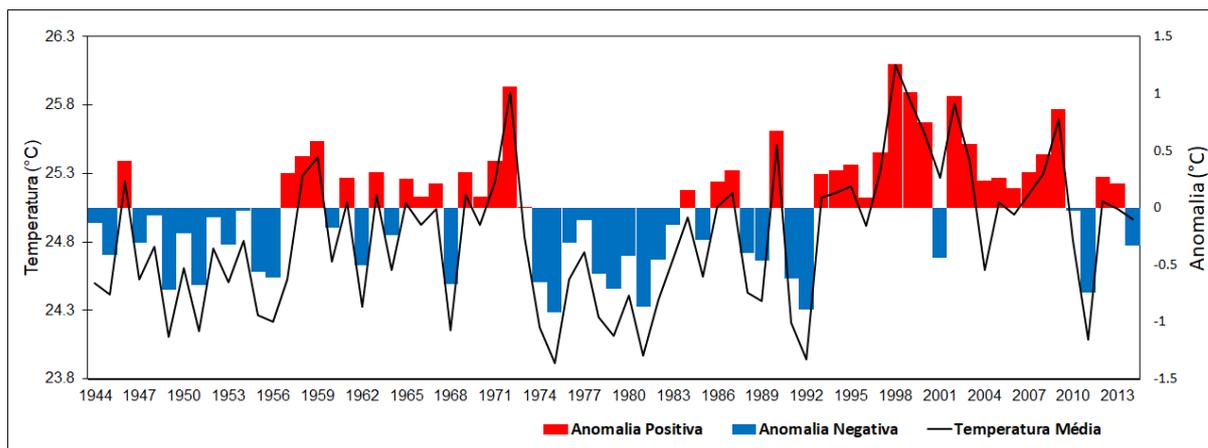
1944-2015	1944-1979	1980-2015
Min.: 20,20	Min.: 20,20	Min.: 20,20
1° Quar.:23,18	1° Quar.:23,00	1° Quar.:23,30
Mediana :24,80	Mediana :24,70	Mediana :24,90
Méd:24,83	Méd:24,69	Méd:24,93
3° Quar.:26,43	3° Quar.:26,40	3° Quar.:26,50
Máx.:29,10	Máx.:28,70	Máx.:29,10

Fonte: *University of Delaware* (2018)

Na média anual, o ano mais quente desse primeiro subperíodo foi o de 1972 ($T_{ar} = 25,9^{\circ}\text{C}$), seguido por 1959 ($T_{ar} = 25,4^{\circ}\text{C}$) e 1958 ($T_{ar} = 25,3^{\circ}\text{C}$), e o ano mais frio foi registrado em 1975 ($T_{ar} = 23,9^{\circ}\text{C}$). No segundo período, os anos mais quentes foram de 1998 ($T_{ar} = 26,1^{\circ}\text{C}$), 1999 ($T_{ar} = 25,8^{\circ}\text{C}$) e 2002 ($T_{ar} = 25,8^{\circ}\text{C}$), 2009 ($T_{ar} = 25,7^{\circ}\text{C}$) e 1990 ($T_{ar} = 25,8^{\circ}\text{C}$). Os anos mais frios foram os de 1992 ($T_{ar} = 23,9^{\circ}\text{C}$)

°C) e 1981 ($T_{ar}=24,0^{\circ}\text{C}$), tal como observado na [Figura 19](#). A comparação das duas séries temporais, 1949-1979 e 1980-2015, permite identificar que 13 anos do primeiro subperíodo apresentaram temperatura do ar acima da média de todo o período, enquanto que, no 2º subperíodo, 23 anos apresentaram temperatura anual maior do que o valor médio da série.

Figura 19: Temperatura do ar (DU) média anual na RMGV, de 1944 a 2015.

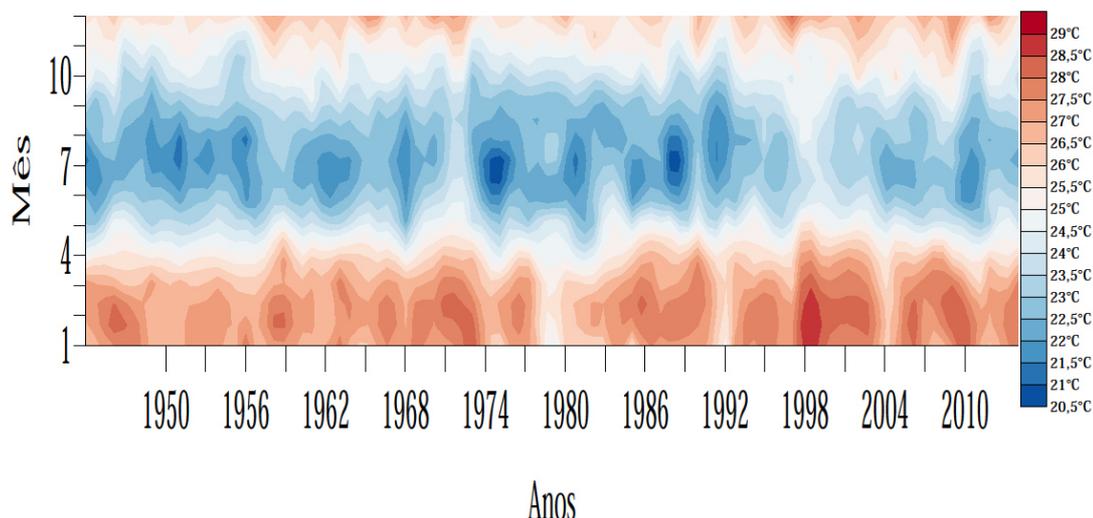


Fonte: *University of Delaware* (2018)

Dos 11 anos mais quentes de toda a série, 09 estão no segundo período (1980-2015) e somente 02 no primeiro subperíodo. Desses 11 anos, 05 anos foram registrados na década de 2000 (2002, 2009, 2000, 2003, 2008), 04 na década de 1990 (1998, 1999, 1990, 1997), sendo os 02 restantes registrados em 1972 e 1959. Entre 1990 e 2009, todos os anos apresentaram temperaturas acima da média referente à série temporal considerada, exceto 1991, 1992 e 2004. Mediante o apontado, a década de 2000 e de 1990, nesta ordem, foram as mais quentes do período avaliado. Os valores mencionados neste estudo estão muito próximos dos publicados pelo Climate Research Unit (2006), onde os autores evidenciam que, de 1995 a 2004, foram observados os anos mais quentes no hemisfério norte.

Outro ponto a se destacar é que a década de 2000 foi, em média, $0,15^{\circ}\text{C}$ mais quente ($T_{média} = 25,28^{\circ}\text{C}$) do período analisado, seguida pela década de 1990 ($T_{média} = 25,13^{\circ}\text{C}$). Conforme mencionado anteriormente, a partir da segunda metade da década de 1990 até 2015, a temperatura do ar na RMGV esteve acima da média de todo o período, condição que contribuiu para o maior aumento da temperatura do ar, assim como apresentado na [Figura 20](#).

Figura 20: Evolução anual da temperatura mensal registrada na RMGV entre 1944 e 2015.



Fonte: *University of Delaware* (2018)

Segundo Hulme e Sheard (1999), a temperatura média do ar aumentou em $0,5^{\circ}\text{C}$ no século XX. Duursma (2002), em um estudo sobre o aumento de temperatura para as principais cidades do mundo nos últimos 100 anos, evidenciou que a cidade de São Paulo teve um aumento de $+0,6^{\circ}\text{C}$ em 100. Blake *et al.* (2011) afirmam que, no último século, a taxa mais rápida de aquecimento ocorreu em São Paulo. Comparando com várias cidades ao redor do mundo, a capital paulista teve uma tendência de $+0,27^{\circ}\text{C}$ por década. Ao se comparar a RMGV com as pesquisas citadas, verifica-se que a área em estudo apresentou uma taxa de aquecimento de $0,62^{\circ}\text{C}$ em 72 anos, ou seja, houve um incremento de $0,06^{\circ}\text{C}$ por década.

Em relação à temperatura do ar, Marengo (2001) mostra que, desde 1995, alguns municípios brasileiros como Rio de Janeiro, São Paulo, Manaus, Salvador, Curitiba, Cuiabá, dentre outros, apresentam tendência de aumento no decorrer do tempo, condição também observada na RMGV. Marengo (2007) relata que o aumento de temperatura do ar em várias cidades e regiões do Brasil está relacionado não somente à variabilidade natural, mas também ao efeito antropogênico, oriundo da urbanização e da industrialização das cidades brasileiras. A seguir, será analisada a variabilidade natural da temperatura do ar na RMGV.

4.1.2 Variabilidade natural da temperatura do ar na RMGV

Todas as áreas do globo são forçadas pela variabilidade natural, mas as regiões metropolitanas apresentam adicionalmente forçantes associadas aos impactos provocados pelo homem, como alteração da superfície e emissão de gases e materiais particulados para a atmosfera (BLAKE *et al.*, 2011; MARENGO, 2007; ROUNSEVELL; REAY, 2009).

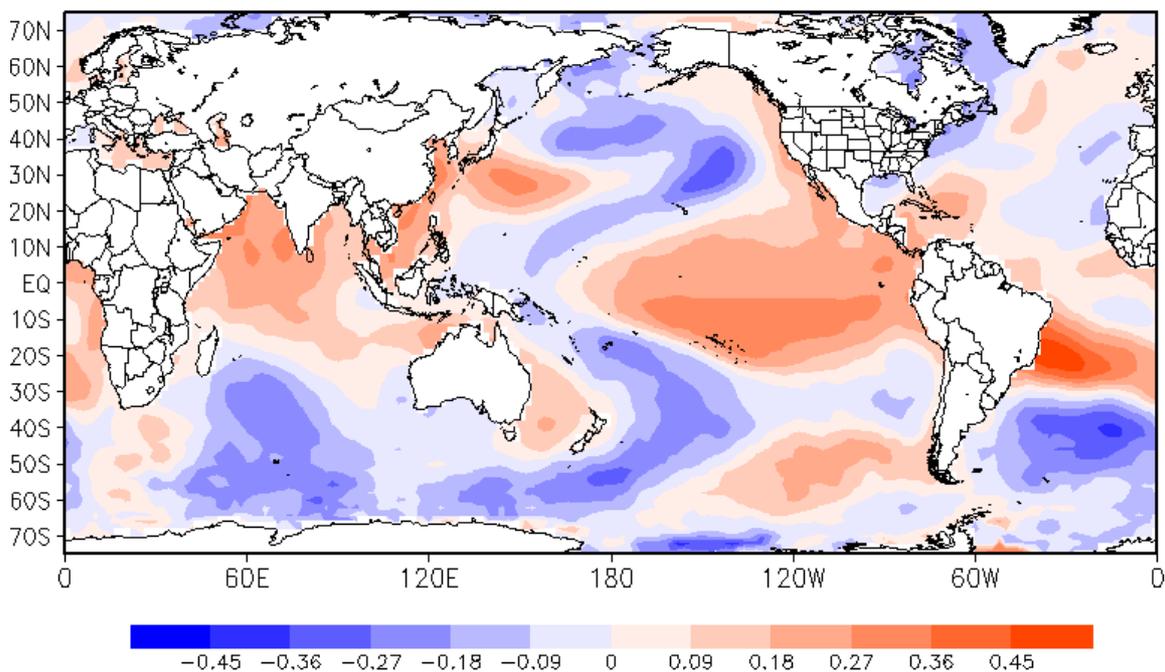
Apesar das condições de tempo e clima em cada localidade serem definidas pela passagem de sistemas sinóticos, o clima de cada região é afetado também por condições atmosféricas e oceânicas remotas, como o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (PHILANDER, 1985), a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) (ANDREOLI; KAYANO, 2005; MANTUA; HARE, 2002), o Modo Anular do Sul (SAM) (GONG; WANG, 1999), a Oscilação Multidecadal Atlântica (AMO) (KERR, 2000), o Dipolo do Oceano Índico (IOD) (SAJI *et al.*, 1999) e a Oscilação Madden-Juliana (MJO) (MADDEN; JULIAN, 1971). Diante disso, as cidades são vulneráveis aos modos de variabilidade climática natural, podendo causar significantes impactos, por exemplo, influenciando os extremos de temperatura e precipitação (BLAKE *et al.*, 2011).

Existem vários padrões de teleconexão que influenciam o clima e o tempo na América do Sul (REBOITA; AMBRIZZI; ROCHA, 2009). Entre eles, destaca-se a PDO, caracterizada pela oscilação da temperatura da superfície do mar, em escala decadal, influenciando o padrão de temperatura e a precipitação ao redor do mundo (SILVA e SILVA, 2016).

O foco da pesquisa em questão não é a variabilidade climática, mas identificar a ilha de calor e analisar os experimentos propostos, condição que pode estar imersa em um contexto climático muito maior.

Ao correlacionar os dados da TSM de várias regiões do globo com os dados da temperatura do ar para RMGV, estes se apresentam positivamente, tal como apresentado na [Figura 21](#), onde a cor azul da TSM indica correlação negativa e a cor vermelha indica correlação positiva.

Figura 21: Correlação temporal e espacial da TSM com a temperatura do ar para RMGV (1994-2015).



Fonte: *University of Delaware* (2018)

De forma geral, como a PDO correlaciona-se positivamente com a temperatura do ar da América do Sul (SILVA; SILVA, 2016), pode-se verificar que, no período de 1956 a 1973, e 1986 a 2013, as anomalias positivas observadas na RMGV podem estar parcialmente associadas à fase positiva da PDO, assim como nos períodos 1947 a 1956 e 1974 a 1983 podem estar associadas às fases negativas da PDO.

O aquecimento observado na temperatura média anual indica ser maior ao longo nas décadas de 90 e 2000 (FIGURA 20) em comparação com as décadas anteriores na RMGV. Alguma desta variação, ao longo do tempo, pode ser explicada por mudanças na frequência dos modos de variabilidade climática natural. Os eventos do ENSO nos últimos anos coincidem com as taxas mais rápidas de aquecimento.

4.1.3 O Clima Atual: Temperatura do Ar para o período de março de 2017 a janeiro de 2018

Os valores diários de temperatura do ar observados nas estações meteorológicas foram investigados a fim de se identificar a associação com usos e coberturas distintas do solo. Os valores diários de temperatura do ar são informados a cada 30 minutos a partir das 0:00 do dia 1º março de 2017 até as 23:00 do dia 31º de janeiro de 2018, para cada uma das seis estações meteorológicas de superfície na RMGV. Inicialmente, uma análise estatística descritiva das séries temporais de temperatura do ar para as estações consideradas foi realizada com a indicação dos valores médios, medianas primeiro e terceiros quartis e valores extremos. O ciclo diurno da temperatura do ar também foi avaliado para as séries temporais disponíveis. A intensidade da ilha de calor também foi calculada pela diferença entre a temperatura média do ar das estações localizadas na região urbana e a daquelas localizadas na zona rural, tal como sugerido por Oke (1995). Adicionalmente, a ilha de calor também foi estimada através de dados da temperatura de superfície continental obtida com o satélite Landsat 08, seguindo os padrões de Voogt e Oke (2003).

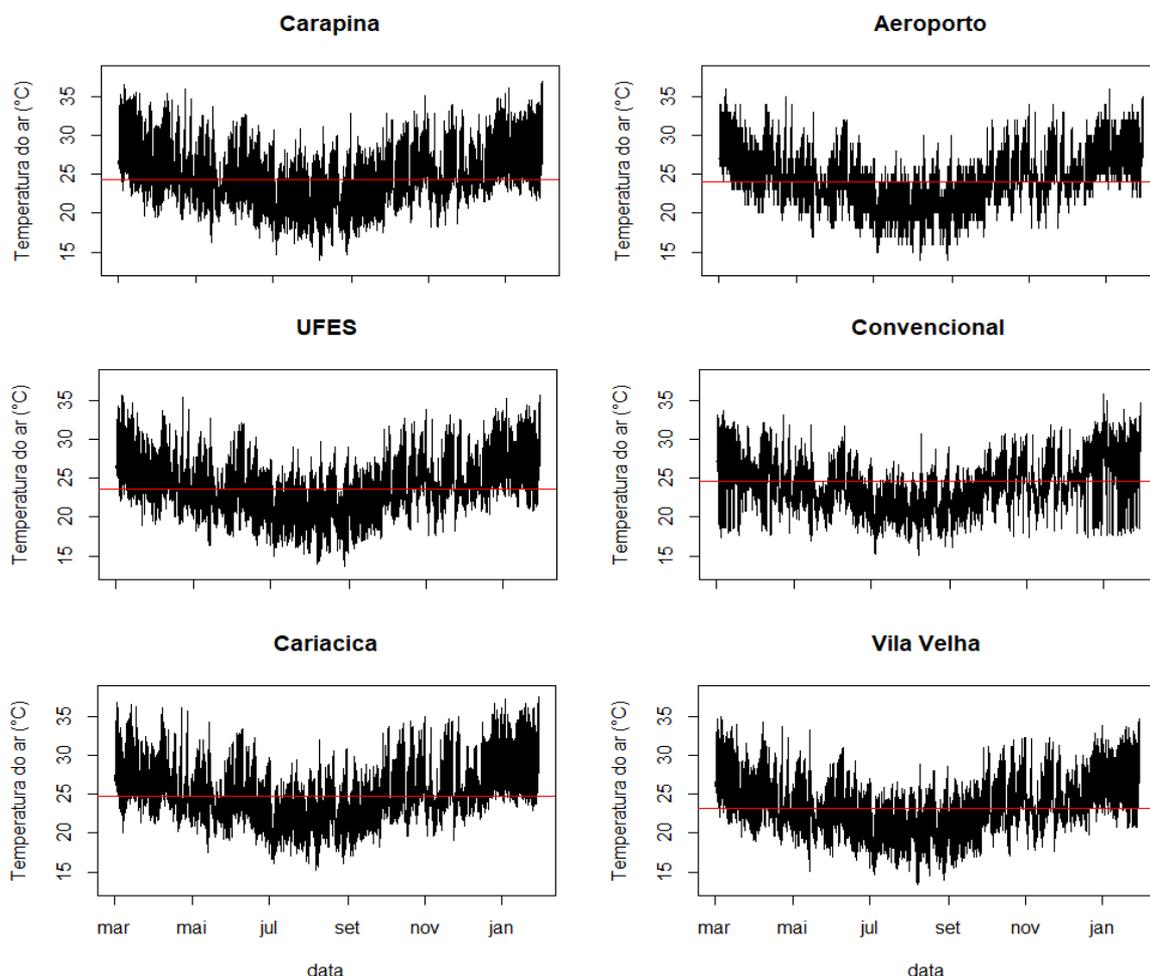
Os dados faltantes de temperatura do ar foram preenchidos por meio de interpolação temporal com auxílio do *software* CDO e também foi utilizada a técnica de interpolação *spline* com auxílio do *Software* R na versão 3.5.1 (R CORE TEAM, 2017).

4.1.4 Análise observacional da Temperatura do ar nas estações meteorológicas da RMGV de março de 2017 a janeiro de 2018

As estações meteorológicas de Carapina, Aeroporto, UFES, Convencional de Vitória e Cariacica localizam-se em áreas urbanas, sendo, portanto, consideradas como representativas da parte urbana da RMGV. A estação de Vila Velha, por encontrar-se na zona rural, foi considerada como o contraponto à zona urbana, tal como indicado na [Figura 09](#).

No aspecto geral, a temperatura do ar apresenta os maiores valores de temperatura no período do verão austral (outubro a março) e as menores no inverno (junho a setembro), seguindo o comportamento sazonal do Sudeste do Brasil (REBOITA *et al.*, 2010) e local - esta última apresentada neste trabalho ([Figura 22](#)). De forma geral, os valores médios da temperatura do ar observados nas seis estações de superfície ficaram entre 23°C e 24°C, apresentando alguma variabilidade, como visto na [Figura 22](#) e [Tabela 12](#).

Figura 22: Evolução dos valores horários da temperatura do ar entre março de 2017 e janeiro 2018 para cada uma das estações meteorológicas consideradas:



Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Em relação às temperaturas máximas, as estações de Cariacica, Carapina e Aeroporto apresentaram os maiores valores máximos, 37,56°C, 37,09°C e 36,0°C, respectivamente, enquanto nas estações de Vila Velha e da UFES há o registro dos

menores valores de temperatura mínima do ar, respectivamente, 13,30°C e 13,60°C. A estação de Cariacica apresenta o maior valor médio de temperatura do ar, 24,78°C, localizada na área urbana, e Vila Velha, o menor valor médio, 23,00 °C, situada em zona rural, tal como pode ser observado na [Figura 22](#).

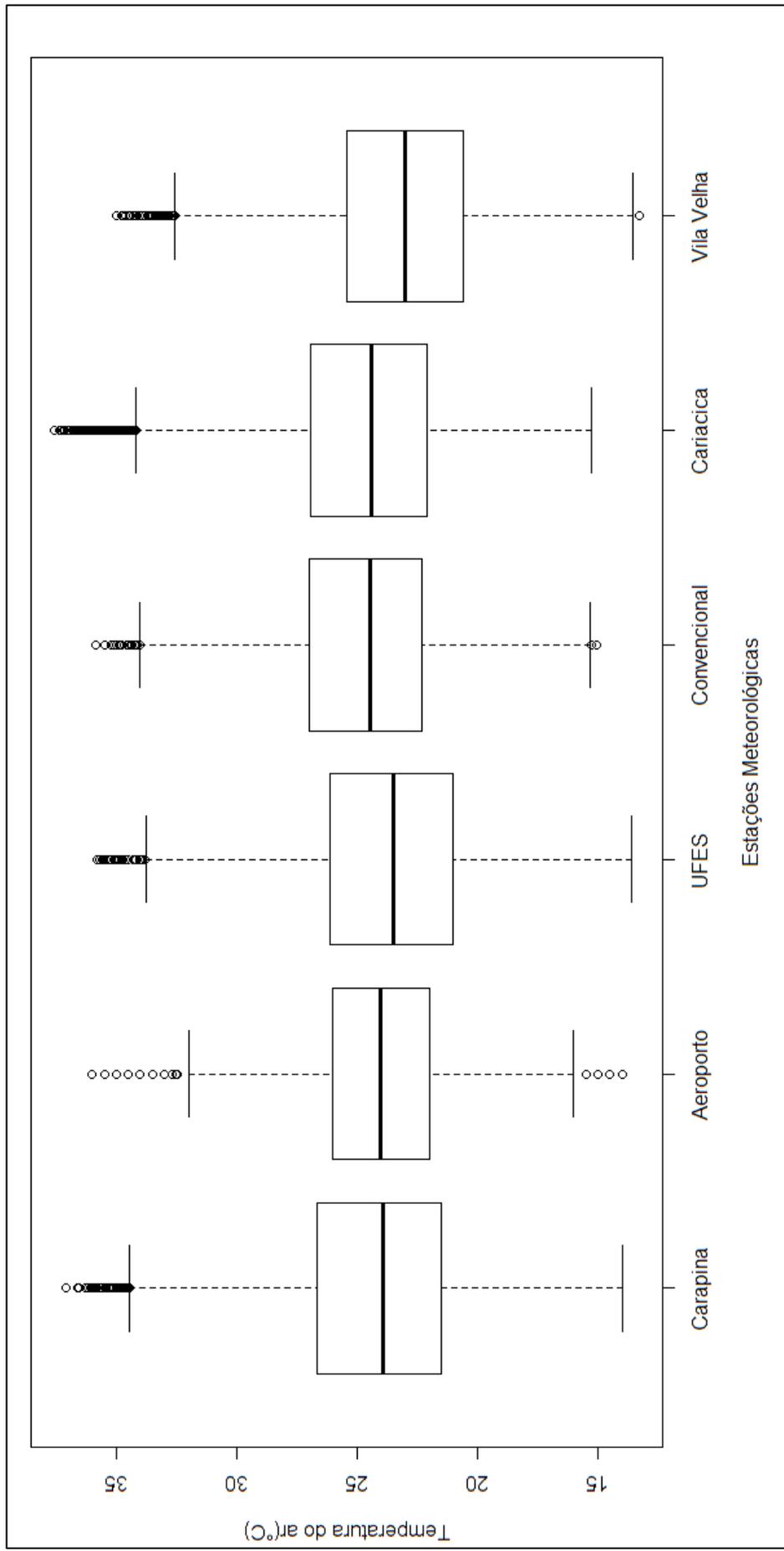
Tabela 12: Estatística Descritiva da Temperatura do ar (°C) para as estações meteorológicas localizadas na área em estudo, para o período de 01/03/2017 a 31/01/2018.

Carapina	Aeroporto	UFES
Min.:13,95	Min.: 14,00	Min. :13,60
1° Quar.:21,48	1° Quar.:22,00	1° Quar.:21,00
Mediana :23,93	Mediana :24,00	Mediana :23,50
Méd.:24,31	Méd.: 24,12	Méd.:23,69
3° Quar.:26,67	3° Quar.: 26,00	3° Quar.:26,10
Máx.:37,09	Máx. : 36,00	Máx. :35,80
Convencional	Cariacica	Vila Velha
Min. :15,06	Min. :15,26	Min.: 13,30
1° Quar.:22,30	1° Quar.: 22,07	1° Quar. : 20,60
Mediana: 24,48	Mediana: 24,38	Mediana: 23,00
Méd.: 24,66	Méd.: 24,78	Méd.: 23,16
3° Quar.:26,98	3° Qu.:26,91	3° Quar.: 25,40
Máx.: 35,86	Máx.: 37,56	Máx.: 35,00

Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

A estação de Cariacica, localizada na Central de Abastecimento do Espírito Santo, próximo ao *shopping*, rodovia BR-101, e a empresa “Águia Branca”, apresenta os maiores valores de temperatura do ar, especialmente nos meses de março, abril, outubro, dezembro e janeiro, sendo que janeiro apresenta a maior quantidade de dias com valores superiores a 36°C e 37°C, como visto nas [Figuras 23 e 24](#) (*box plot* anual e mensal). A estação de Vila Velha, por outro lado, apresenta valores extremos da temperatura do ar que não ultrapassam 35°C, apresentando a menor média e os menores valores mínimos ([Figura 22](#)). A amplitude térmica anual também contribui para caracterizar as condições climáticas de cada estação: a estação convencional apresentou amplitude térmica de 16,5 °C; a estação Vila Velha, de 21,7°C; a estação do Aeroporto, de 22,0 °C; a estação UFES, de 22,2°C; a estação de Cariacica, 22,3°C; e a estação Carapina apresentou amplitude térmica de 23,14°C.

Figura 23: Box plot da temperatura do ar entre 01 de março de 2017 a janeiro de 2018 para cada uma das estações meteorológicas consideradas.



Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Figura 24: Box plot mensal da temperatura do ar para cada uma das estações meteorológicas consideradas.

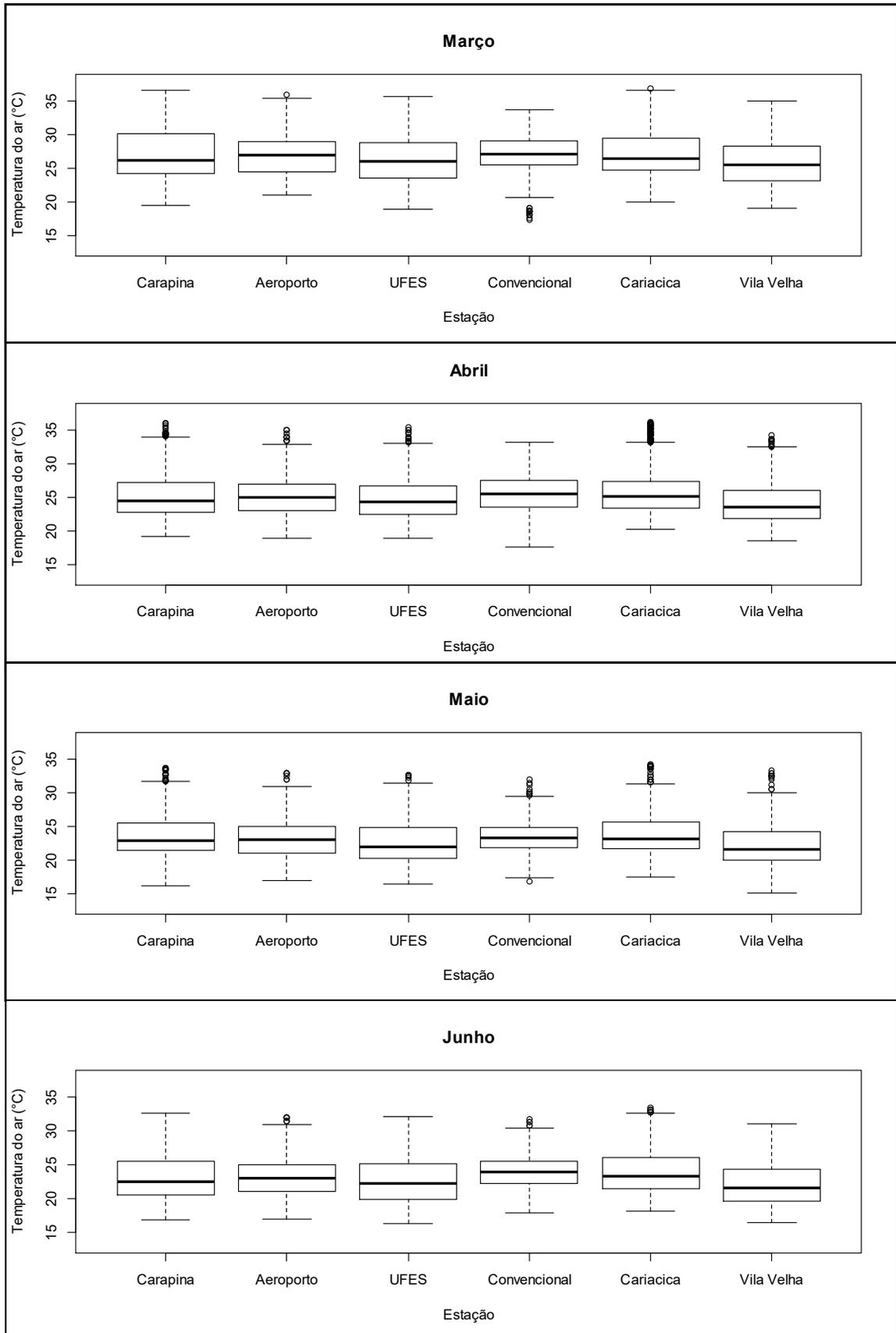


Figura 24 (Continuação): *Box plot* mensal da temperatura do ar para cada uma das estações meteorológicas consideradas.

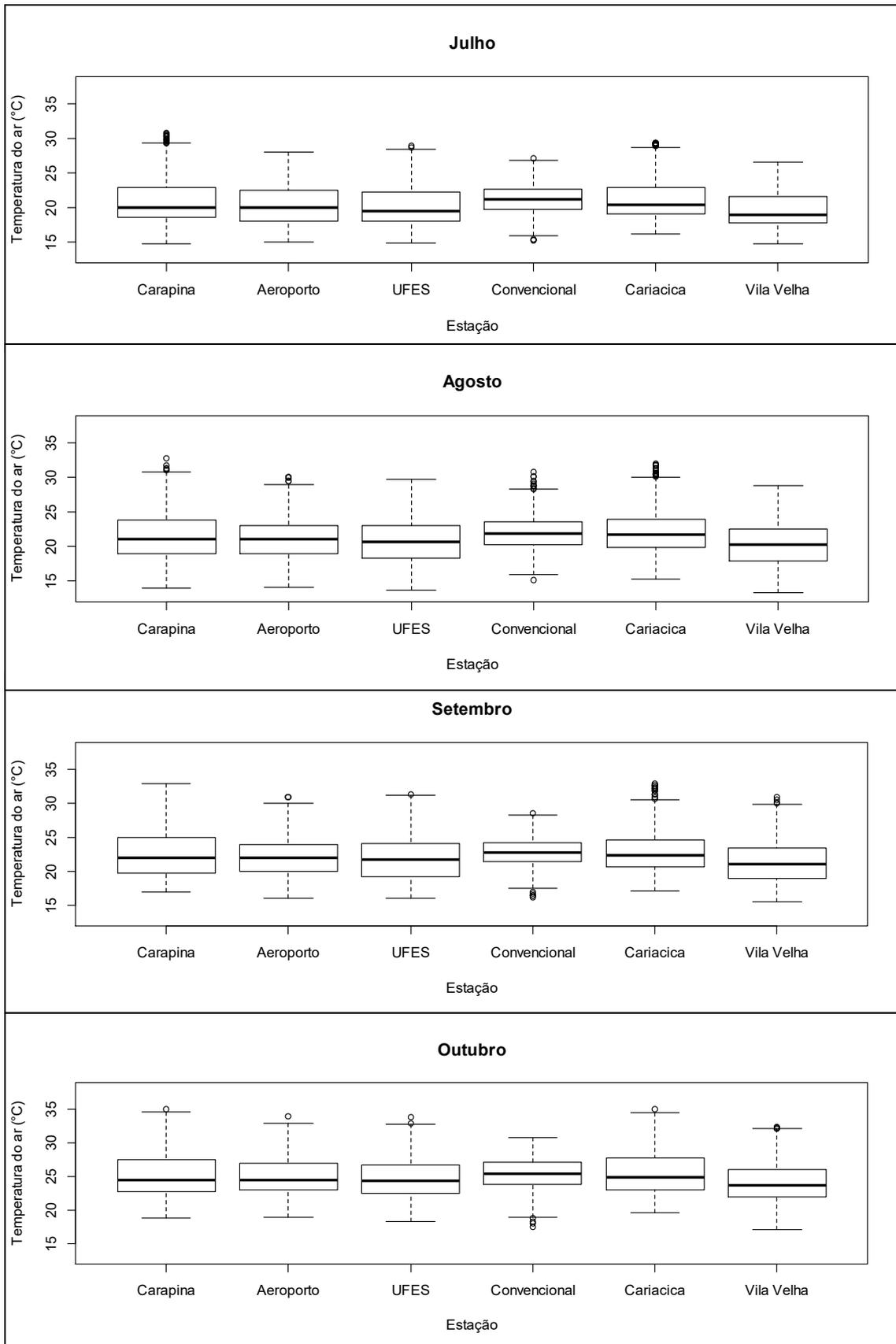
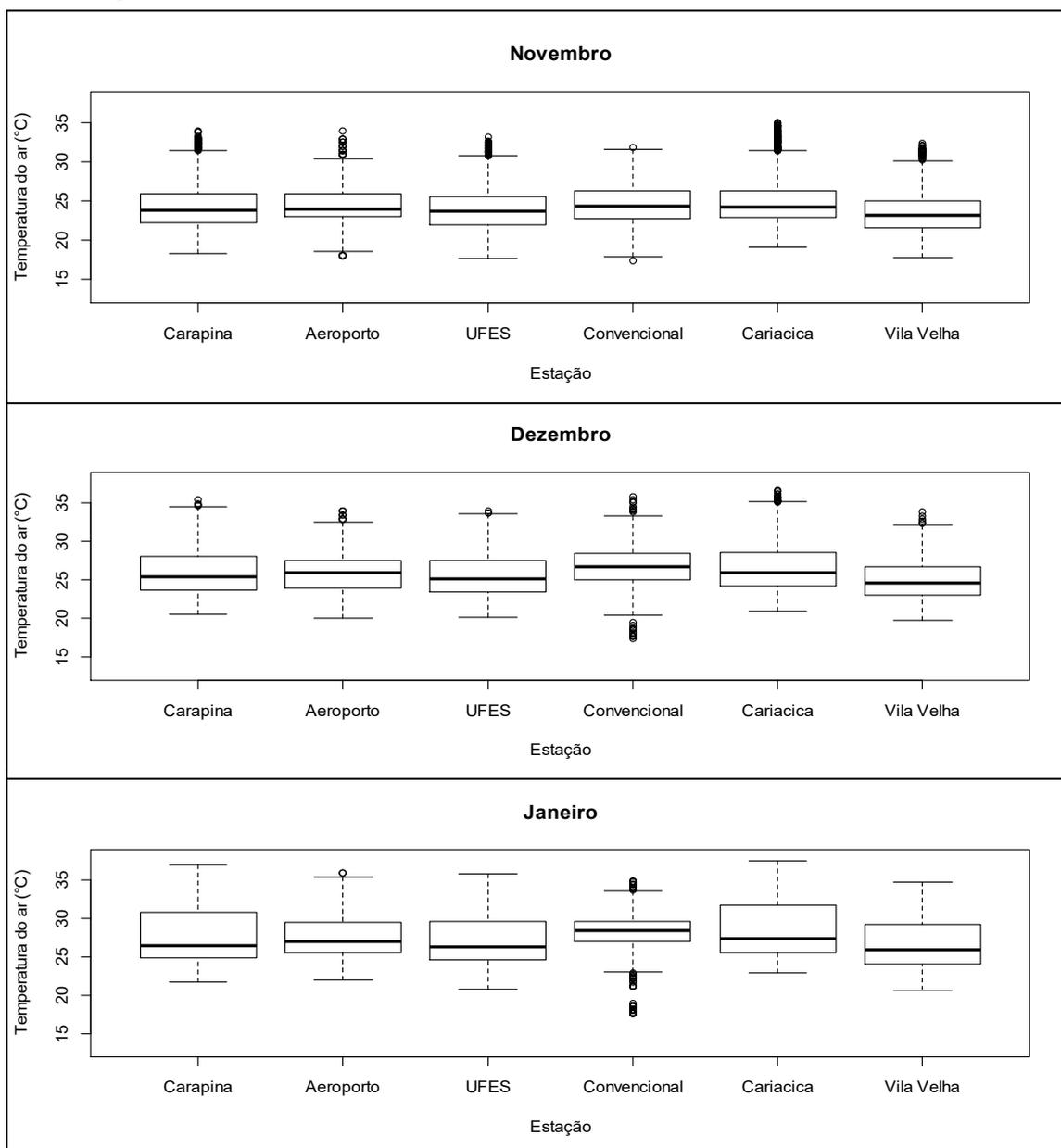


Figura 24 (Continuação): *Box plot* mensal da temperatura do ar para cada uma das estações meteorológicas consideradas.



Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

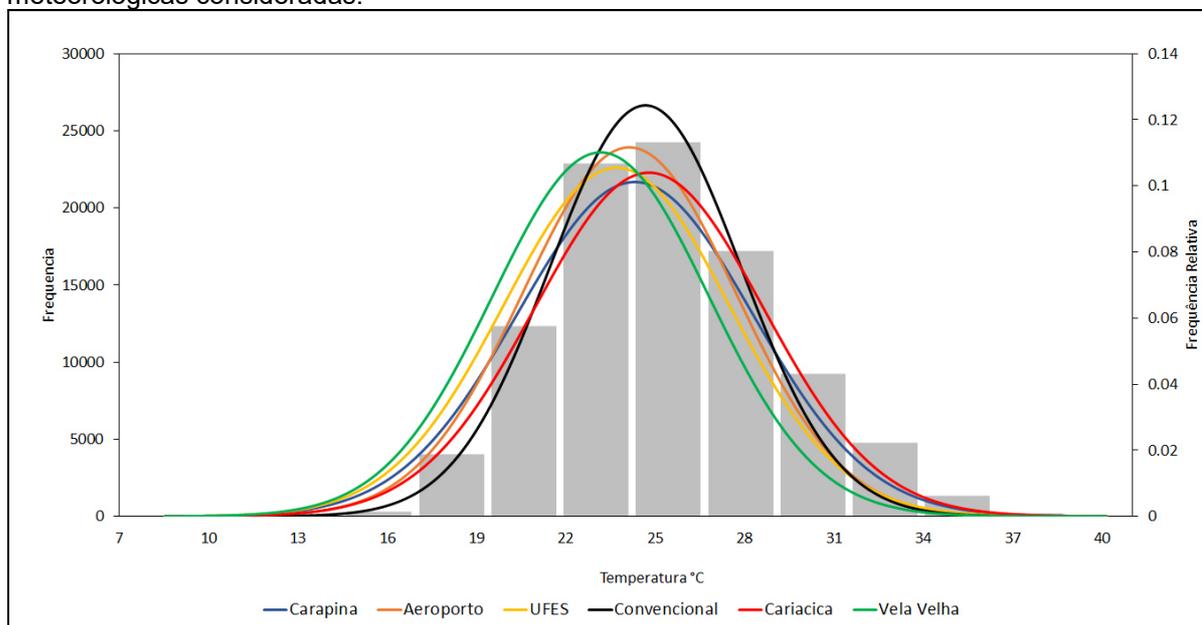
A distribuição de frequência das séries temporais da temperatura do ar diária indica que todos os postos apresentam distribuição normal, com pequenos desvios entre si, conforme apresentado na [Figura 24](#). As medianas das seis séries temporais têm valores entre 23°C e 24°C. De forma geral, os valores mais recorrentes estão entre 20 °C e 30 °C e os menos frequentes abaixo de 13 °C e acima de 37 °C. A estação Vila Velha apresentou 1° e 3° quartil mais próximo da média, assim como as

estações Cariacica e Convencional apresentaram 1° e 3° quartil mais distantes da média.

A assimetria das temperaturas urbanas está inclinada mais para a direita, confirmando a existência de temperaturas mais elevadas, enquanto na área rural, estação Vila Velha, apresenta assimetria mais à esquerda do histograma, com temperaturas mais baixas, tal como apresentado na [Figura 25](#).

O intervalo de maior frequência de temperatura na área urbana está compreendido entre 25°C e 30°C e na área rural entre 23°C e 25°C. Na área rural, Vila Velha, não há ocorrência dos valores superiores a 35,20°C. As diferenças de temperatura são explicadas pelas mudanças de uso e cobertura da terra, indicando que na cidade existe uma grande transferência de calor sensível. Por outro lado, na área rural, com mais vegetação, há um maior indicativo de calor latente, o que pode contribuir para uma diminuição do fluxo de calor sensível que repercutirá em menor aquecimento da temperatura do ar.

Figura 25: Distribuição de frequência da temperatura do ar para cada uma das estações meteorológicas consideradas.

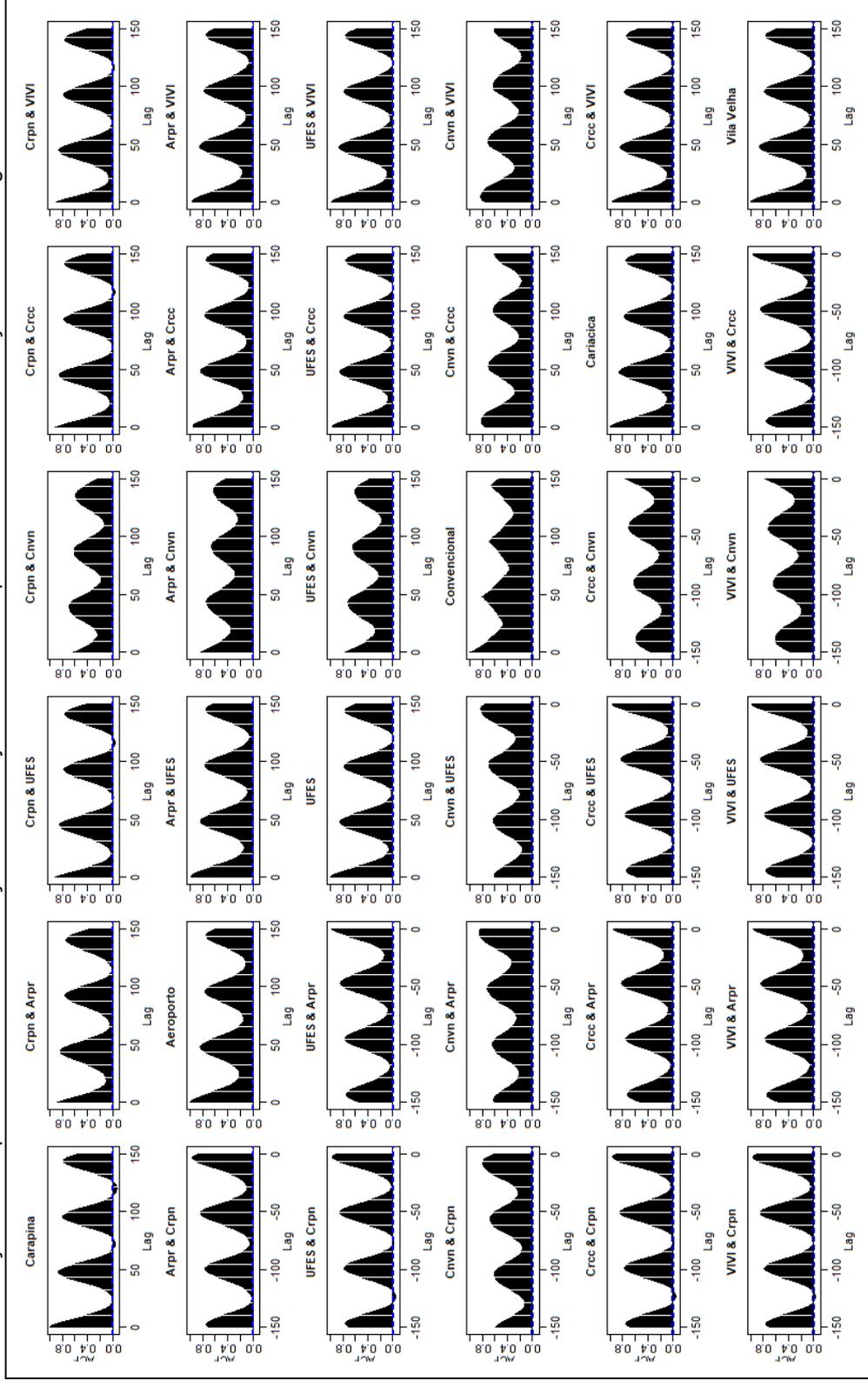


Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Para melhor compreender a série temporal da área em estudo, sua sazonalidade e comportamento foram calculados por Autocorrelação ([Figura 26](#)). O gráfico indica que há a existência de memória longa e a sazonalidade. Também

reforça a ideia que um dia de evento repercutirá sobre muitos outros dias. Ademais, a cada aproximadamente 45 e 50 dias, as temperaturas podem ter comportamentos semelhantes. Por exemplo: temperaturas altas com temperaturas altas, temperaturas mais amenas com temperaturas mais amenas, dependendo do sistema atmosférico atuante. Tal comportamento reforça a correlação temporal entre as estações meteorológicas e os eventos mais ou menos intensos.

Figura 26: Autocorrelação da temperatura do ar entre março de 2017 a janeiro de 2018 para cada uma das estações meteorológicas consideradas.



Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Na [Figura 27](#), pode ser averiguada a evolução do ciclo diurno de temperatura para todas as estações utilizadas neste estudo. A primeira imagem, na [Figura 27-a](#), retrará a média geral do ciclo diurno e as demais, de [b](#) até [l](#), reportará a média por mês no período de 2017 a 2018. Cada estação é representada por uma cor: preta – Carapina; Azul – aeroporto; amarelo – UFES; Lilás – Convencional; vermelho – Cariacica; e verde – Vila Velha.

Os valores máximos da temperatura média diária para todas as estações são registrados entre 10:00 e 17:00h. As estações urbanas apresentam os maiores valores máximos e a estação rural, Vila Velha, apresenta os menores valores da temperatura máxima para o horário indicado.

A estação urbana de Carapina apresenta aquecimento máximo às 11 h e início de resfriamento às 15 h. Comparando com as demais estações meteorológicas, Carapina resfria mais rapidamente. Sendo assim, o resfriamento pode estar relacionado com a proximidade da estação ao oceano e à ação direta da brisa marítima. Salvador (2014) afirma que a entrada da brisa marítima na RMGV é por volta das 11:00h e a velocidade máxima do vento é por volta das 13:00h até as 15:00h, e que tal comportamento influencia diretamente a temperatura do ar. A constatação do autor sobre a temperatura é observada na estação Carapina neste estudo.

Os menores valores médios da temperatura do ar foram registrados entre 18:00h e 05:00h, na estação de Vila Velha. Nesta estação, a temperatura mínima média às 05:00h foi igual a 20,26 °C; na UFES, a mínima é igual a 20,60 °C; no Aeroporto, a mínima é igual a 21,28 °C. A estação de Carapina, por outro lado, apresenta o valor médio mínimo às 03:00h da manhã; a estação Convencional apresenta o valor médio mínimo às 06:00h e a estação de Cariacica, às 04:00h.

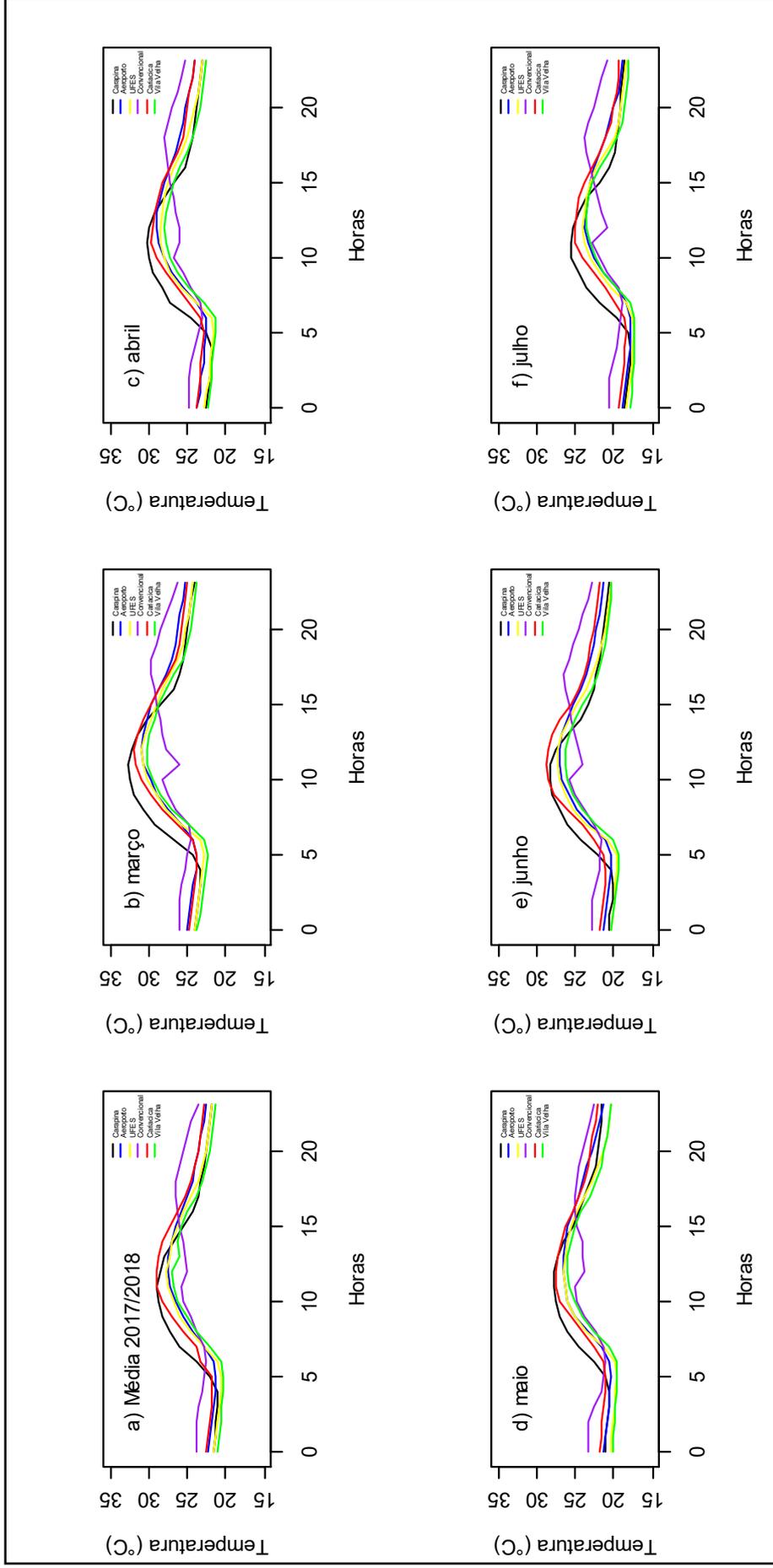
Entre 10:00 e 14:00h a estação de Cariacica (curva Vermelha) e Carapina (curva preta) apresentam os maiores valores médios de temperatura do ar para todos os meses do ano. A estação de Vila Velha é a que apresenta os menores valores horários de temperatura do ar (curva verde, [Figura 27](#)), excetuando-se os valores apresentados pela Convencional, que se localiza longe da área mais urbanizada da RMGV.

O ciclo diurno da temperatura do ar observada na estação Convencional é relativamente irregular, apresentando valores baixos no período de máxima

insolação. O valor diário médio mais alto da temperatura do ar ($T_{ar} = 26,55^{\circ}\text{C}$) ocorre às 17:00h. A média mais alta de temperatura nesse horário na estação Convencional pode estar sendo induzida pela liberação de calor sensível no local ao final da tarde na forma de radiação de ondas longas. Isso porque a estação Convencional localiza-se entre prédios e, na maior parte do dia, não recebe radiação direta, condição que favorece sombreamento sobre a mesma nos horários de maior intensidade de radiação. Sendo assim, o aquecimento do ar local nesse horário pode estar ocorrendo devido à liberação de calor sensível. Outro fato a destacar, no período noturno, é que a estação Convencional apresenta as maiores médias em relação às demais estações, tal como pode ser observado na [Figura 27](#). Esse aquecimento pode estar relacionado ao resfriamento noturno mais lento, pois, devido às características do local, acima citadas, a radiação de ondas longas não está dissipando rapidamente, favorecendo, pois, um aquecimento da atmosfera local.

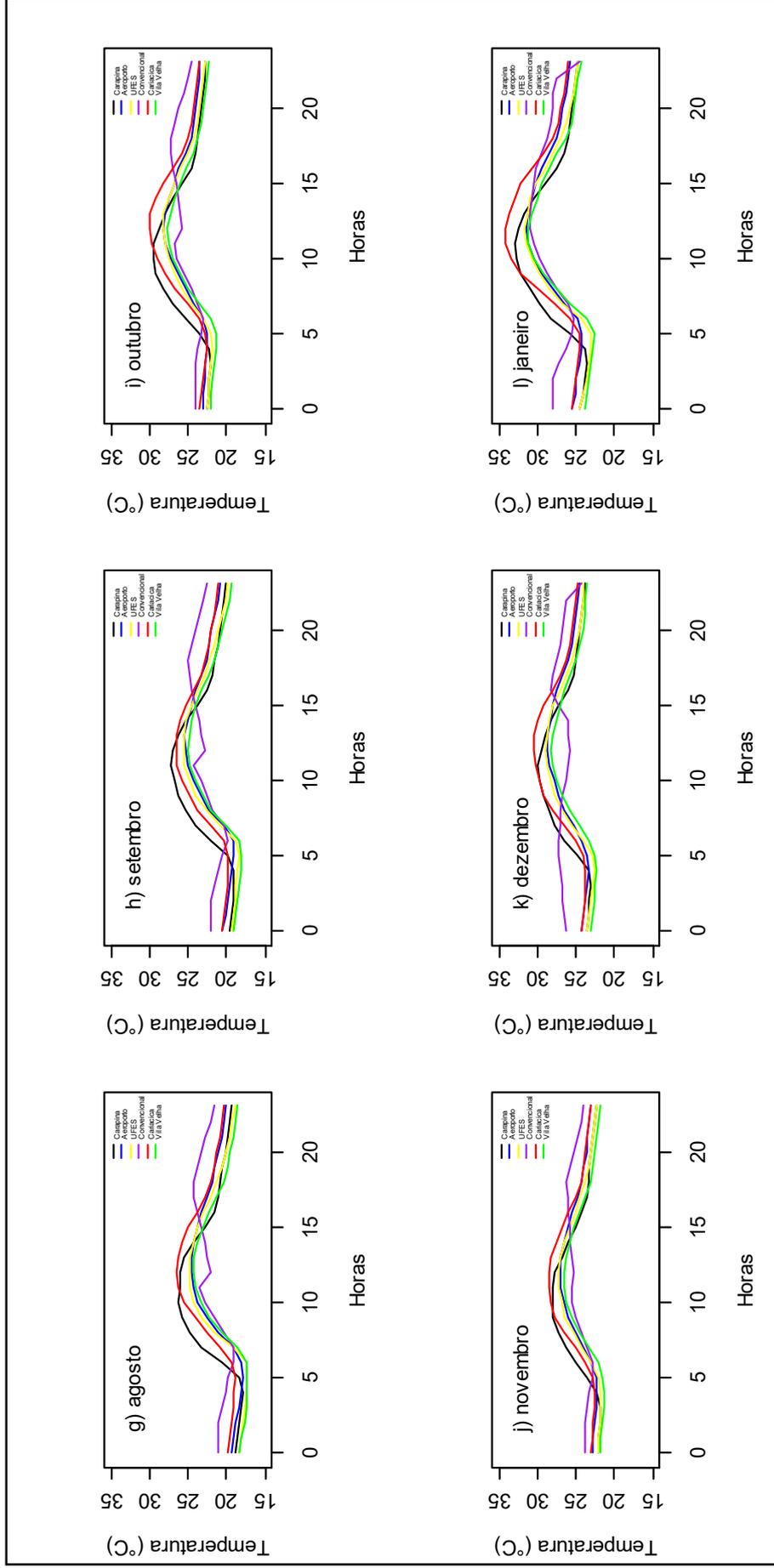
Ademais, todas as estações apresentaram os maiores registros de temperatura do ar nos meses de outubro, novembro, dezembro e janeiro, período de maior incidência de radiação. Conseqüente, todas as estações apresentaram os menores valores de temperatura nos meses de julho e agosto, quando a radiação no hemisfério sul é menos intensa.

Figura 27: Evolução do ciclo diurno de temperatura para todas as estações utilizadas neste estudo.



Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Figura 27 (Continuação): Evolução do ciclo diurno de temperatura para todas as estações utilizadas neste estudo.



Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Nas estações Carapina e Cariacica são evidenciados os menores valores médios de aumento e diminuição da temperatura durante o dia. Esse quadro pode ser induzido pelas características de uso e cobertura do solo (com capacidades térmicas mais altas) e pela dificuldade de liberação de radiação de onda longa ([Tabela 13](#)).

Tabela 13: Aquecimento e resfriamento diurno médio nas estações da RMGV.

	Taxa de Aquecimento T15-T6(°C)	Taxa de Resfriamento T18- T6(°C)
Carapina	3,46	1,19
Aeroporto	4,96	2,81
UFES	5,17	2,51
Convencional	3,56	4,08
Cariacica	3,99	1,05
Vila Velha	5,11	2,39

Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Na [Figura 28](#) é apresentado o desvio padrão do valor horário da temperatura do ar observada em cada estação meteorológica, para cada mês do ano. Na análise horária, todas as estações apresentam os maiores valores de desvio padrão entre 09:00 e 13:00h e, depois, próximo às 19:00h. As estações Carapina e Cariacica apresentaram os maiores valores de desvio padrão no período diurno. No período noturno, as estações Cariacica e Vila Velha apresentaram os maiores desvios, de 18:00 às 20:00h. A estação convencional apresentou os maiores desvios após as 21:00h e durante a madrugada.

A estação de Cariacica apresenta durante a noite, tanto no verão como no inverno, os menores valores de desvio padrão da temperatura do ar e, valores mais altos durante o dia, em todos os horários. A estação Convencional apresentou, durante o período considerado, a menor variabilidade da temperatura do ar durante a noite, tanto no verão quanto no inverno.

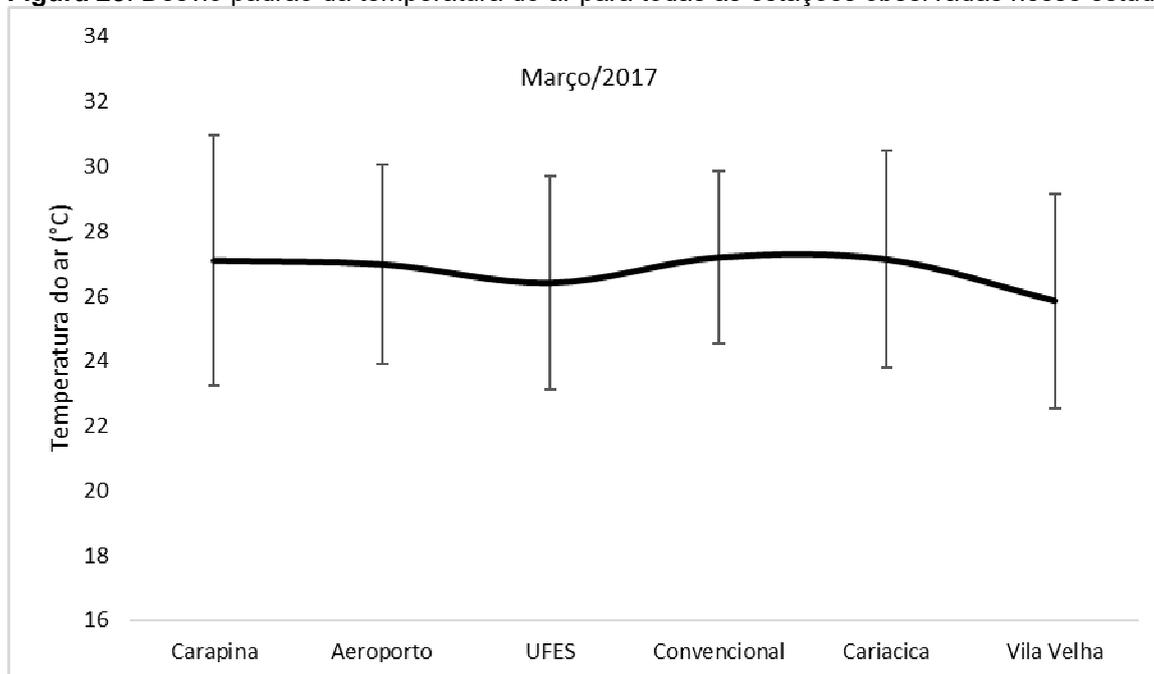
As maiores variabilidades de temperaturas no matutino e noturno, são observadas em julho, ao passo em que as menores, em janeiro. Tal comportamento é averiguado em todas as estações. No mês de julho, as estações Carapina, UFES, Cariacica e Vila Velha apresentaram variabilidade superior a 6°C no período de

09:00 às 12:00h, enquanto que nesses mesmos horários, nos demais meses, o máximo observado não ultrapassou 3,9°C.

Tal comportamento pode estar ligado às características sazonais da região, que apresenta inverno seco e com temperaturas relativamente altas durante o dia e baixas a noite, com grande amplitude térmica. Além disso, nesse período, há maior incursão de frentes frias sobre a região, favorecendo a queda de temperaturas durante o dia. Nos dias que antecedem a entrada das frentes há um relativo aumento das temperaturas do ar, característicos da pré-frontal. Diante desses fatores, infere-se que as junções destes corroborem tal desvio térmico no mês de julho.

Em relação a janeiro, a maior variabilidade foi observada no período noturno na estação Convencional: o valor não excedeu 2,5°C. Já para as demais estações, os menores valores foram encontrados entre as 20:00 e 7:00h da manhã, sendo que as maiores variabilidades no demais horários.

Figura 28: Desvio padrão da temperatura do ar para todas as estações observadas nesse estudo.



Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Figura 28 (continuação): Desvio padrão da temperatura do ar para todas as estações observadas nesse estudo.

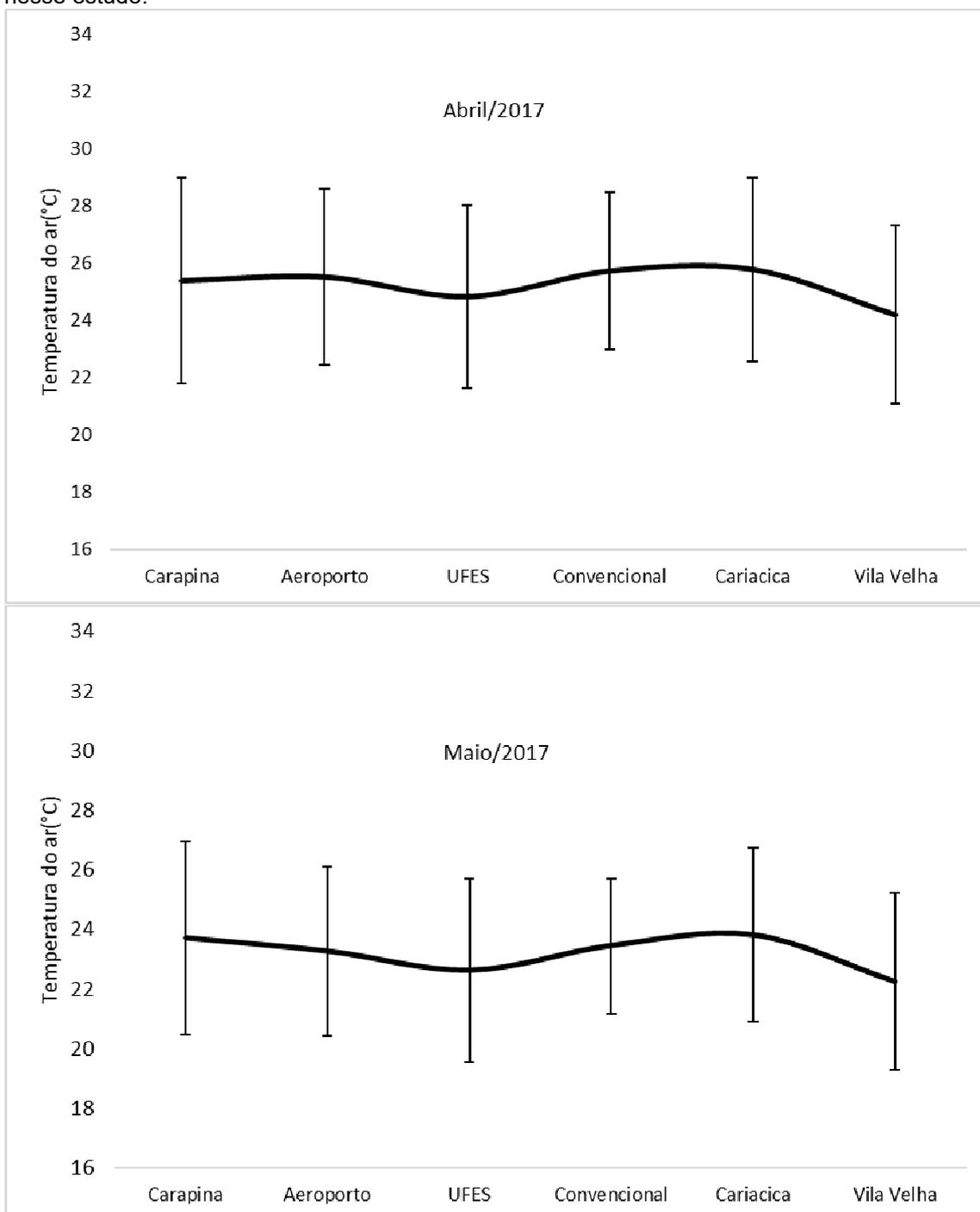


Figura 28 (continuação): Desvio padrão da temperatura do ar para todas as estações observadas nesse estudo.

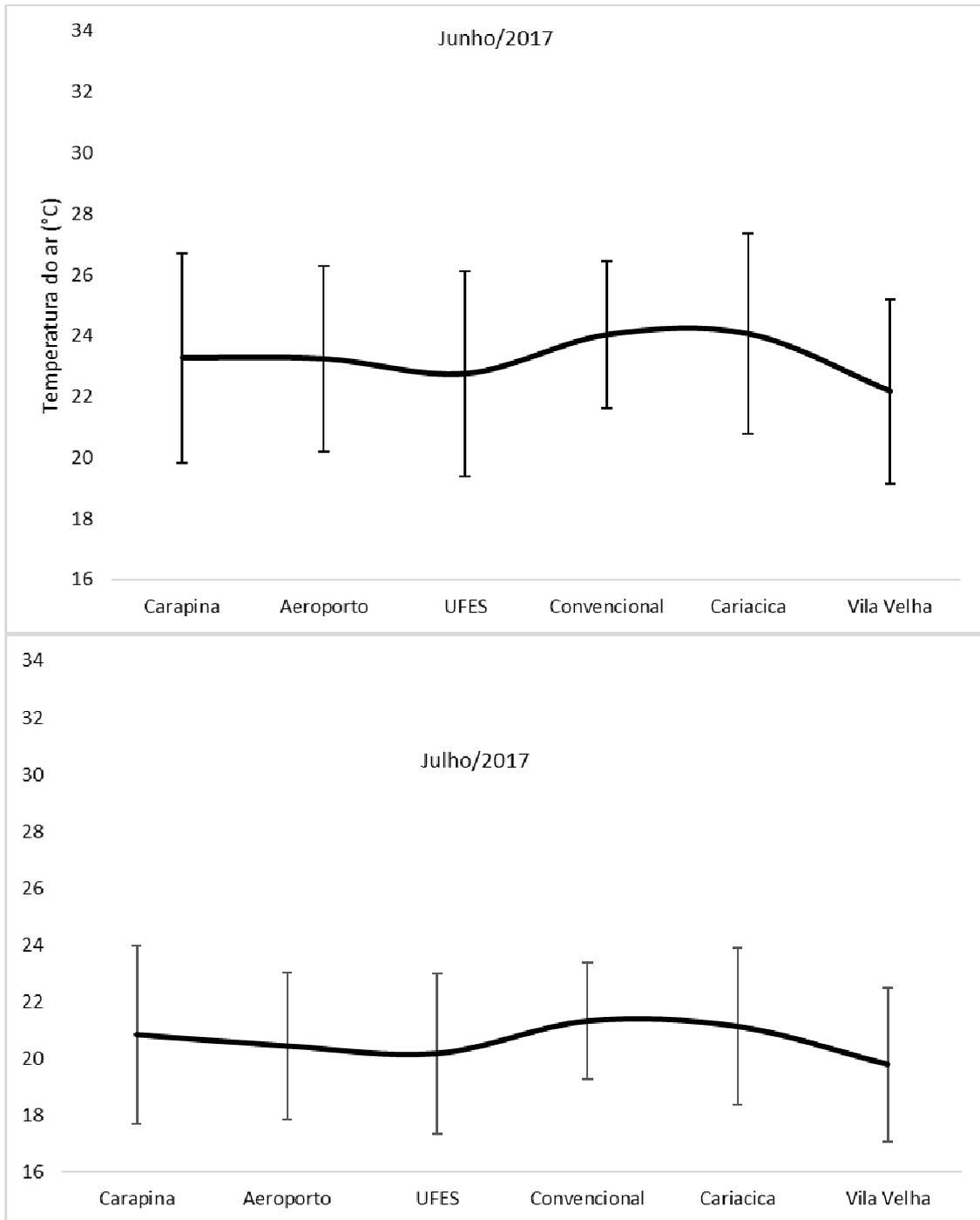


Figura 28 (continuação): Desvio padrão da temperatura do ar para todas as estações observadas nesse estudo.

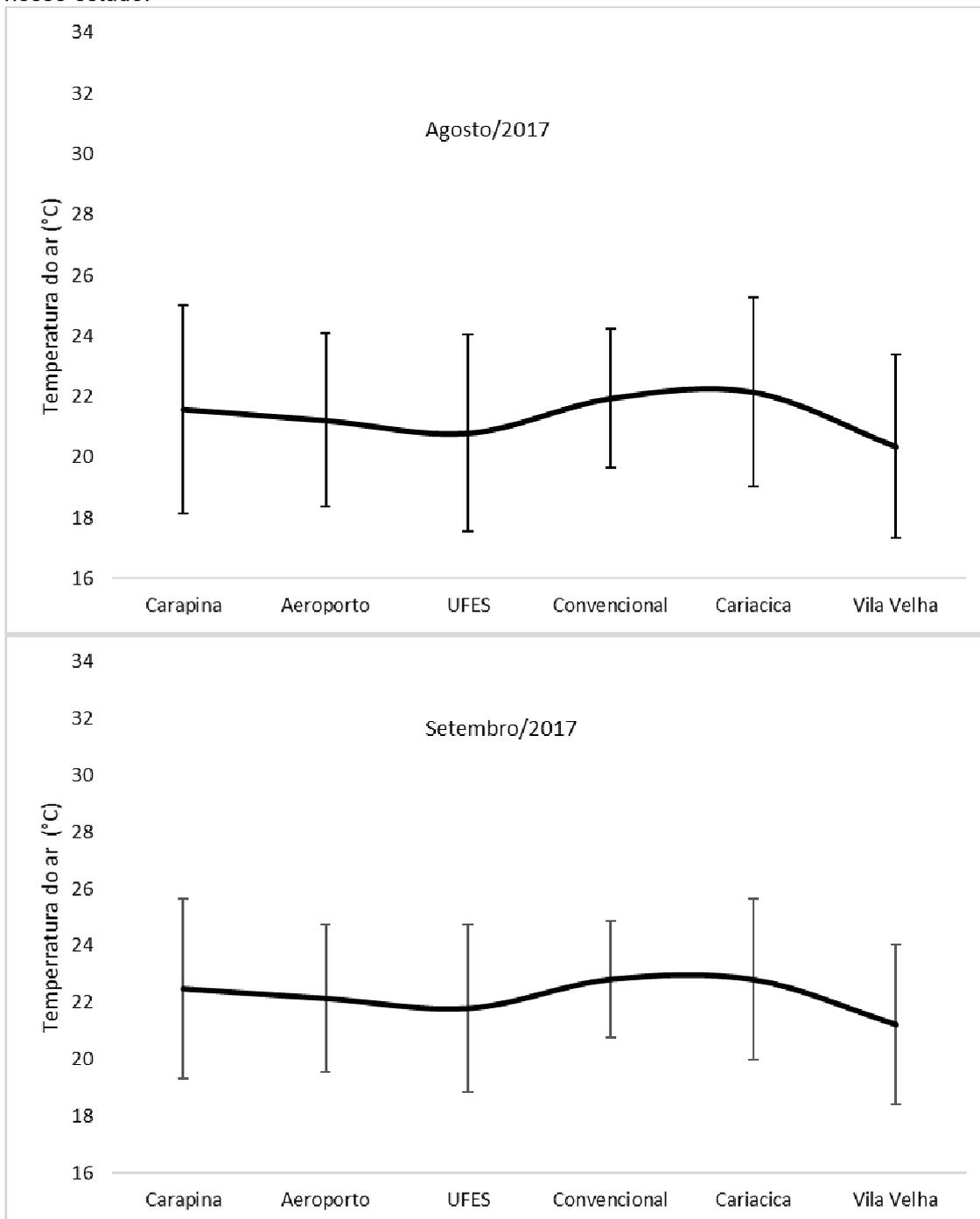


Figura 28 (continuação): Desvio padrão da temperatura do ar para todas as estações observadas nesse estudo.

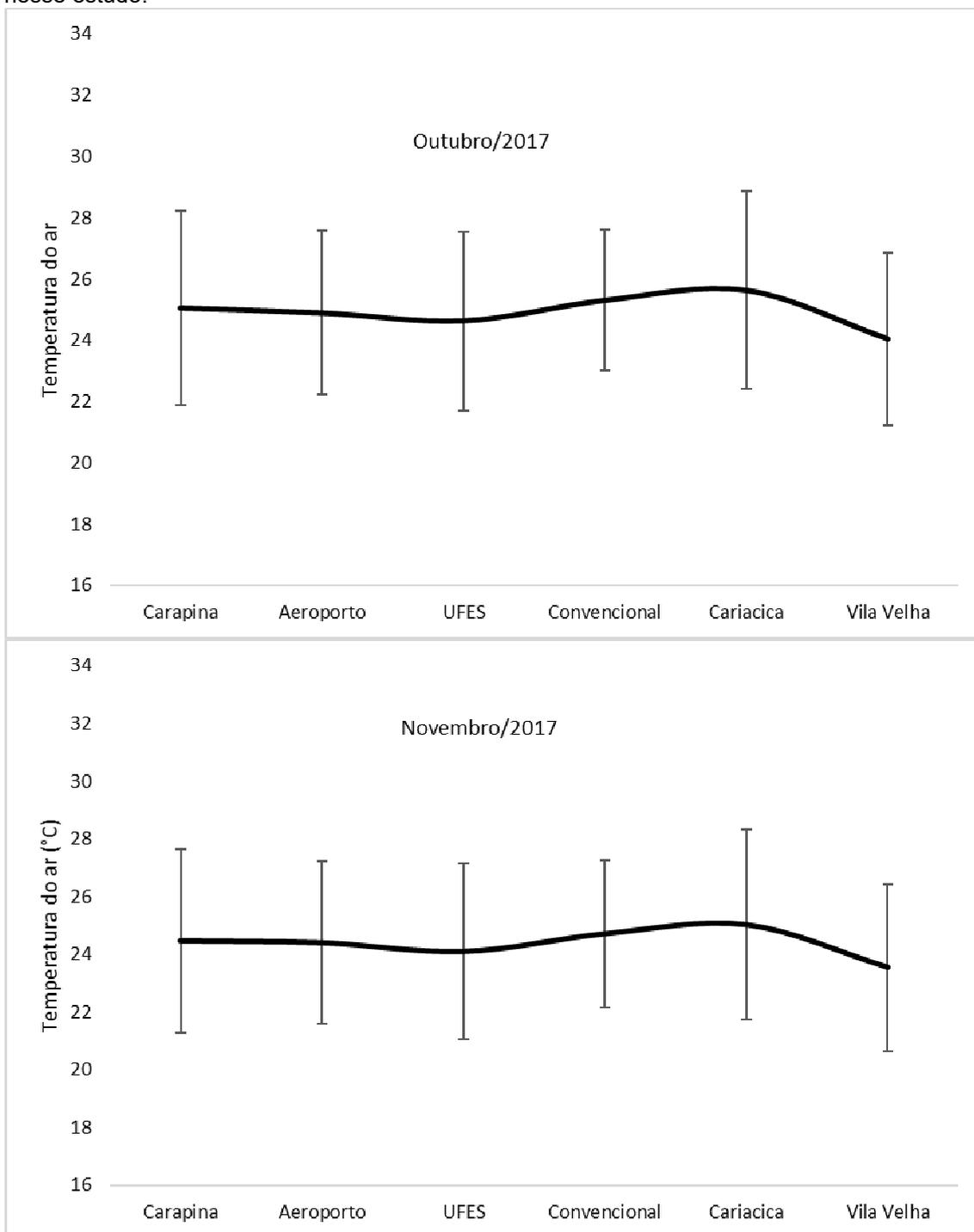
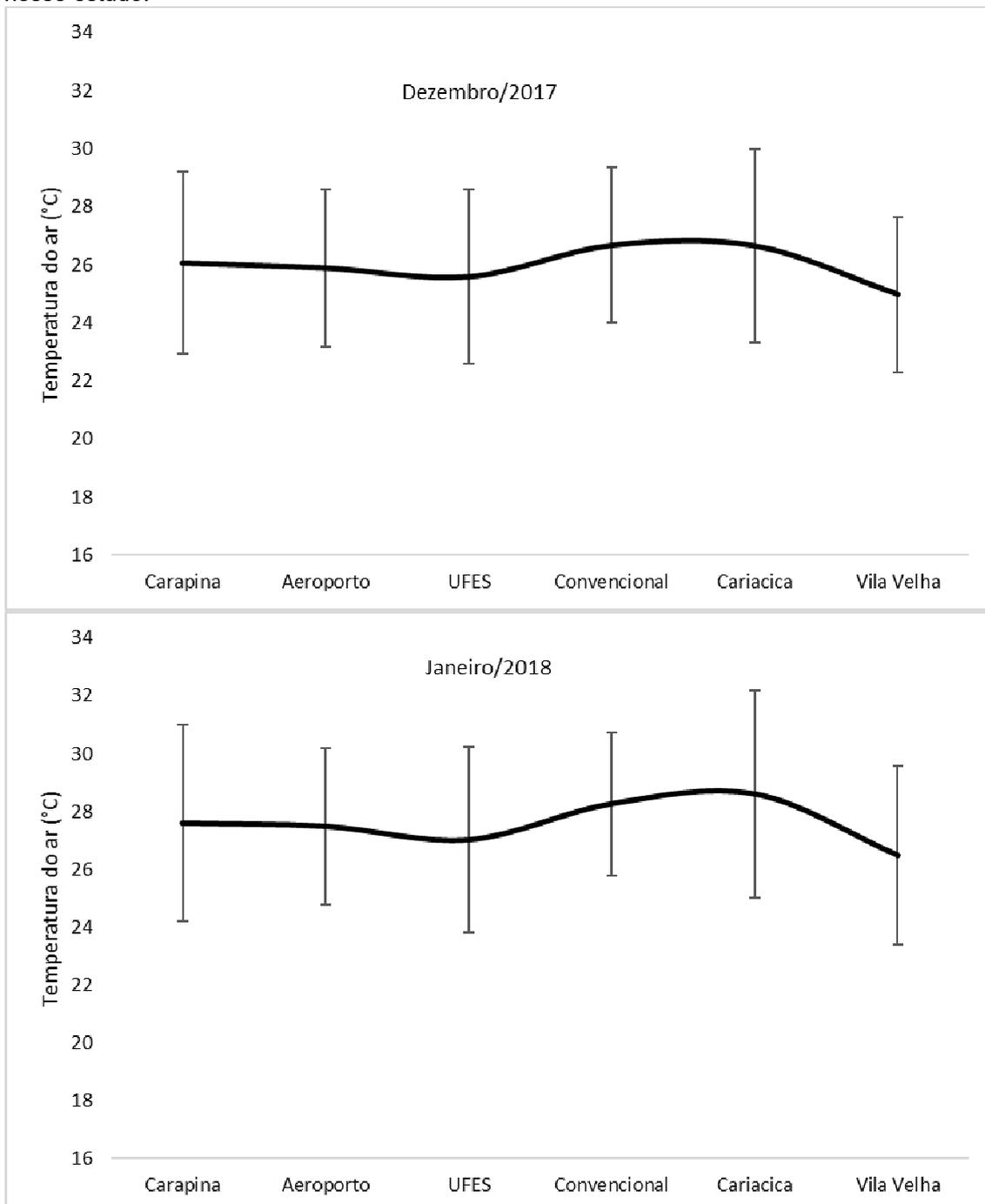


Figura 28 (continuação): Desvio padrão da temperatura do ar para todas as estações observadas nesse estudo.



Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

4.1.5 A ilha de calor urbana da Região Metropolitana da Grande Vitória

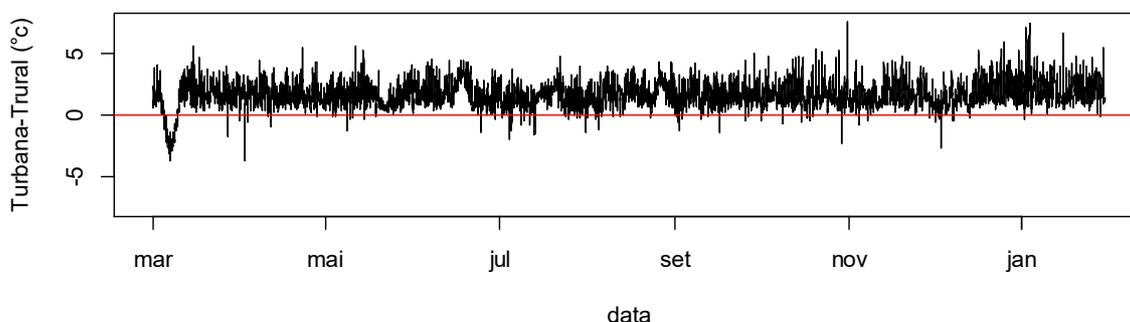
Nesta seção é realizada a análise da intensidade da ilha de calor urbana da RMGV. Dentre os tipos de ilha de calor (ilha de calor atmosférica superior e inferior e de superfície), serão consideradas aqui somente as ilhas de calor atmosféricas interior e de superfície. A ilha de calor atmosférica é obtida a partir da diferença térmica entre a temperatura do ar observada em estações localizadas em áreas urbanas e áreas rurais (OKE, 1995).

4.1.6 A Intensidade da ilha de calor atmosférica

Durante a maior parte do período analisado (março de 2017 a janeiro de 2018), observam-se valores positivos de intensidade da ilha de calor na RMGV, ou seja, a temperatura média do ar na área urbana é maior do que na área rural, tal como pode ser observado na [Figura 29](#).

A ICU médio para todo o período é igual a $+1,625^{\circ}\text{C}$, sendo os valores extremos iguais a $-3,7^{\circ}\text{C}$ e $+7,5^{\circ}\text{C}$. O valor mínimo de ICU ocorreu no dia 2/4/2017, às 13:00h, estação de outono. O valor máximo da ICU ocorreu no dia 31/10/2017, às 14:00h, na primavera. Os valores negativos da ICU na RMGV foram mais frequentes no inverno que no verão - resultado semelhante ao observado por Guerrero (2010a) para Santiago no Chile.

Figura 29: Intensidade da ilha de calor urbana na RMGV no período de 01 março de 2017 a 31 janeiro de 2018.



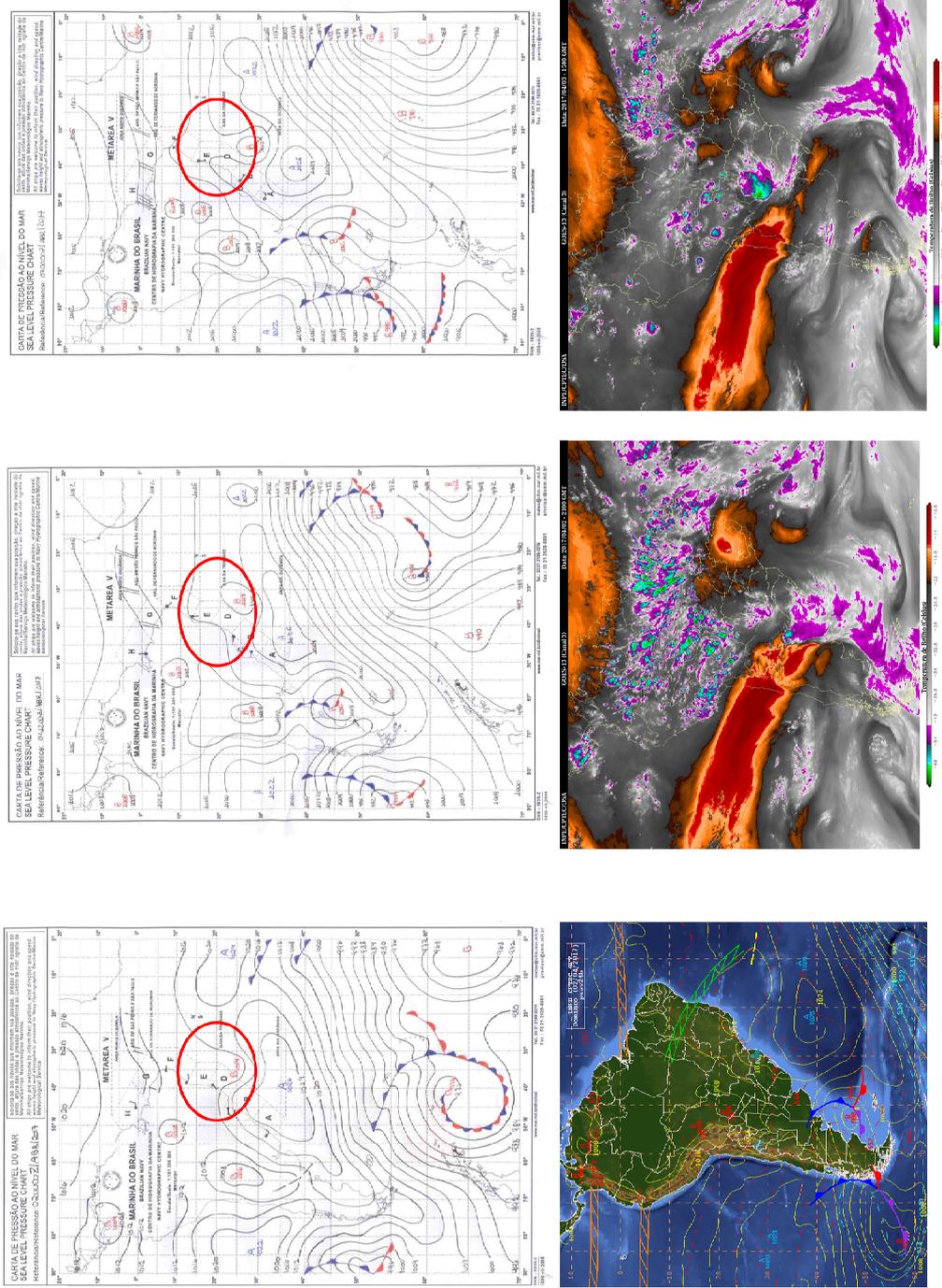
Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Em relação ao valor extremo negativo, $-3,7^{\circ}\text{C}$, que foi observado no dia 02/04/2017 às 13:00h, e ao valor extremo positivo, $7,5^{\circ}\text{C}$, observado no dia 31/10/2017, às 14:00h, destaca-se que os dois fatores que podem ter contribuído para tal comportamento são as condições sinóticas. Estudos como os de Freitas (2003), Fialho (2009), Assis (2010), Guerrero (2010), Correa et al. (2015) evidenciam que diferentes sistemas sinóticos cooperam para intensificação ou mitigação da ICU.

Para os dias do dia 02/04/2017 e 03/04/2017, a análise sinótica das cartas da marinha do Brasil (2017) e as previsões sinóticas do INPE/CPTEC (2017), [Figura 30](#), mostram uma área de baixa pressão atuando no Atlântico, próximo ao RJ e o ES, variando com intensidade entre 1012 a 1016 hPa, com o centro variando entre 30° e 20° de latitude sul. Também, observa-se um leve cavado sobre o ES (a região do ES destacada em linha vermelha), influenciando as condições do tempo na região, condição que favorecerá uma massa de ar seco mais intensa no início do dia 02/04/2017, como mostra a imagem de temperatura de brilho de superfície ([Figura 30](#)), bem como a atuação da Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) sobre a região da Bahia e Tocantins.

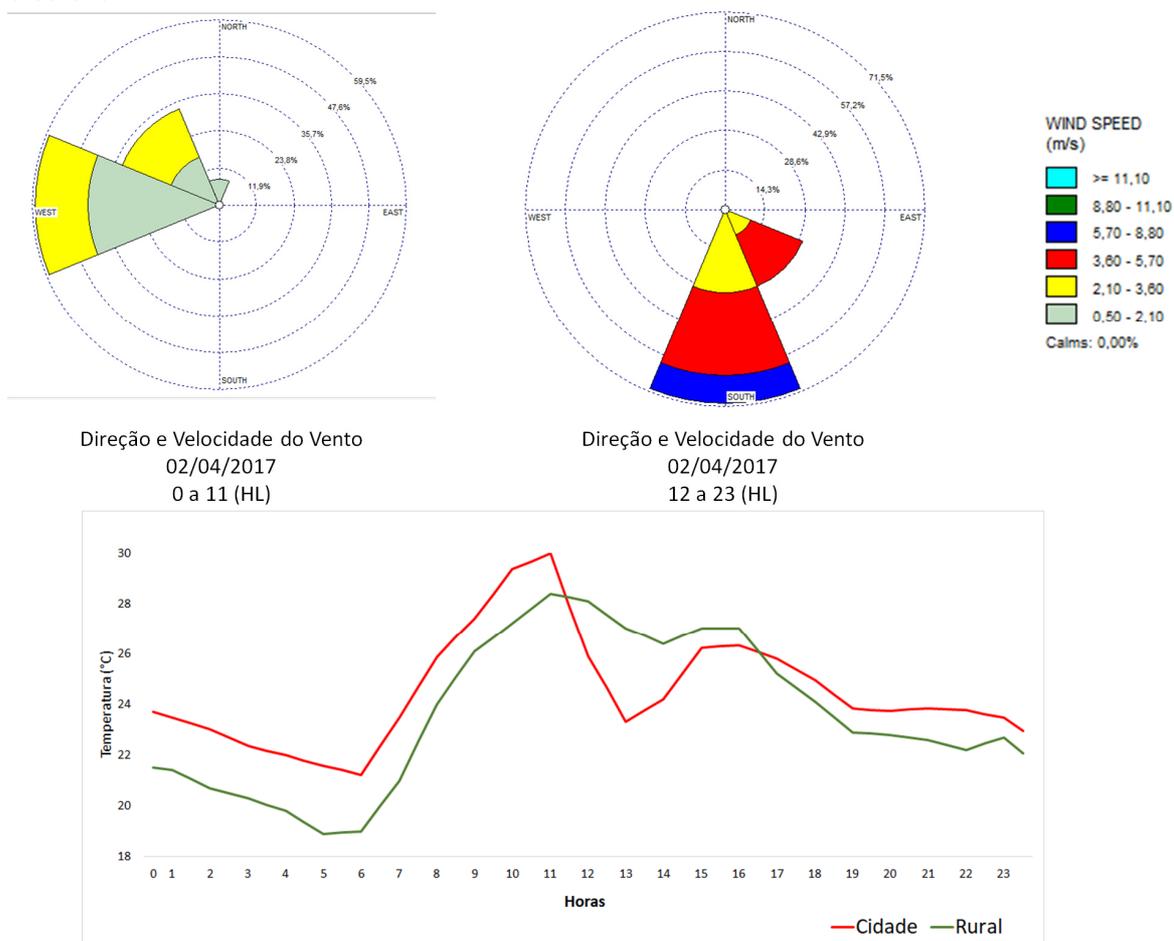
Ainda durante o dia 02/04/2017, a massa de ar seco começa a perder força e uma pequena crista entrou no continente trazendo advecção fresca e úmida, mudando a direção do vento e diminuindo as temperaturas, tal como pode ser observado na [Figura 30](#), e a própria massa de ar seco em processo de enfraquecimento no dia 03/04/2017. É possível observar que as temperaturas da cidade, [Figura 31](#), caem mais rapidamente que as da zona rural. Tal fato está relacionado às características de uso e cobertura da terra. A maior quantidade de calor latente na área rural pode ter contribuído para manter a área mais aquecida durante o período da tarde. Além desse fato, a vegetação, que também funciona como um anteparo às perdas radiativas, pode ter retardado o resfriamento. No período noturno, a temperatura rural volta a ser menor que a temperatura da cidade. Diante o apresentado, pode-se inferir que as condições sinóticas contribuíram com o valor negativo, $-3,7^{\circ}\text{C}$, extremo da ilha de calor no dia 02/04/2017.

Figura 30: Cartas sinóticas da marinha às 00 Z, 12 Z, do dia 02/04/17 e às 00 Z do dia 03/04/17 (quadro superior), carta de previsão sinótica do CPTEC para o dia 02/04/17 (quadro inferior-esquerdo); imagens do satélite GOES-13, às 21 Z do dia 02/04/17 e 15 Z do dia 03/04/17 (quadros inferiores).



Fonte: DHN/CHM/CMM (2017); INPE/CPTEC (2017).

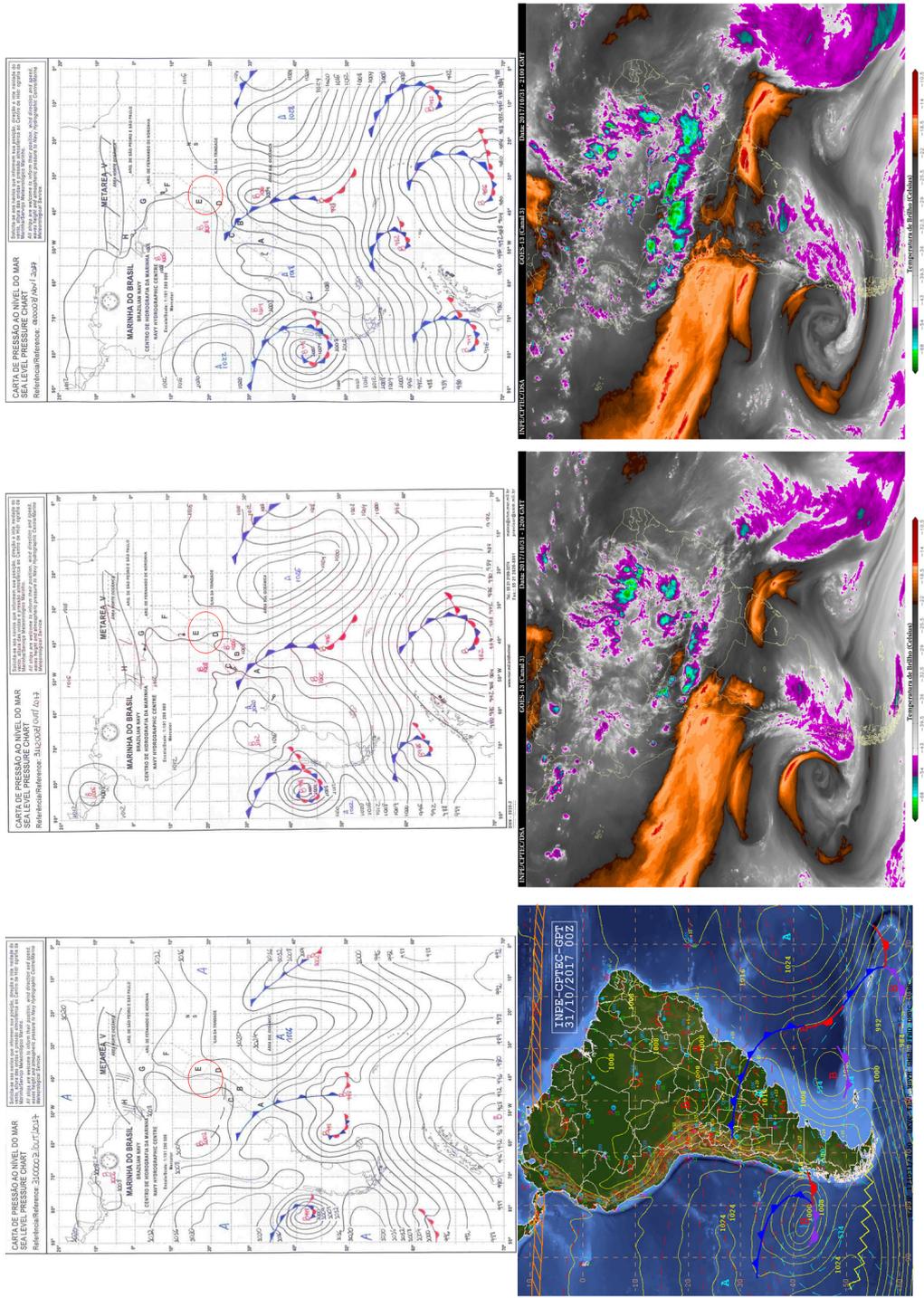
Figura 31: Comportamento da direção e velocidade do vento, e da temperatura do ar para o dia 02/04/2017.



Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Em relação ao valor máximo do ICU, 7,5°C, que ocorreu no dia 31/10/2017, às 14:00h, na primavera, a análise sinótica das cartas da marinha do Brasil (2017) e as previsões sinóticas do INPE/CPTEC (2017), Figura 32, mostram uma área de alta pressão (ASAS), variando com intensidade entre 1012 a 1012 hPa, entre 15° e 49° de latitude sul, bem como um sistema de baixa pressão sobre o RJ, com o um ramo frio sobre o Atlântico. Observa-se que até o final do dia 31/10/2017 a frente fria afastou-se para o Oceano, embora uma nova frente tenha se formado próximo do litoral do RJ, contribuindo no alinhamento da convergência de umidade e com a formação de uma Zona de Convergência de Umidade (ZCOU). Ao observar as imagens do satélite GOES-13 para as 15 Z do dia 31/10/2017 e dia 01/11/2018, [Figura 32](#), é possível verificar, durante esses dias, o alinhamento da convergência de umidade desde o Sudeste do AM até o ES, Sul da BA e Oceano Atlântico adjacente, organizando as instabilidades.

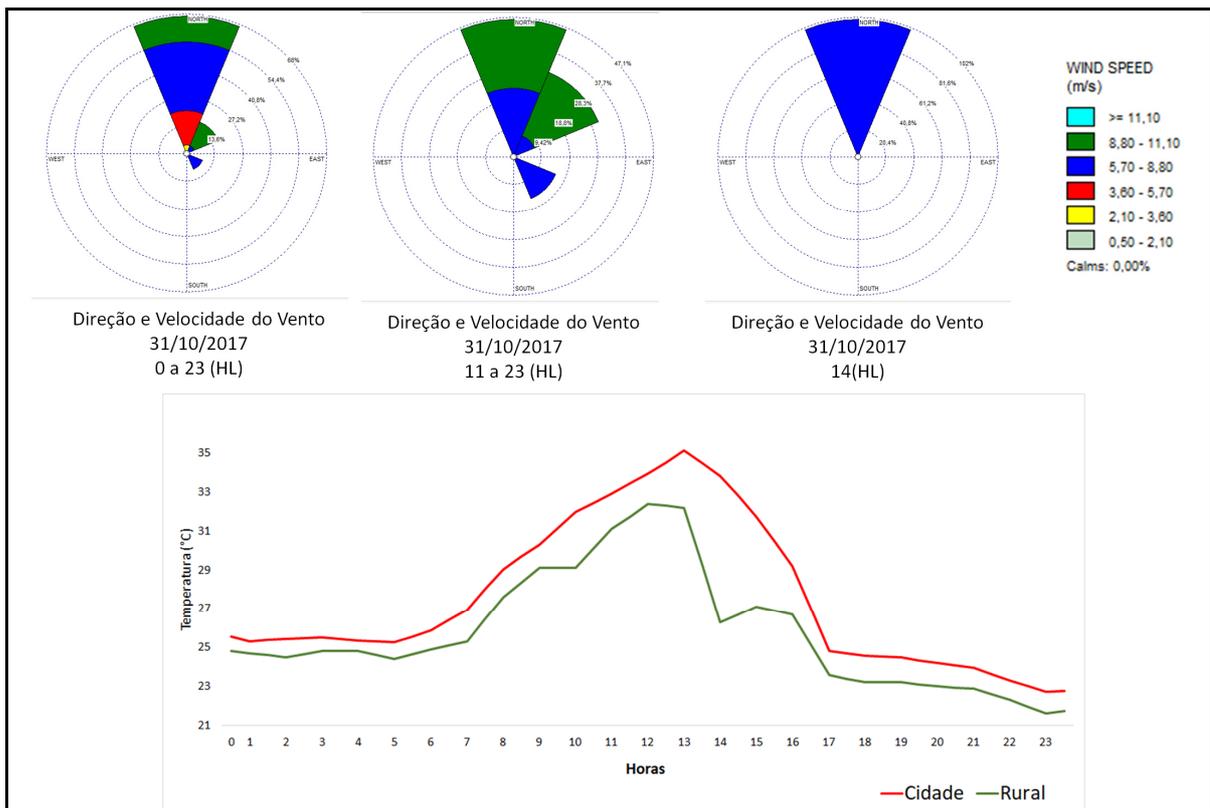
Figura 32: Cartas sinóticas da marinha às 00 Z, 12 Z, do dia 31/10/17 e as 00 Z do dia 01/11/17 (quadro superior), carta de previsão sinótica do CPTEC para o dia 02/04/17 (quadro inferior-esquerdo); imagens do satélite GOES-13, às 12 e 21 Z do dia 31/10/17 (quadros inferiores).



Fonte: DHN/CHM/CMM (2017); INPE/CPTEC (2017).

Com isso sobre a Região do ES, no dia 31/10/2017, mais especificamente sobre a RMGV, houve condições sinóticas de pré-frontal, com atuação direta da ASAS, o céu com poucas nuvens e elevação da temperatura, direção do vento predominante do quadrante norte e velocidade entre 5 e 8 m/s-1, tal como apresentado na [Figura 33](#). Tais condições reforçam as proposições de Lombardo (1985), Roth (2007; 2013), Freitas (2003; 2007) e Assis (2010), que afirmam que a ilha de calor desenvolve e/ou intensifica-se em condições atmosféricas semelhantes às apresentadas neste estudo. Diante do exposto, verifica-se que a condição de pré-frontal, com céu com poucas nuvens e atuação da ASAS, favoreceu o extremo positivo, 7,5°C, da ilha de calor na RMGV.

Figura 33: Comportamento da direção e velocidade do vento, temperatura do ar para o dia 31/10/2017.

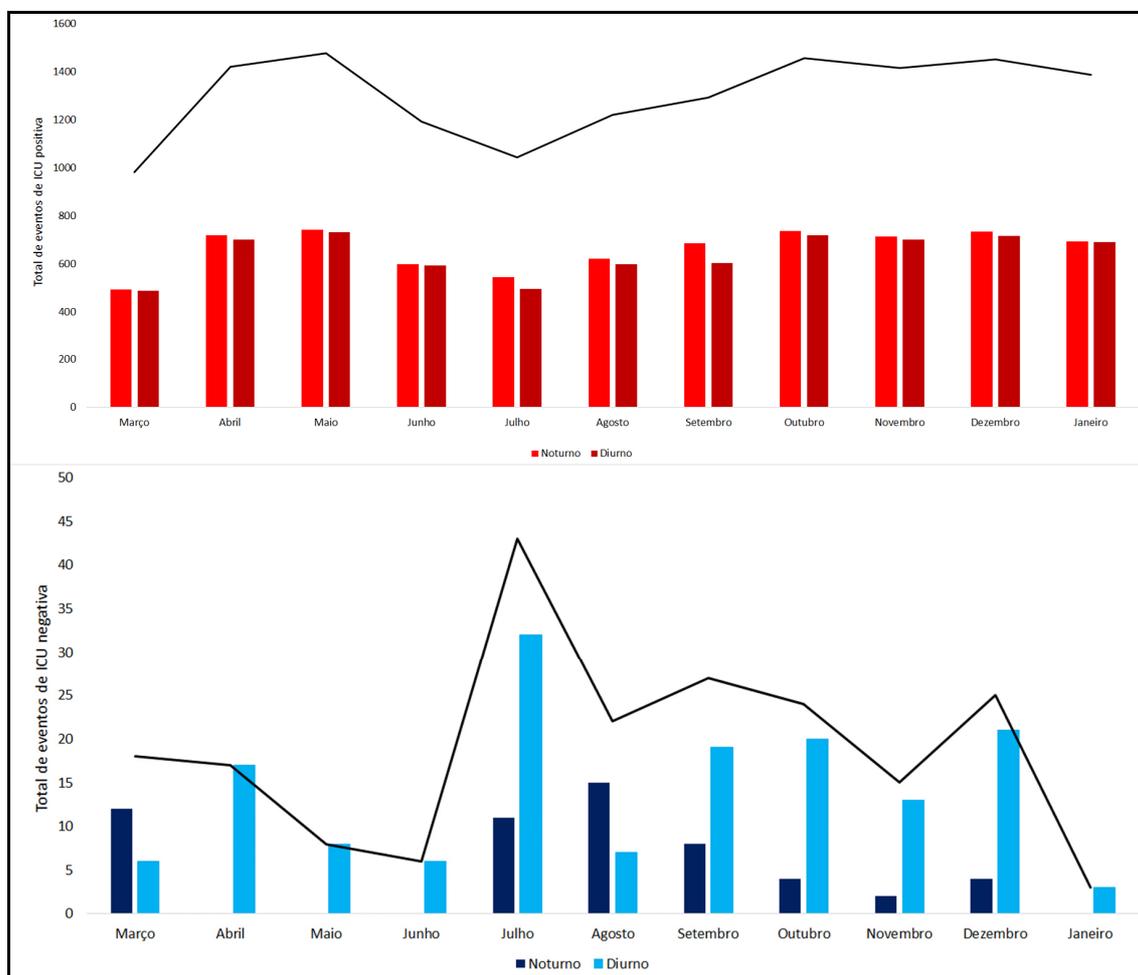


Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

De acordo com a série analisada, a área urbana pode ser até 7,5 °C mais quente que a área rural. Apesar do maior valor de ICU ter sido observado no mês de outubro, os valores maiores ocorrem com mais frequência durante o verão, sobretudo no mês de janeiro, entre 12:00h e 16:00h (HL). No verão, provavelmente

devido ao maior valor do saldo de radiação, em poucas vezes a RMGV apresentou ICU negativo, conforme apresentado na [Figura 34](#).

Figura 34: Intensidade da ICU por período entre março de 2017 e janeiro de 2018.



Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

A quantidade de ICU negativa no período diurno foi aproximadamente 67% superior, quando comparada com o período noturno. O intervalo de horário com maior frequência de registro foi entre 10:00 e 17:00h (HL). Os meses que mais apontaram eventos de ICU negativa foram julho (43), setembro (27), dezembro (25), outubro (24) e agosto (22). No inverno, além da maior quantidade de frentes frias contribuindo na queda de temperaturas e na inserção de massas de ar mais frias, os materiais de superfície, na área urbana podem não conseguirem armazenar muito calor nas regiões metropolitanas durante o inverno - condições que, ao interagirem, favorecem o surgimento da ICU negativa ([Figura 34](#)).

Em relação às intensidades negativas da ICU, Marques Filho et al., (2009), em estudo para a cidade do Rio de Janeiro, afirmam que o valor mínimo negativo ocorre em todas as estações do ano por volta das 18:00h (HL), afirmam também que tal condição pode ser indicativa de que a área com vegetação é mais quente que a área urbana e a fraqueza do vento urbano (brisa urbana) sobre a área urbana. Nesse estudo, observaram que tal comportamento foi idêntico para todos os meses ou estações do ano, em relação à ICU negativa, porém, o horário de intensidade varia durante o dia entre as 10:00 e 17:00 h (HL).

Durante o verão, o menor valor de ICU foi de $-2,66\text{ }^{\circ}\text{C}$, no mês de dezembro. As ICU negativas apontadas em dezembro apresentam relação direta com o sistema atmosférico atuante, mas especificamente com ZCAS. Entre os dias 01 e 07 dezembro, segundo informações da marinha do Brasil (2017), e as previsões sinóticas do INPE/CPTEC (2017), observou-se a presença de convergência de massa em baixos níveis, centrada para MG, e juntamente com a presença do vórtice ciclônico (VC) à leste da Região Sul entre os níveis médios e altos, visto na análise, aprofundando a área de baixa pressão em superfície sobre o Atlântico formando a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) entre o AM e parte do Sudeste. A ZCAS atuou entre o dia 01/12 até pelo menos a próxima quinta-feira (07/12). No dia subsequente, 02/12, houve a formação de um ciclone e uma onda frontal de fraca intensidade sobre o Atlântico, à leste do Sudeste, reforçando ainda mais a presença da ZCAS. Desta forma, essas condições comentadas, aliadas aos elevados índices de instabilidade, provocaram pancadas de chuva localmente fortes com descargas elétricas para áreas do Centro Oeste e Sudeste do Brasil. Essa condição atmosférica, associada ao uso e cobertura da terra na área em estudo, causou ICU negativas.

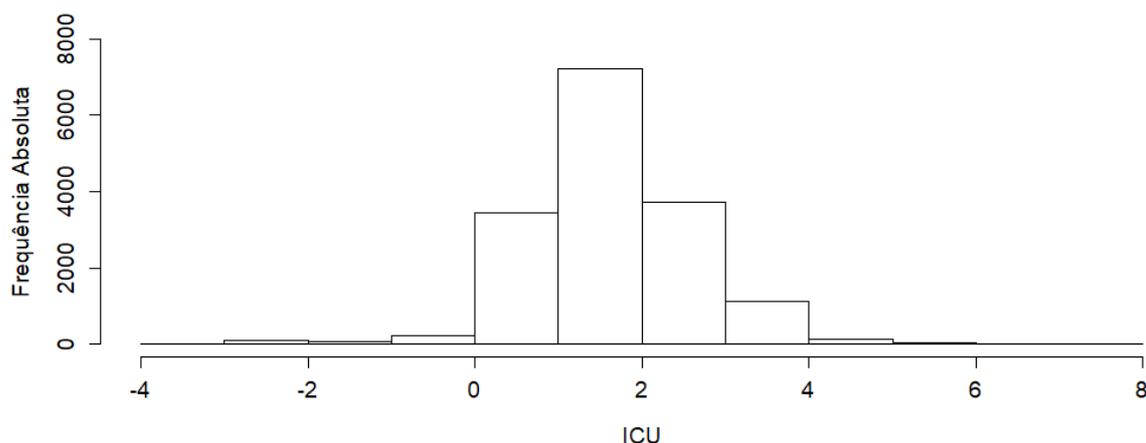
Os valores positivos de ICU podem estar relacionados à atuação dos bloqueios atmosféricos causados pelo deslocamento da ASAS para dentro do continente, além das características de uso e cobertura da terra. A quantidade de eventos de ICU positiva, tanto no matutino, quanto no noturno, são aproximadamente semelhantes, embora a ICU durante o dia seja mais intensa que a noite. Sobre a intensidade positiva da ilha de calor noturna, Oke (1995) afirma que o aquecimento da atmosfera é induzido frequentemente devido ao fluxo de calor sensível positivo ocasionado pela liberação do calor a partir do armazenamento no

solo (chão) e edificações, além da convergência de fluxo de radiação de ondas longas e calor antropogênico produzido pelas atividades humanas.

A condição observada, ICU positiva e negativa, corrobora as proposições de Arnfield (2003), e Roth (2007; 2015), a partir das quais os autores afirmam que a intensidade da ilha de calor em regiões de clima tropical são frequentemente menos intensas, com intensidades mais baixas (mais altas) durante a estação chuvosa (seca).

A maior ocorrência de ilha de calor na RMGV, entre 01/março/2017 e 31/janeiro/2018 é caracterizada por valores de ICU entre 0 e 2°C, seguida por valores entre 2 e 4°C, como observado na [Figura 35](#). Neste estudo, estas duas classes foram denominadas respectivamente de fraca e moderada. A ocorrência de ilha de calor de intensidade forte (4-6°C) e muito forte (6-8°C) é rara, com 1% dos episódios durante todo o período considerado. As observações de ICU negativos, quando a área rural está mais aquecida que a área urbana, também é pequena, com 208 episódios. Conforme o relatado por Brandão (2003), Assis (2010), Fialho (2012) e Correa e Vale (2016), os sistemas atmosféricos de escala sinóticas devem favorecer a intensificação ou amenização da ilha de calor.

Figura 35: Frequência da intensidade da ilha de calor na RMGV no período de 01 de março de 2017 a 31 de janeiro de 2018.

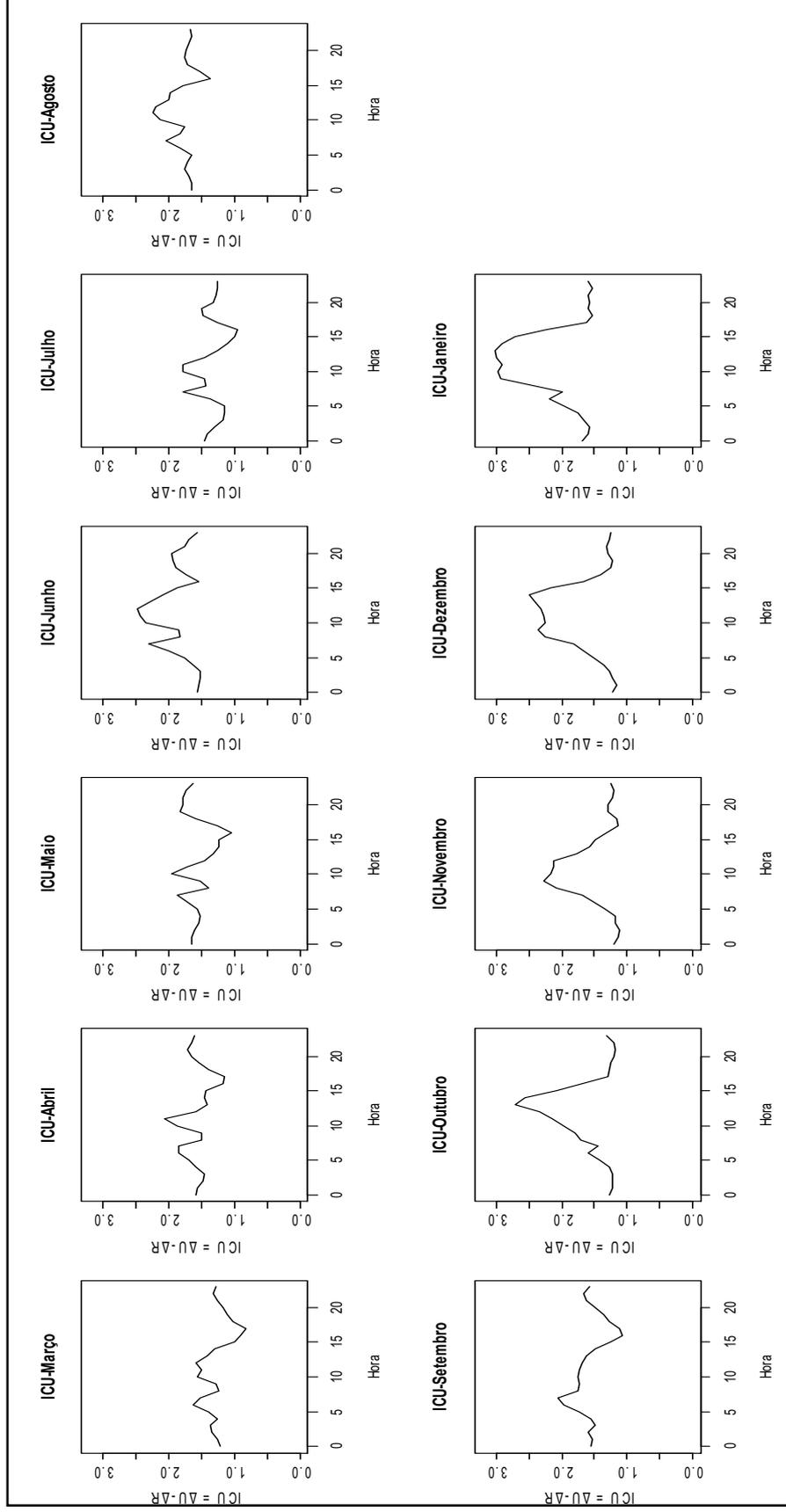


Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Os dados da ICU na RMGV são analisados mensalmente para cada horário do dia. Para a média, horários os valores da ICU são sempre positivos. Os meses de janeiro e outubro são os que apresentam os maiores valores da ICU, o que ocorre principalmente durante o dia. Os meses de março a agosto apresentam, em média, valores mais baixos da ICU, porém, sempre com ICU maiores entre 12:00 e 13:00h e um pico secundário a partir das 17:00h. Os mínimos da ICU ocorrem em geral no período da noite, madrugada e início da manhã ([Figura 36](#)).

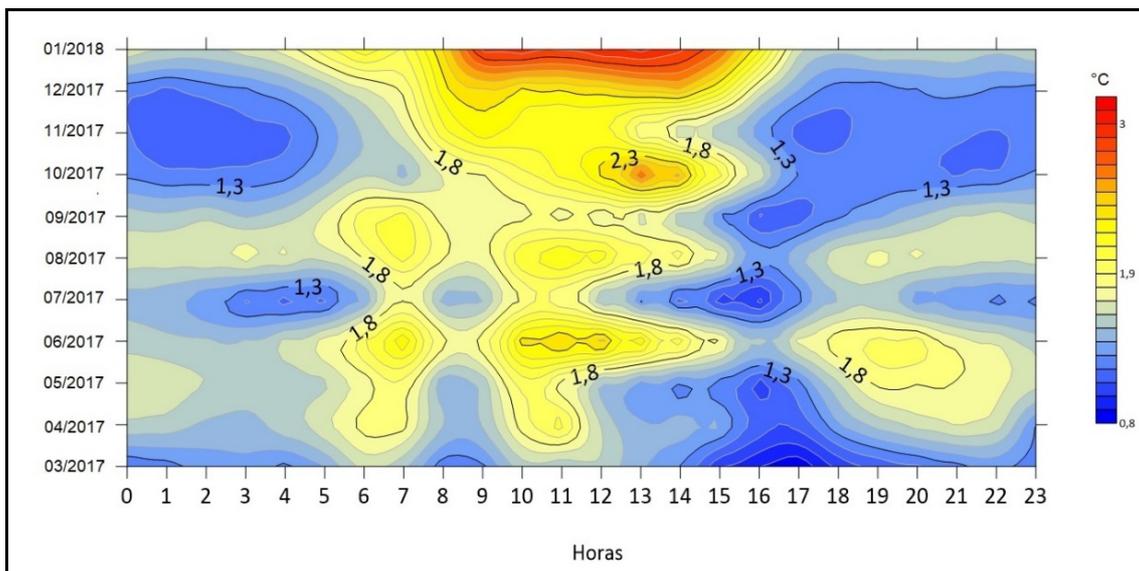
Em geral, as maiores intensidades são registradas nos horários das maiores máximas, entre 10:00 e 16:00h ([Figura 37](#)), sendo o horário de pico entre 12:00 e 13:00h. Condições semelhantes foram observadas em São Paulo (FREITAS; SILVA DIAS , 2005; FERREIRA et al., 2012), no sul da Malásia (RAJAGOPALAN et al., 2014), em Singapura (WONG; CHEN, 2015).

Figura 36: Intensidade da ilha de calor na RMGV por mês e horários.



Fonte: IEMA (2018), INMET (2018), CPTEC/INPE (2018).

Figura 37: Intensidade Média da Ilha de calor (03/2017 a 01/2018).



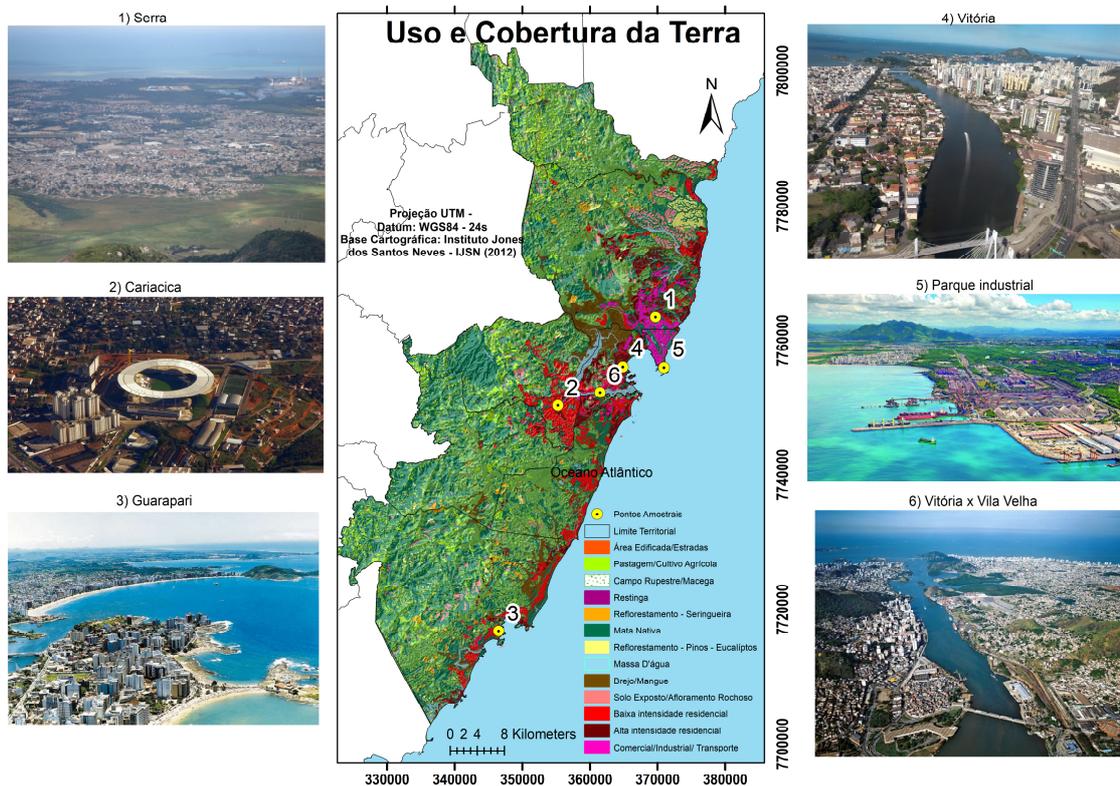
Fonte: Organizado pelo autor.

Os resultados obtidos nesta pesquisa corroboram os obtidos em outros estudos sobre clima urbano em localidades caracterizadas por clima tropical. A RMGV apresenta ilha de calor menos intensa do que as registradas em áreas de altas e médias latitudes. Apesar de haver alguns registros de ilha de calor de forte intensidade na RMGV, são mais frequentes as classes de fraca e média intensidade. A intensidade da ilha de calor depende do sistema atmosférico atuante na localidade. Observa-se também que a ilha de calor é mais intensa durante o dia, na estação do verão, devido ao maior armazenamento de calor sobre as áreas urbanas (ARNFIELD, 2003; ROTH, 2007), o que diverge da definição clássica de Oke (1973). Observa-se também que a intensidade máxima horária de ICU em julho foi de 4,75°C, às 07:00h (HL), de 7,35°C, às 14:00h (HL), em outubro e de 7,53°C, às 15:00h (HL), em janeiro.

4.1.7 A ilha de calor de superfície

Na [Figura 38](#), observam-se as informações sobre o uso e cobertura da terra para RMGV.

Figura 38: Uso e cobertura da terra



Uso e Cobertura da Terra

	Área Edificada/Estradas		Massa D'água
	Pastagem/Cultivo Agrícola		Brejo/Mangue
	Campo Rupestre/Macega		Solo Exposto/Afloramento Rochoso
	Restinga		Baixa intensidade residencial
	Reflorestamento - Seringueira		Alta intensidade residencial
	Mata Nativa		Comercial/Industrial/ Transporte
	Reflorestamento - Pinos - Eucaliptos		

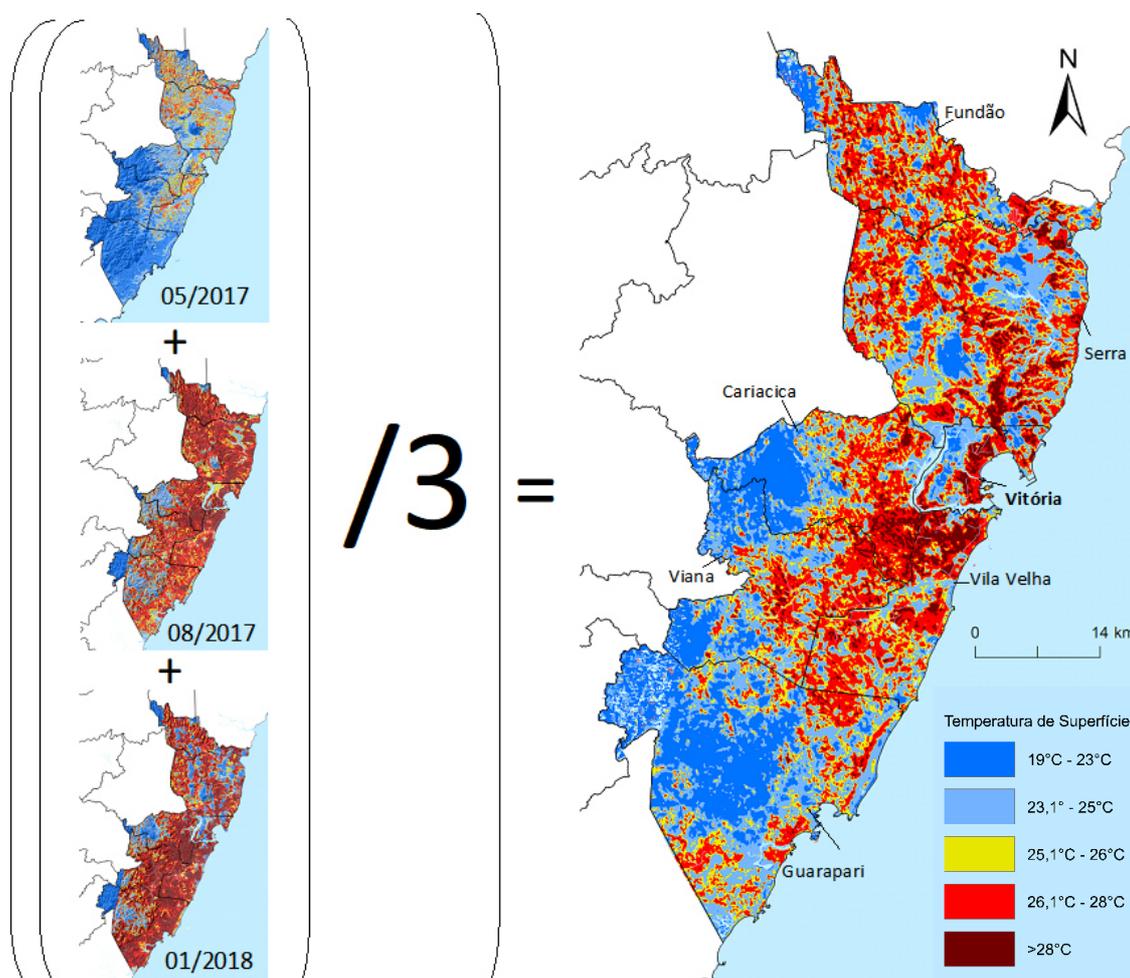
Fonte: Acervo pessoal (imagem 4 e 6). Plano diretor da RMGV (imagem 1 e 2) (2016). "GazetaOnline" (imagem 3 e 5) (2018).

Em relação ao uso e cobertura da terra, ressalta-se que há uma concentração na área urbana na parte centro leste da área em estudo (aproximadamente 20% da

área), ao passo que na porção oeste há maior concentração de pasto, fragmentos de florestas e corpos d'água (aproximadamente 56%), e os demais 24% abrangem as outras categorias de usos e coberturas. A área com maior concentração urbana, fica onde a altitude do relevo varia entre 0 e 30 metros de altitude, ou seja, fica mais próximos à linha de costa. Observa-se também, na Figura 38, que as áreas rurais apresentam as maiores altitudes.

Após os cálculos da temperatura de superfície, obteve-se como resultado a seguinte distribuição média: temperaturas mínimas 19°C, máxima 42°C e média 30,5°C, amplitude 23°C e desvio padrão de 6,9°C. Os intervalos de temperatura de superfície que mais predominaram estão entre 24°C a 28°C, correspondendo 76,42% da região, conforme apresentado na [Figura 39](#).

Figura 39: Temperatura de Superfície para RMGV.



O mapa de temperaturas médias da superfície, [Figura 39](#), registradas pelo satélite Landsat-8, mostra uma distribuição heterogênea nas classes de temperaturas de acordo com as de uso e cobertura da terra. As temperaturas médias da superfície apresentaram a seguinte distribuição: temperatura mínima 19°C, e máxima 42°C, temperatura média 30,5°C, amplitude 23°C e desvio padrão de 6,9°C. Os intervalos de temperatura de superfície que mais predominaram foram entre 24°C a 28°C, correspondendo 76,42% da região.

Pelo diagnóstico, é evidenciado o efeito de ilha de calor na RMGV. As áreas mais urbanizadas registram as maiores temperaturas, enquanto áreas com vegetação de maior porte, próximas aos maciços rochosos e corpos hídricos, apresentaram temperaturas mais baixas.

A região norte do município de Vila Velha, leste de Cariacica, centro de Vitória (parque industrial e aeroporto) e sul de Vitória (parque industrial e norte da Serra) registraram as maiores temperaturas na RMV. No que lhe concerne, são regiões que apresentam considerado adensamento urbano. Os estudos de Holz et al. (2012) e Correa et al. (2015) para o município de Vitória, Coelho et al. (2013), Oliveira (2015) e dos Santos et al. (2017) para Vila Velha e Jesus (2016) para Cariacica mostraram comportamentos semelhantes aos observados neste estudo.

As áreas urbanizadas, como as de comércio, vias de grandes circulações de veículos e o parque industrial apresentam o registro de temperaturas mais altas, superiores a 30°C e chegando a 42°C. Tal comportamento está relacionado ao baixo calor específico e à pouca eficiência de dissipação de calor dessas superfícies. Importante destacar a obstrução da circulação superficial do vento, predominantemente na direção nordeste, favorecendo uma recirculação do ar quente, devido à rugosidade da área em estudo. Outro fator que corrobora os registros das elevadas temperaturas nesse ambiente é a quase que total ausência de áreas verdes, predominando matérias como concreto, asfalto, entre outros, o que propicia uma maior emissão de Radiação de Ondas Longas (ROL) e, por seguinte, o aumento de temperaturas e desconforto térmico.

Destaca-se que na região do parque industrial, entre os municípios de Vitória e Serra, além das características de uso do solo, as elevadas temperaturas podem estar associadas ao calor antropogênico oriundo dos processos industriais, como os

altos-fornos de siderurgia e mineração. Essa foi a única região que registrou 42°C de temperatura média da superfície, mesmo que esteja ao lado do oceano e sujeita aos ventos oriundos da brisa marítima. Tal condição não foi suficiente para mitigar o efeito do calor antropogênico.

Na região leste da área em estudo, Vitória, Vila Velha e Guarapari, há a predominância de padrão construtivo altamente verticalizado, próxima à linha de costa, situação que impede a incidência de radiação solar diretamente por trás dos edifícios, proporcionando sombreamento com registro de temperaturas entre 26°C e 28°C. Entretanto, em função dos padrões morfológicos das construções, estes aspectos dificultam o escoamento superficial (horizontal) do vento e a distribuição térmica turbilhonar.

As regiões onde se localizam as áreas verdes, tanto dentro quanto fora das cidades, como as Áreas de Proteção Ambiental Permanente, Reserva Natural de duas Bocas, Morro da Fonte Grande, Morro do Moreno e da Penha, regiões altas de Viana e Guarapari, regiões de fragmentos florestais, bem como, próximo a corpos d'água, apresentam temperaturas mais amenas, entre 19°C a 21°C. Entretanto, as regiões onde há pastos, solos expostos, como nos tabuleiros costeiros, apresentaram temperaturas mais elevadas, acima de 28°C, sobretudo no mês de janeiro.

As áreas onde os adensamentos urbanos são intensos, com os respectivos usos urbanos, baixa e alta densidade residencial, uso 31 e uso 32, respectivamente, e o uso 33, "comercial/industrial/transporte", evidenciam-se os maiores intervalos de temperatura, todos superiores a 29°C. Ressalta-se que nos municípios de Serra, Vitória e a conurbação entre Vila Velha e Cariacica apresentam um aglomerado com as maiores temperaturas. Tal condição mostra a existência da ilha de calor urbana, com um caráter multinucleado, ou hotspots, devido às características da RMV, no que concerne à topografia complexa (planícies, colinas, maciços e tabuleiros costeiros), às atividades humanas geradoras de calor e ao uso e a cobertura da terra. Tais fatores alteram o ambiente local, repercutindo sobre a absorção, reflexão e armazenado, e liberação de calor, favorecendo o aumento da temperatura.

A [Tabela 14](#) apresenta os valores mínimos, máximos e médios da temperatura da superfície terrestre em graus Celsius (°C) para as treze categorias

de uso e cobertura da terra para o período de 11 de maio, 31 de agosto de 2017 e 22 de janeiro de 2018.

Tabela 14: Resultados dos valores máximo, mínimo, médio e desvio padrão para cada categoria de uso e cobertura da terra no RMGV.

Uso e Cobertura	Temperatura da Superfície em graus Celsius															
	Temperatura Média 2017-2018				11 de maio de 2017				31 de Agosto de 2017				22 de Janeiro de 2018			
	Min	Máx	Méd	SD	Min	Máx	Mean	SD	Min	Máx	Mean	SD	Min	Máx	Mean	SD
Área Edificadas/Estradas	21.00	28.00	24.00	1.10	16.00	26.00	22.56	1.66	22.00	29.00	24.91	1.07	17.00	29.00	24.26	1.91
Pastagem/Cultivo Agrícola	19.00	31.00	25.30	1.92	11.00	30.00	20.92	3.66	22.00	35.00	26.95	1.81	14.00	35.00	26.57	3.03
Campo Rupestre/Macega	19.00	32.00	25.81	2.01	11.00	30.00	21.40	3.62	22.00	35.00	27.42	1.80	14.00	35.00	26.37	3.40
Restinga	25.00	29.00	27.00	1.31	23.00	26.00	24.71	1.11	26.00	30.00	27.92	1.24	26.00	31.00	28.84	1.03
Reflorestamento/Seringueira	21.00	29.00	25.07	1.50	12.00	27.00	20.32	3.27	23.00	33.00	26.93	1.43	17.00	31.00	26.43	2.79
Mata Nativa	19.00	34.00	25.53	1.91	11.00	31.00	21.72	3.46	21.00	41.00	27.00	1.79	14.00	35.00	26.37	3.14
Reflorestamento/Pinos/Eucaliptos	19.00	31.00	24.62	2.22	12.00	29.00	20.93	3.83	22.00	34.00	27.54	2.35	14.00	35.00	24.55	3.18
Massa D'água	20.00	30.00	25.15	1.62	12.00	29.00	23.00	2.49	22.00	33.00	26.36	1.56	15.00	33.00	25.31	2.94
Brejo/Mangue	20.00	31.00	25.53	1.62	13.00	30.00	22.35	2.91	22.00	34.00	26.92	1.61	15.00	34.00	25.63	3.20
Solo Exposto/Afloramento Rochoso	19.00	32.00	25.14	2.14	11.00	31.00	21.92	3.68	21.00	35.00	27.24	2.23	14.00	34.00	25.88	3.42
Baixa Intensidade Residencial	21.00	32.00	26.70	1.65	12.00	29.00	23.31	2.65	22.00	35.00	27.88	1.61	15.00	35.00	27.25	3.21
Alta Intensidade Residencial	21.00	33.00	26.60	1.65	12.00	32.00	23.87	2.39	23.00	35.00	27.93	1.65	16.00	35.00	26.59	3.28
Comercial/Industrial/Transporte	22.00	42.00	27.61	2.73	13.00	39.00	25.80	2.72	23.00	45.00	29.41	2.87	16.00	42.00	26.38	3.95

Os resultados indicam que a categoria de uso da terra “comercial/industrial/transporte” está associada com o maior, mínimo, máximo e média da temperatura de superfície para todo o período. O maior valor observado corresponde a 45°C - registrado em 31 de agosto. As classes de uso da terra de baixa e alta intensidade residencial acompanham a tendência de temperaturas mais altas, assim como o “comercial/industrial/transporte”. A temperatura radiométrica máxima para essa categoria de uso foi de 35°C nos dias 31 de agosto e 22 de janeiro. O uso industrial está associado ao terceiro maior valor de temperatura de superfície, entre as 13 classes de uso do solo.

Uma importante observação é que as classes urbanas estão associadas aos vários intervalos de temperaturas. Isso sugere a existência de vários regimes microclimáticos. Outra constatação é que a vegetação mais rasteira, como Shrubland (campo, macega, pastagem) e Barren ou Sparsely Vegetated (solo exposto e rocha), pode contribuir para a formação de áreas mais quentes. Coelho et al. (2013) e dos Santos et al. (2017) constataram condição semelhante à apresentada na RMV.

Os resultados mostram que, embora o uso “comercial/industrial/transporte”, sobretudo onde se localiza o parque industrial, esteja associado aos valores mais intensos das medições da temperatura de superfície, o efeito geral sobre a formação de ilhas de calor urbanas pode ser relativamente baixo, porque a área

percentualmente ocupada por essa categoria é baixa. Condições como essas, foram observadas nos estudos de Alhawiti e Mitsova (2016), para a cidade de Fort Lauderdale, localizada no Condado de Broward, na Costa sudeste da Flórida — EUA. A [Tabela 15](#) apresenta a estatística descritiva para as áreas urbanas e rurais.

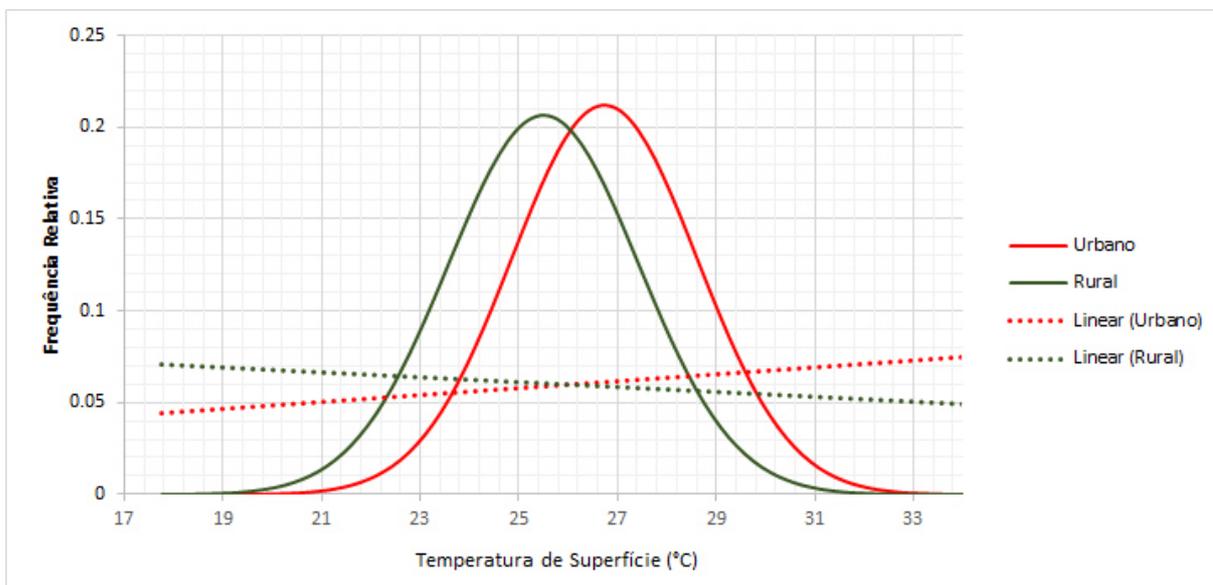
Tabela 15: Estatística descritiva da temperatura média da superfície (° C) de acordo com o uso da terra entre março de 2017 e janeiro de 2018.

Estatística	Rural	Urbano	(Urbano-Rural)
Mínimo	19,00	21,00	2
1° Quartil	24	26,00	2
Mediana	26,0	27,00	1
Média	25,51	26,74	1,23
3° Quartil	27,00	28,00	1
Max.	34.00	42.00	8

A análise da [Tabela 15](#) permite evidenciar o efeito da ilha de calor na RMV, uma vez que o uso urbano proporcionou um incremento na temperatura da superfície da área em estudo. A cidade apresentou temperatura média 1,23°C, superior às regiões rurais. A amplitude térmica chegou a 23°C e a diferença entre as temperaturas máximas foram de 8°C. Como esperado, as maiores médias de temperatura de superfície foram localizadas sobre as áreas urbanas. Essa condição foi também observada com a utilização do satélite Landsat-8 TIRS nos estudos de Almutairi (2015) para cidade de Riyand, na Arábia Saudita, e por Du et al. (2014) para cidade Nanjing, na China.

A distribuição de frequência da temperatura de superfície indica que os usos urbano e rural apresentam distribuição normal, com pequenos desvios entre si, conforme apresentado na [Figura 40](#).

Figura 40: Frequência relativa dos valores de temperatura da superfície observados para áreas urbanas (curva vermelha) e rurais (curva verde) na RMGV, para o período março de 2017 e janeiro de 2018).



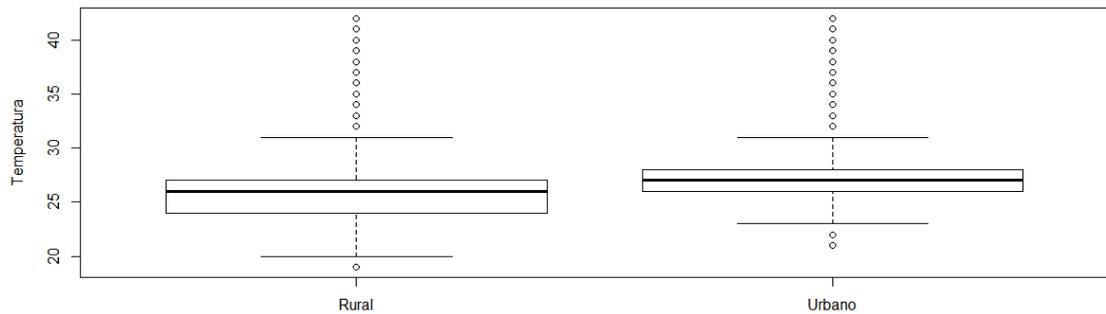
As medianas têm valores entre 26°C e 27°C, para área rural e urbana, respectivamente. Na área rural, a temperatura de superfície varia entre 19°C a 31°C, com desvios para 17°C e 29°C, com a média de 25,5°C. Entretanto, na área urbana, a temperatura varia entre 20°C e 33°C, com desvios entre 18°C e 31°C. Verificou-se também que o desvio padrão da temperatura urbana é menor, comparado com o da área rural. Tais constatações mostram que a variabilidade da temperatura de superfície na região urbana é maior, comparando-a com a área rural da RMGV.

A assimetria da temperatura urbana está inclinada mais à direita, assim como, na área rural mais à esquerda da distribuição, com temperaturas mais baixas. A amplitude da temperatura média está próximo a 22% das amostras, tal como apresentado na [Figura 40](#). Observa-se também uma tendência de aumento de temperatura para a região urbana e uma tendência de redução de temperatura na área rural.

As diferenças de temperatura são explicadas pelas mudanças de uso e cobertura do solo, indicando que na cidade existe uma grande transferência de calor sensível. Por outro lado, na área rural, com mais vegetação, há um maior indicativo de calor latente, o que pode contribuir para uma diminuição do fluxo de calor sensível que repercutirá em menor aquecimento da temperatura do ar. Dando como resultado a média da intensidade de ilha de calor urbano máxima de 2°C, para a área em estudo.

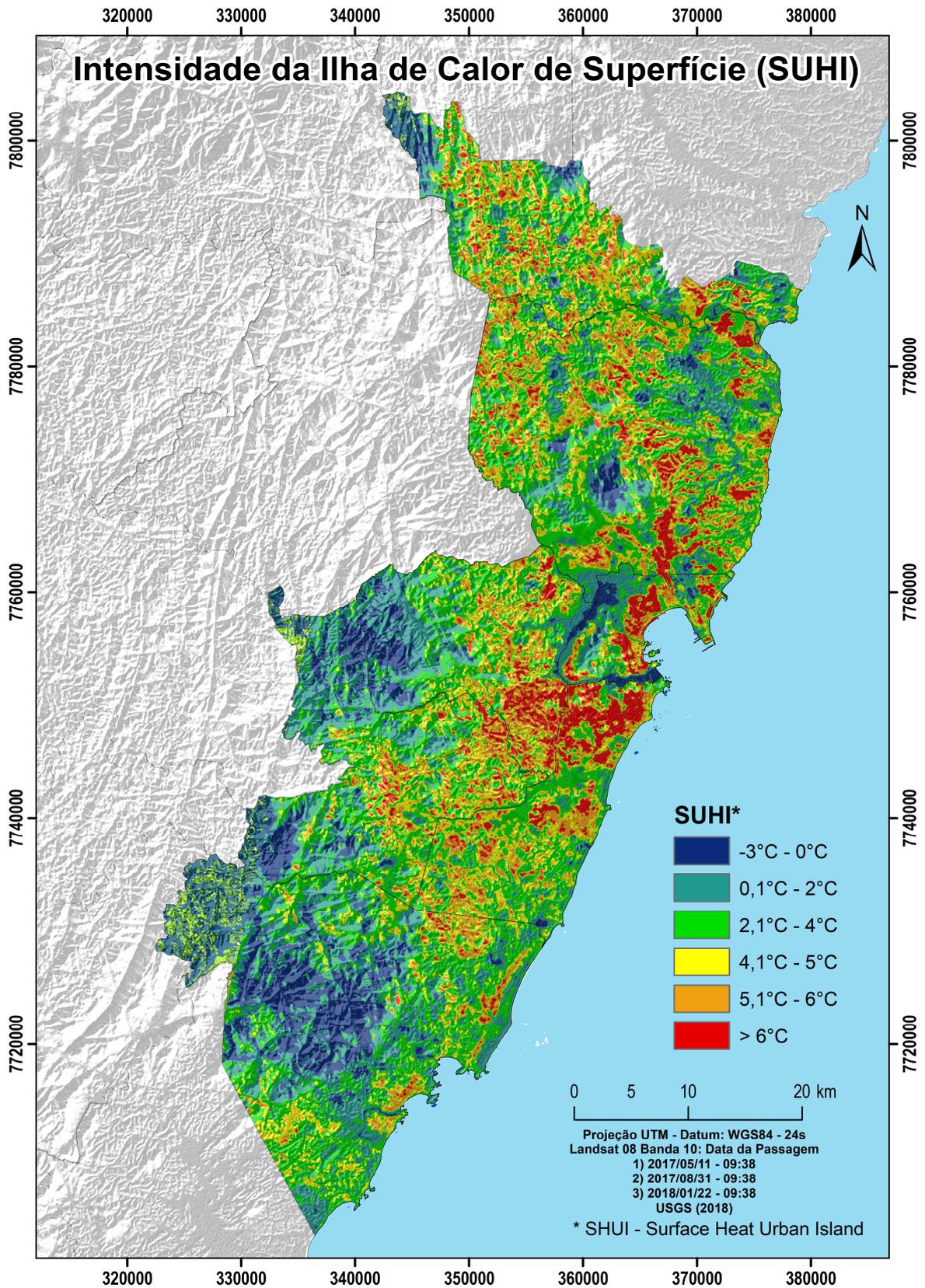
A amplitude térmica contribui para caracterizar as condições térmicas de cada área: a região rural apresentou amplitude térmica de 15°C; entretanto, a região urbana, teve amplitude térmica de 21°C. Em todos os quantis a região urbana apresenta valores mais elevados que na área urbana, tal como, mostra a [Figura 41](#).

Figura 41: Média, desvio padrão e outliers da temperatura de superfície observada nas áreas rural (box plot à esq.) e urbana (box plot à dir.), no período março de 2017 e janeiro de 2018.



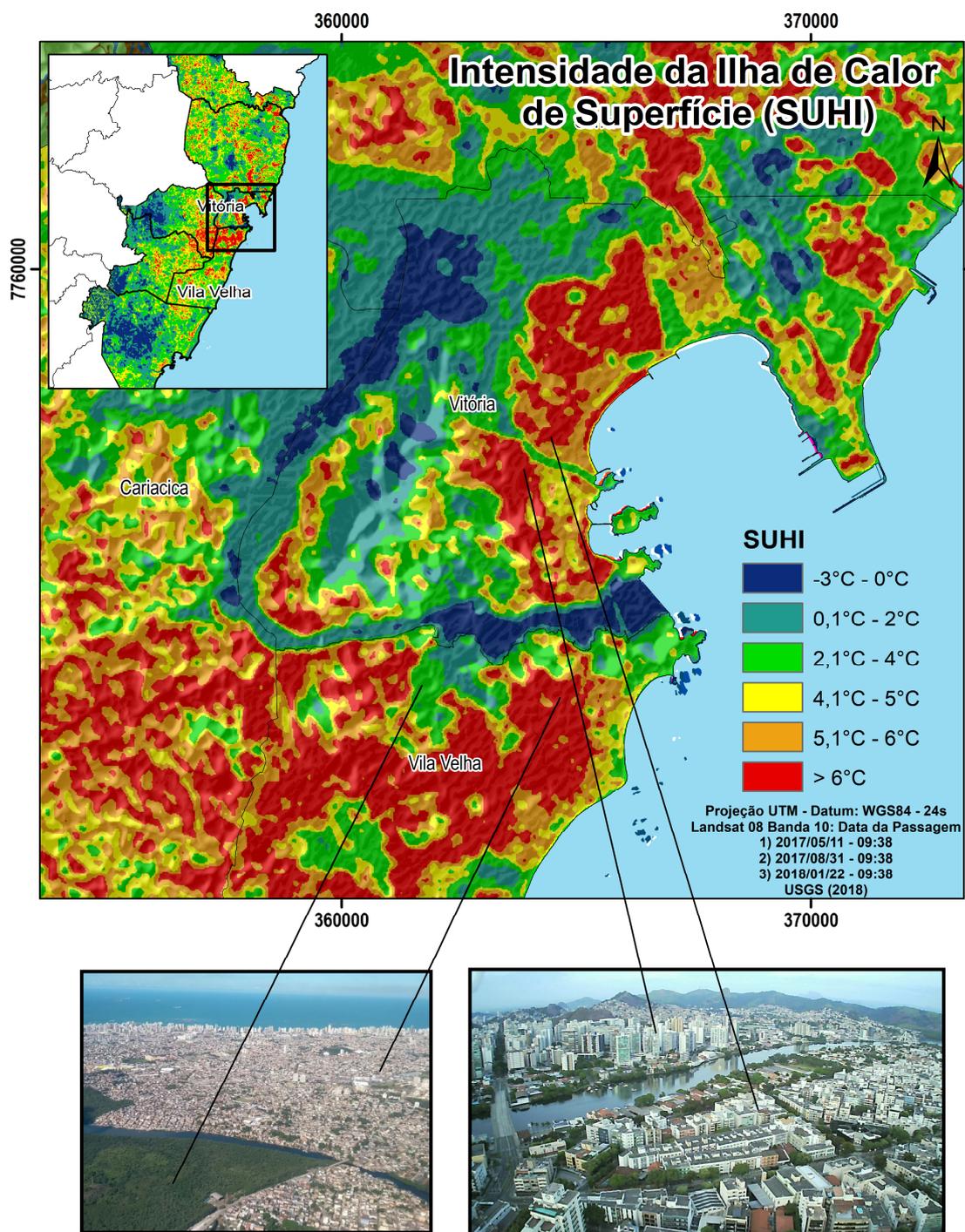
Os resultados para a intensidade da ilha de calor de superfície (SUHI) na RMGV, entre os anos de 2017 e 2018, usando o método de quantis, proposto por Rojas (2017), cuja base de análise é o método proposto por Streutker (2002), são apresentados na [Figura 42](#).

Figura 42: Intensidade da ilha de calor de superfície (SUHI)



As intensidades e extensões espaciais da ICU's superficiais na RMV, chega a extremos de -3°C a $+20^{\circ}\text{C}$, apresentando uma intensidade de $+17^{\circ}\text{C}$. Os valores entre $+2^{\circ}\text{C}$ até $+8^{\circ}\text{C}$ compreendem a maior área, sendo que, nas áreas urbanas são registrados valores maiores de $+5^{\circ}\text{C}$. As áreas mais aquecidas não são exclusivas da região central da RMV, mas também nos bairros periféricos e área rural onde há o predomínio de pastagem e de solo exposto. Outro ponto a destacar é que áreas com pouca ou nenhuma arborização, habitações precárias, saneamento inadequado, e densamente povoadas apresentam intensidades e extensões espaciais, em alguns casos, superiores a regiões centrais, como, por exemplo, as áreas industriais. Isso faz com que a ilha de calor urbana na RMV possua um caráter multinucleado, ou hotspots, fugindo do perfil clássico da ilha de calor em regiões de alta e média latitudes, tal como descrito em Oke (1982, 1995) e Roth (2013). Essas áreas podem estar contribuindo muito mais na formação da ilha de calor do que o uso “comercial/industrial/transporte” ([Figura 43](#)).

Figura 43: Ilha de Calor Urbana de Superfície em ocupações de baixa e alta intensidade residencial



Por fim, os resultados encontrados nessa análise corroboram com os estudos de clima urbano em climas tropicais, sobretudo em áreas costeiras, uma vez que foram observados vários núcleos quentes distribuídos em sua superfície – condição esta observada por Faria Peres et al. (2018) na Região Metropolitana do Rio de

Janeiro. A ilha de calor urbana na RMV possui um caráter multinucleado, ou hotspots.

As áreas mais aquecidas não são exclusivas da área central da RMV, mas também nos bairros periféricos e área rural onde há o predomínio de pastagem e solo exposto. Outro ponto a ser ressaltado é que, embora o uso “comercial/industrial/transporte” esteja associado aos valores mais intensos das medições da temperatura de superfície, o efeito geral sobre a formação de ilhas de calor urbanas poderia ser relativamente baixo, porque a área percentual ocupada por essa categoria é baixa.

As intensidades e extensões espaciais da ICU's superficiais na RMV chegam a extremos de -3°C a $+20^{\circ}\text{C}$, apresentando uma amplitude de $+17^{\circ}\text{C}$. Os valores entre $+2^{\circ}\text{C}$ até $+8^{\circ}\text{C}$, compreendem a maior área, sendo que nas áreas urbanas, comumente, são registrados valores de intensidade $+5^{\circ}\text{C}$. Com isso, concluiu-se que a RMV possui vários centros de maior intensidade e estes, não sendo exclusividade das áreas de categoria urbana, mas também de áreas rurais com solo exposto, assim como, as regiões que apresentam elevados valores de temperatura, mostrando que o método dos quantis, baseado no cálculo das medianas, é aplicável para RMV e até mesmo para outras regiões do mundo.

4.2 Estudo Numérico

Esta etapa do estudo será dividido em algumas partes: (i) a acurácia do modelo em relação aos dados observacionais, (ii) análise sinótica no período em questão, (iii) efeitos da RMGV na formação da ilha de calor, (iv) interação entre a ilha de calor e brisa marítima na Região Metropolitana da Grande Vitória (ES), (v) o efeito da topografia sobre a brisa marítima e a ilha de calor.

4.2.1 A acurácia do modelo em relação aos dados observacionais

A fim de verificar as possíveis distorções que o modelo WRF produziu ao simular as variáveis atmosféricas em relação ao observado nas estações meteorológicas consideradas nesse estudo, foram empregados os indicadores estatísticos descritos na [seção 3.3.5](#).

O período de análise entre valores simulados e observados foi estabelecido entre às 00h do dia 15/10/2017 até às 23h do dia 03/11/2017, totalizando 480 valores horários. Os experimentos realizados estão descritos na [seção 3.3.6](#).

A parametrização BEP_3s faz uso de dados de uso e cobertura da terra atualizados e relevo alterado por Aylas (2017). A parametrização física seguiu a proposta de Santiago (2015), considerando a ativação do esquema BEP. O cenário WRF_30s faz uso das configurações de uso e cobertura da terra e relevo originais do modelo WRF e das parametrizações físicas descritas em Santiago (2015).

A análise dos resultados por meio dos testes estatísticos é apresentada por meio de gráficos do tipo gol (similar a uma trave de futebol) (AYLAS, 2017; WAYLAND, 2014). As linhas verdes contínuas, no gráfico da [Figura 44](#), representam os limites propostos por Emery et al. (2001) e as linhas vermelhas, não contínuas, apresentam a variação que cada variável pode apresentar. Os parâmetros analisados são: velocidade e direção do vento, e temperatura do ar.

A análise da Figura 44 permite inferir leve melhora na simulação das variáveis em todas as estações meteorológicas quando comparamos os resultados entre os experimentos WRF_30s e BEP_3s. A estação de Cariacica (triângulo verde) foi a que mostrou maior melhora entre os dois experimentos avaliados. A estação do aeroporto e UFES apresentaram valores semelhantes para os dois experimentos considerados na avaliação do modelo WRF, ou seja, suas posições no gráfico da [Figura 44](#) não se alteraram muito. No período analisado, a estação de Carapina apresentou problemas no anemômetro, o que impossibilitou o fornecimento dos dados de vento e a elaboração da respectiva análise ([Figura 44](#), [Tabela 16](#)).

Figura 44: Erro médio quadrático (Root Mean Square Error - RMSE) e Erro Médio (Mean Bias – MB) da velocidade do vento a 10 metros simulada pelo (a) WRF_30s e (b) BEP_3s, para o período de 00h, de 15/10/2017, até às 23h do dia 03/ 11/2017, para as estações meteorológicas Aeroporto, Cariacica e UFES. As linhas verdes contínuas, no gráfico, representam os limites propostos por Emery et al. (2001) e as linhas vermelhas, não contínuas, apresentam a variação que cada variável pode apresentar.

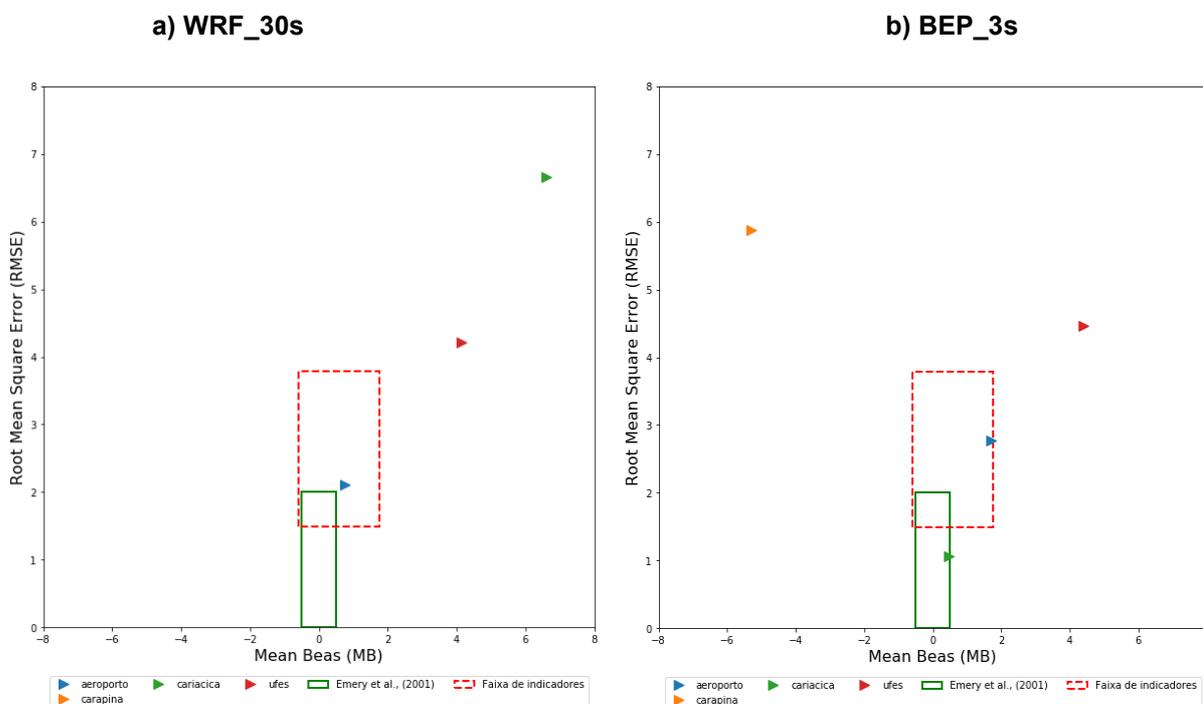


Tabela 16: Indicadores estatísticos: Erro médio quadrático (Root Mean Square Error - RMSE) e Erro Médio (Mean Bias – MB) da velocidade do vento a 10 metros simulada pelo (a) WRF_30s e (b) BEP_3s, para o período de 00h, de 15/10/2017, até às 23h do dia 03/ 11/2017, para as estações meteorológicas Aeroporto, Cariacica e UFES.

Índice	Benchmark	WRF_30s			
		Aeroporto	Carapina	Cariacica	UFES
MB (ms ⁻¹)	≤±0.5	0.7653	-----	6.6063	4.1375
RMSE (ms ⁻¹)	≤ 2.00	2.6907	-----	7.0788	4.9251
Índice	Benchmark	BEP_3s			
		Aeroporto	Carapina	Cariacica	UFES
MB (ms ⁻¹)	≤±0.5	1.7177	-----	0.4825	4.4006
RMSE (ms ⁻¹)	≤ 2.00	3.6052	-----	1.3626	5.5252

A [Figura 45](#) apresenta a rosa dos ventos. A imagem permite observar-se que os dois cenários numéricos propostos, WRF_30s e BEP_3s, superestimam os valores máximos do vento ([Tabela 17](#)) nas estações do Aeroporto, Cariacica e

UFES, mesmo havendo boa concordância para direção simulada e observada. Isso pode estar relacionado ao fato de o WRF ter sido ajustado para condições atmosféricas de mesoescala do hemisfério norte. Parametrizações específicas para as camadas do solo e para a radiação também podem influenciar os resultados, conforme destacado por Aylas (2017).

Figura 45: Rosa dos ventos com dados observados (col. esq) e simulados (WRF_30s: col. do meio; BEP_3s: col. direita) para as estações meteorológicas (a-c) Aeroporto, (d-f) Cariacica e (g-i) UFES, entre 00h,15/10/2017 e 23h, 03/ 11/2017.

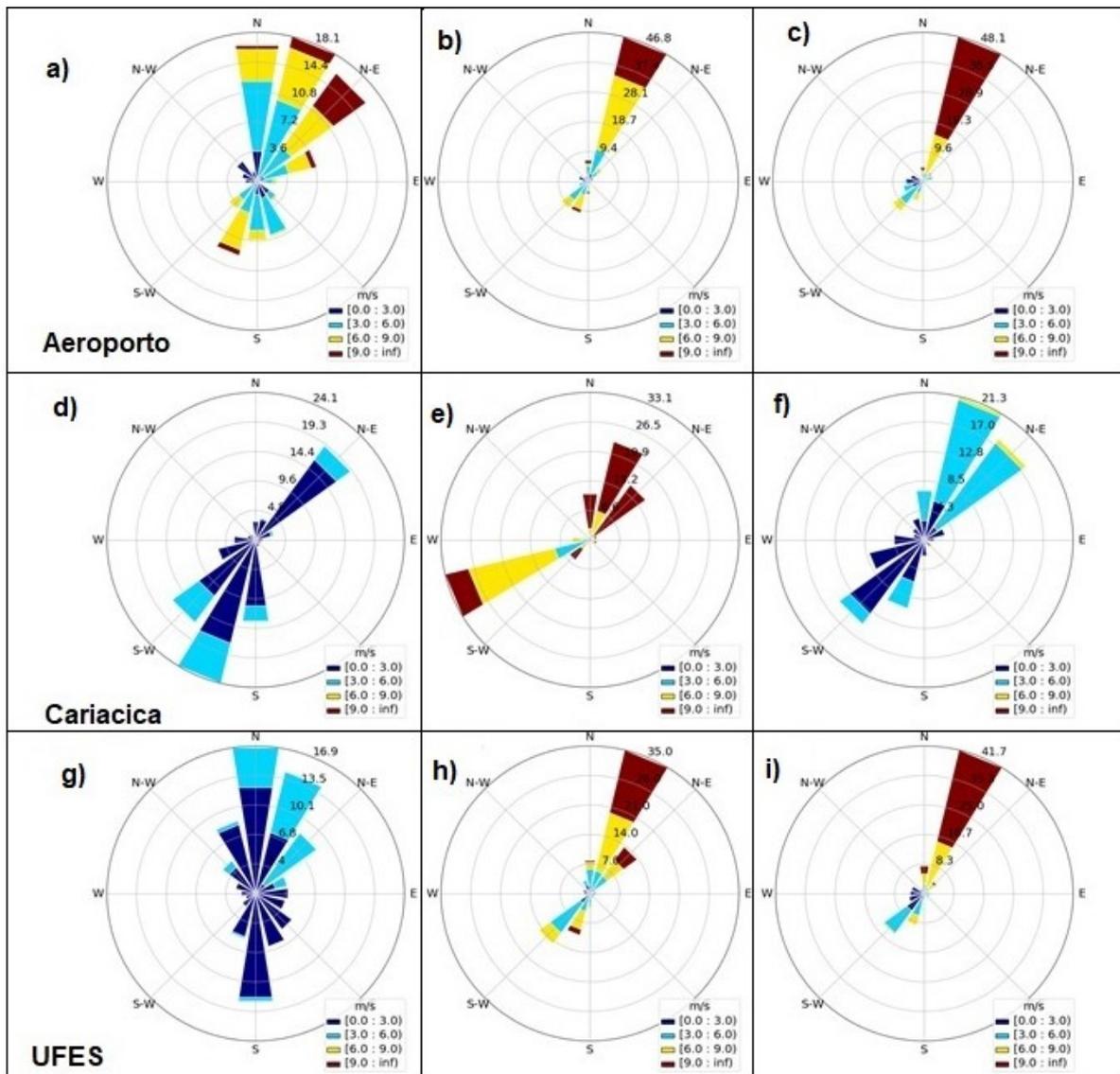


Tabela 17: Indicadores estatísticos: Erro Médio (Mean Bias – MB) e Erro Médio Absoluto (Mean Absolute Gross Errors – MAGE) para direção do vento a 10 metros simulada pelo (a) WRF_30s e (b) BEP_3s, para o período de 00h, de 15/10/2017, até às 23h do dia 03/ 11/2017, para as estações meteorológicas Aeroporto, Cariacica e UFES.

Índice	Benchmark	WRF_30s			
		Aeroporto	Carapina	Cariacica	UFES
MB (°)	≤±10.0	-8.9495	-----	-22.736	-38.6937
MAGE (°)	≤ 30.0	52.4374	-----	158.6413	84.6536
Índice	Benchmark	BEP_3s			
		Aeroporto	Carapina	Cariacica	UFES
MB (°)	≤±10.0	1.5624	-----	-30.9069	-38.1597
MAGE (°)	≤ 30.0	53.2849	-----	154.8663	88.0676

A [Figura 46](#) apresenta os indicadores estatísticos para a avaliação do modelo em relação aos valores simulados da temperatura do ar a 2 metros de altitude, para as estações meteorológicas consideradas. A análise dos indicadores permite inferir melhora na simulação da temperatura do ar a 2 m nas quatro as estações meteorológicas ([Figura 46](#)). No cenário BEP_3s, o MB e MAGE apresentam valores distantes do esperado (retângulo verde), porém, com desempenho melhor que o WRF_30s para a temperatura do ar a 2 m.

O índice IOA indica a melhora da habilidade do modelo para as estações Aeroporto, Carapina e UFES, entre os cenários WRF_30s e BEP_3s, nesta ordem. A estação de Cariacica apresenta melhores simulações da temperatura do ar a 2 m com o cenário WRF_30s, conforme verifica-se na [Tabela 18](#). A avaliação dos indicadores estatísticos relativos às simulações WRF_30s e BEP_3s indica que, em geral, o último cenário fornece a melhor habilidade do modelo em relação à temperatura do ar a 2 m. Todos os valores de temperatura do ar a 2 m simulados pelo WRF, com base nos dois cenários, foram inferiores aos valores observados, tal como indicado na [Figura 47](#) e [Tabela 18](#). Por outro lado, as estações Aeroporto e Carapina apresentaram subestimativas da temperatura do ar a 2 m menores do que as estações de UFES e Cariacica. A temperatura do ar a 2m na estação Cariacica, foi melhor no cenário WRF_30s, do que no cenário BEP_3s.

Figura 46: Erro Médio (Mean Bias – MB) e Erro Médio Absoluto (Mean Absolute Gross Errors – MAGE) da temperatura do ar a 2m simulada pelo (a) WRF_30s e (b) BEP_3s, para o período de 00h, de 15/10/2017, até às 23h do dia 03/ 11/2017, para as estações meteorológicas Aeroporto, Cariacica e UFES. As linhas verdes contínuas, no gráfico, representam os limites propostos por Emery et al. (2001) e as linhas vermelhas, não contínuas, apresentam a variação que cada variável pode apresentar.

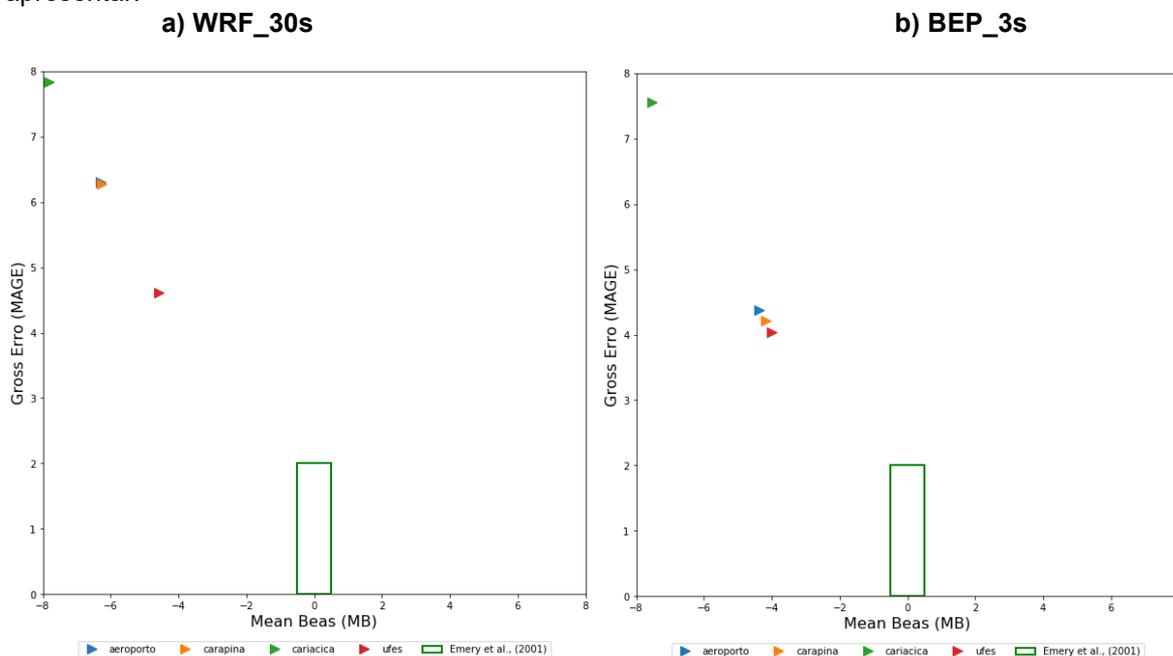


Tabela 18: Indicadores estatísticos: Erro Médio (Mean Bias – MB), Erro Médio Absoluto (Mean Absolute Gross Errors – MAGE) e Índice de concordância (*Index of Agreement* – IOA) para temperatura do ar a 2m simulada pelo (a) WRF_30s e (b) BEP_3s, para o período de 00h, de 15/10/2017, até às 23h do dia 03/ 11/2017, para as estações meteorológicas Aeroporto, Cariacica e UFES.

Índice	Benchmark	WRF_30s			
		Aeroporto	Carapina	Cariacica	UFES
MB (°C)	$\leq \pm 0.5$	-3.950	-3.481	-2.134	-4.060
MAGE (°C)	≤ 2.00	3.950	3.483	2.372	4.060
IOA	≥ 0.80	0.960	0.968	0.987	0.956

Índice	Benchmark	BEP_3s			
		Aeroporto	Carapina	Cariacica	UFES
MB (°C)	$\leq \pm 0.5$	-2.846	-2.383	-5.407	-3.633
MAGE (°C)	≤ 2.00	2.864	2.421	5.407	3.634
IOA	≥ 0.80	0.980	0.986	0.926	0.965

Figura 47: Serie temporal da temperatura do ar observada e simulado pelo modelo WRF_30s e BEP_3s para as estações consideradas nesse estudo.

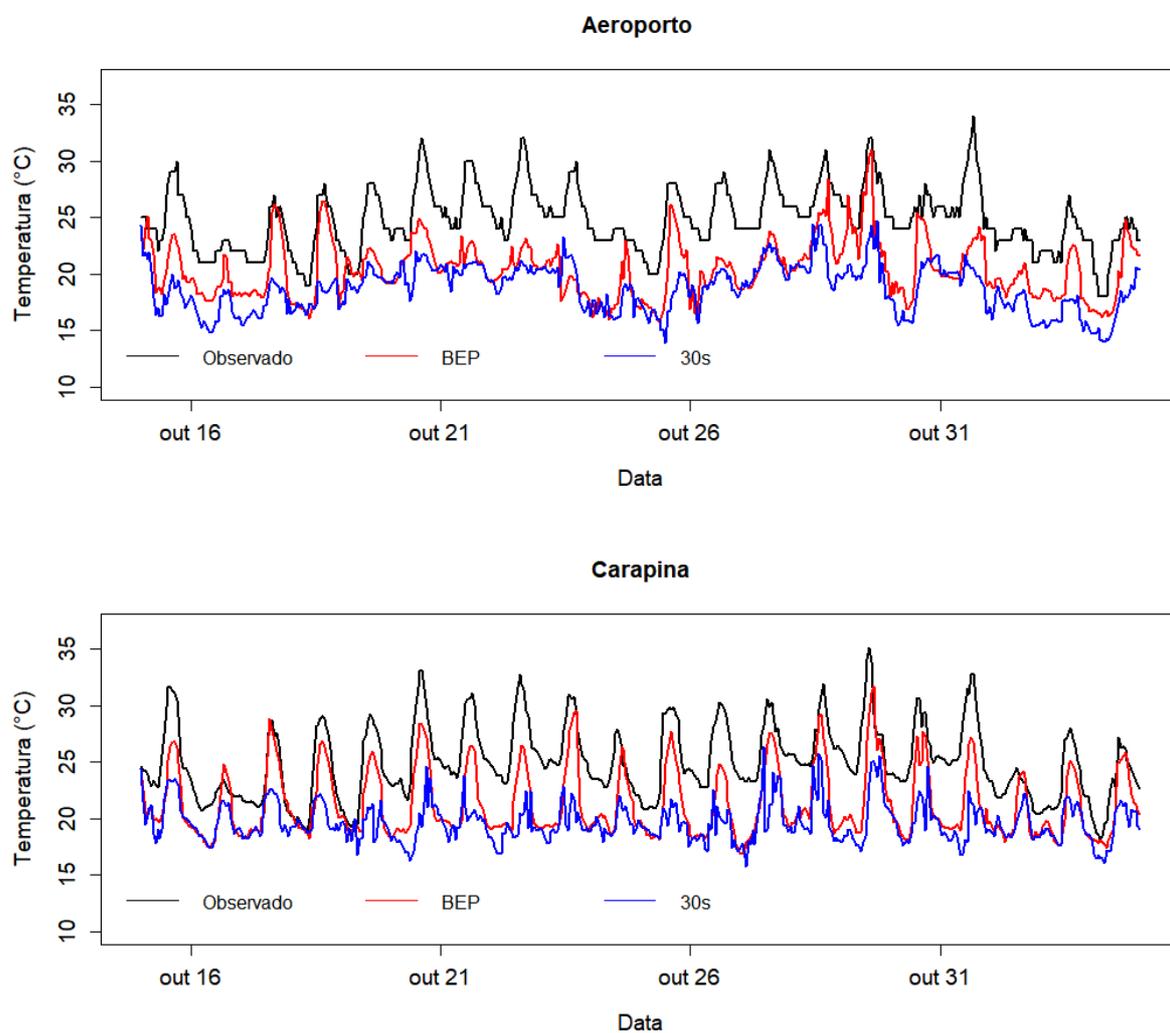
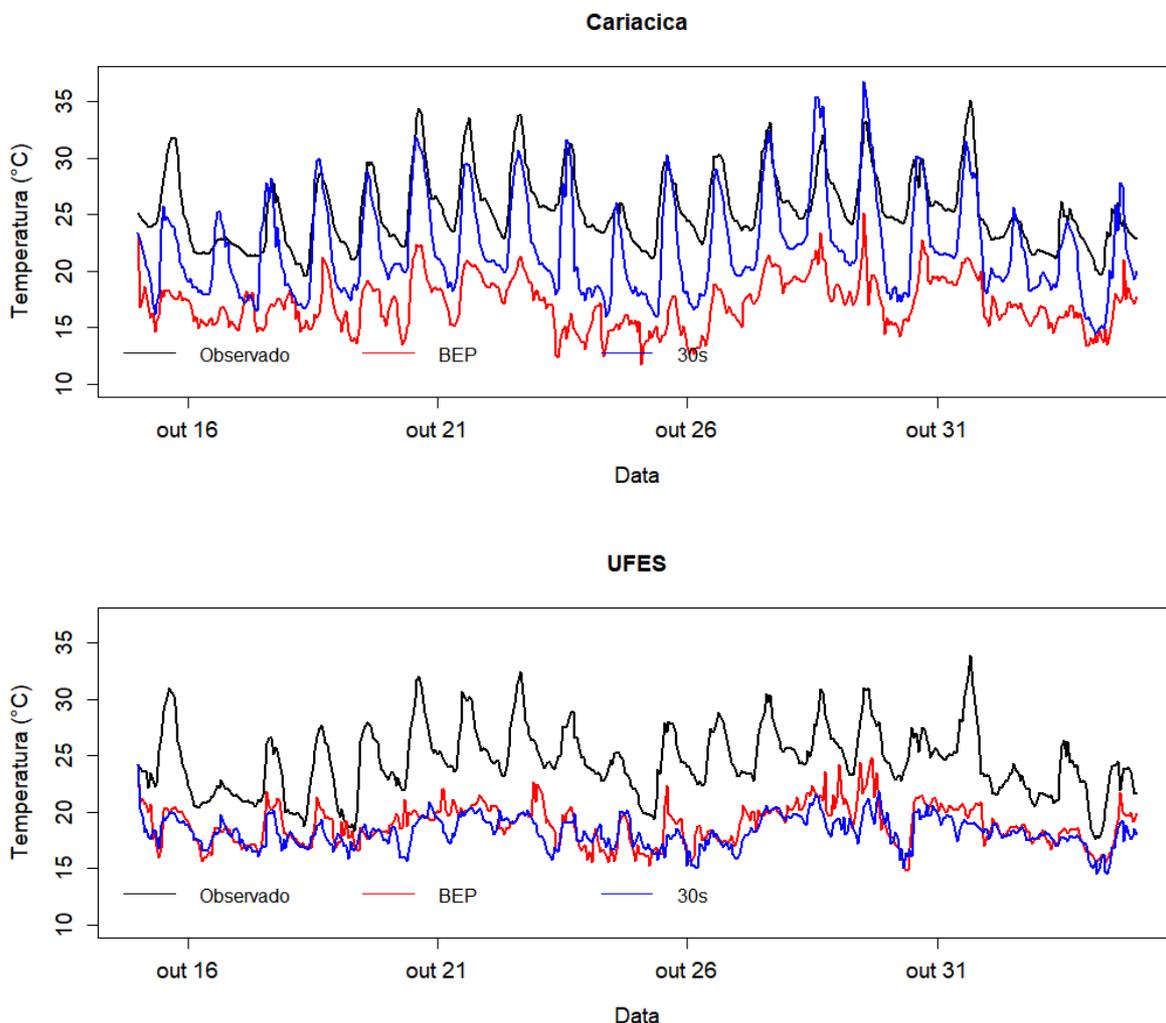


Figura 47 (Continuação): Serie temporal da temperatura do ar observada e simulado pelo modelo WRF_30s e BEP_3s para as estações consideradas nesse estudo.



É esperada melhoria das simulações com a utilização do BEP pois o esquema considera processos mais completos que ocorrem no meio urbano (MARTILLI; CLAPPIER; ROTACH, 2002b, 2002a; SALAMANCA; MARTILLI, 2009). Entretanto, houve alguma dificuldade para que as simulações realizadas com o BEP, neste estudo representassem bem a realidade. Carvalho e Jänicke *et al.*(2016), que desenvolveram estudos para as áreas urbanas de Belo Horizonte e Berlim, afirmam que um dos fatores que podem induzir à imprecisão nas simulações para áreas urbanas é o aumento da complexidade nas interações que os modelos precisam realizar para completarem cada simulação.

Outro fator que pode ter corroborado para a imprecisão dos resultados são as condições sinóticas.

Entre os dias 15/10 e 03/11, quatro (4) frentes frias e um canal de umidade transitaram sobre o estado do Espírito Santo e RMGV (CPTEC, 2017). No dia 15/10, uma frente fria avançou pelo ES, chegando à RMGV entre a noite do dia 15/10 e madrugada do dia 16/10. O sistema frontal ficou estacionário até o dia 17/10, provocando instabilidade atmosférica até o dia 19/10, com ocorrência de chuva e queda da temperatura. Outra frente fria chegou ao estado do ES no dia 20, influenciando as condições do tempo até o dia 24/10, causando queda da temperatura e precipitação. No mês de outubro, dia 23/10 à noite, foi registrada na estação da UFES a menor temperatura do ar, $17,1^{\circ}\text{C}$, no período considerado. No dia 25/10, uma nova frente fria atingiu o estado, chegando à RMGV no dia 26, causando bastante instabilidade, nebulosidade e chuva (65,8 mm). Em 28/10, nova frente fria chega ao estado, incidindo sobre a RMGV no dia 29/10. Esta última frente, organizou-se juntamente a um canal de umidade, causando chuvas sobre a região e deixando o tempo instável até o dia 03/11.

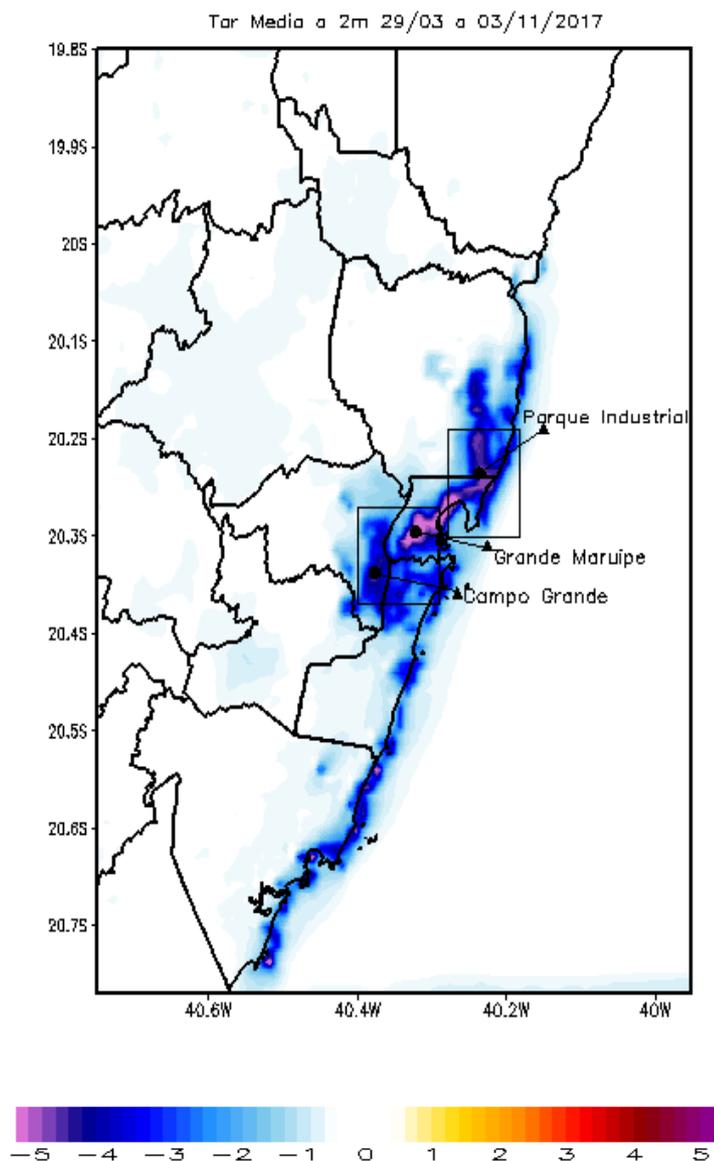
Os valores de habilidade do WRF para o período indicam que o modelo apresenta uma habilidade menor do que aquela obtida em outros estudos como os realizados por Salvador (2014), Santiago (2015) e Aylas (2017). A instabilidade atmosférica observada durante o período de análise pode ter contribuído para a menor habilidade computada para o WRF. Apesar da habilidade ser menor do que a obtida em outros estudos, a direção e velocidade do vento simuladas pelo WRF apresentam valores próximos do observado. No caso da temperatura do ar, o ciclo diurno médio é observado para todas as estações atmosféricas, apesar dos valores simulados serem quase sempre menores do que os observados. Os estudos anteriores (Salvador, 2014; Santiago, 2015; Aylas, 2017) indicam que o WRF apresenta maior habilidade para situações de estabilidade atmosférica.

4.2.2 Efeitos da RMGV na formação da ilha de calor

Nesta etapa são verificados alguns aspectos da urbanização na formação da ilha de calor na RMGV, estado do Espírito Santo, através do uso do modelo atmosférico WRF associado ao esquema de superfície *Urban Scheme Building Energy Parameterization* - BEP. Para verificar a inferência da cobertura e uso do solo na formação da ilha de calor na RMGV foram realizados dois experimentos diferentes: experimento Controle, chamado de “Cidade”, cuja cobertura do solo refere-se à cobertura atual, referente ao ano de 2013, adaptado do Instituto Jones dos Santos Neves (IJSN, 2012) e experimento de sensibilidade, chamado de “Vegetação”, cujo uso e cobertura do solo atuais foram substituídos pelo tipo de vegetação natural mata atlântica (*evergreen broadleaf forest*, código 13 do WRF) para toda a área da RMGV, conforme Negrón-Juárez (2004) e Homann (2014b). Os dois experimentos constituem simulações numéricas realizadas para o domínio da RMGV entre às 00 h do dia 29/10/2017 e às 18h do dia 03/11/2017. A diferença entre os valores simulados para os dois experimentos, Vegetação e Cidade indica o impacto que a alteração do uso do solo acarreta na atmosfera local.

A urbanização e a industrialização têm sido responsáveis pela mudança da temperatura do ar na RMGV (COSTA, 1992; CORREA e VALE, 2016). A diferença média entre a temperatura do ar a 2 metros (T_{ar2m}) obtida para os experimentos Cidade e Vegetação está apresentada na Figura 48. A diferença média da T_{ar2m} simulada nos dois experimentos evidencia que a substituição da cobertura urbanizada por Mata Atlântica na RMGV provoca a diminuição da temperatura do ar em até 5°C, em algumas áreas, como é o caso do Parque Industrial, Grande Maruípe e Campo Grande, destacado na [Figura 09](#). Verifica-se que a alteração do uso e cobertura do solo realizada apenas para a áreas da RMGV, conforme [Figura 13](#), provoca o decréscimo da T_{ar2m} em uma extensão espacial bem maior, atingindo áreas ao norte e ao sul da região metropolitana.

Figura 48: Diferença média da temperatura do ar a 2 metros (T_{ar2m}) entre os experimentos Vegetação e Cidade, entre 0 h, 29/10/2017 e 23 h, 03/11/2017, tal como simulado pelo WRF-BEP.



A análise da evolução diurna do impacto da modificação do uso e cobertura do solo na T_{ar2m} mostra que, durante à noite, o resfriamento devido à presença de vegetação mais densa (floresta broadleaf perene) é menos intenso e menos abrangente do que durante o dia, entre 9 h e 16 h. A diferença média entre a T_{ar2m} simulada nos dois experimentos, Vegetação e Cidade, exibe máxima intensidade e abrangência espacial nos horários de maior aquecimento solar, entre 12 e 19 TMG (9h e 16h). As maiores diferenças entre a T_{ar2m} simuladas nos dois experimentos aparecem em áreas de maior densidade urbana e industrial, conforme visto na [Figura 49](#). Nas áreas industriais, municípios de Vitória e Serra (retângulo superior

na [Figura 49](#)), o decréscimo da T_{ar2m} com a substituição da cobertura urbana pela vegetação de mata atlântica varia entre 5°C e 8°C entre as 9h e 13h. Comportamento semelhante é observado na região entre a conurbação Vitória, Cariacica e norte de Vila Velha (retângulo inferior, próximo ao centro da [Figura 49](#)), região onde predomina o uso do solo de Baixa e Alta intensidade residencial e com áreas comerciais, grande circulação de veículos e algumas pequenas indústrias, com decréscimo da T_{ar2m} entre 4°C e 7°C entre as 9h e 13h.

A distribuição espacial da diferença da T_{ar2m} entre os experimentos Vegetação e Cidade apresenta um padrão associado ao ciclo diurno de radiação e as mudanças de uso e cobertura da terra, logo, as maiores variações ocorrem onde a mudança de uso e cobertura foi mais intensa. Com isso, durante o dia, entre 10 h e 18 h (hora local), a região de aquecimento ocorre das áreas mais a leste para as áreas mais a oeste.

Na [Figura 49](#) também é plotado o vento relativo ao experimento Cidade. A análise permite observar o comportamento da Brisa sobre a RMGV. Verifica-se que no período diurno a atuação da brisa marítima entre as 10h e 19h e da brisa continental entre as 20h e 08h. A ação da brisa marítima durante o dia, atuando continuamente de leste para oeste, é insuficiente para reduzir o gradiente térmico, devido a convecção que se forma sobre a cidade. Durante a noite e início da manhã, entre 19 h e 08 h, com a instalação da brisa terrestre, o padrão predominante da circulação passa a ser de oeste para leste, fazendo com que as maiores diferenças de T_{ar2m} sejam registradas a oeste e as menores, a leste.

Figura 49: Ciclo diurno da diferença da $T_{ar_{2m}}$ ($^{\circ}C$) e vento ($m\ s^{-1}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h.

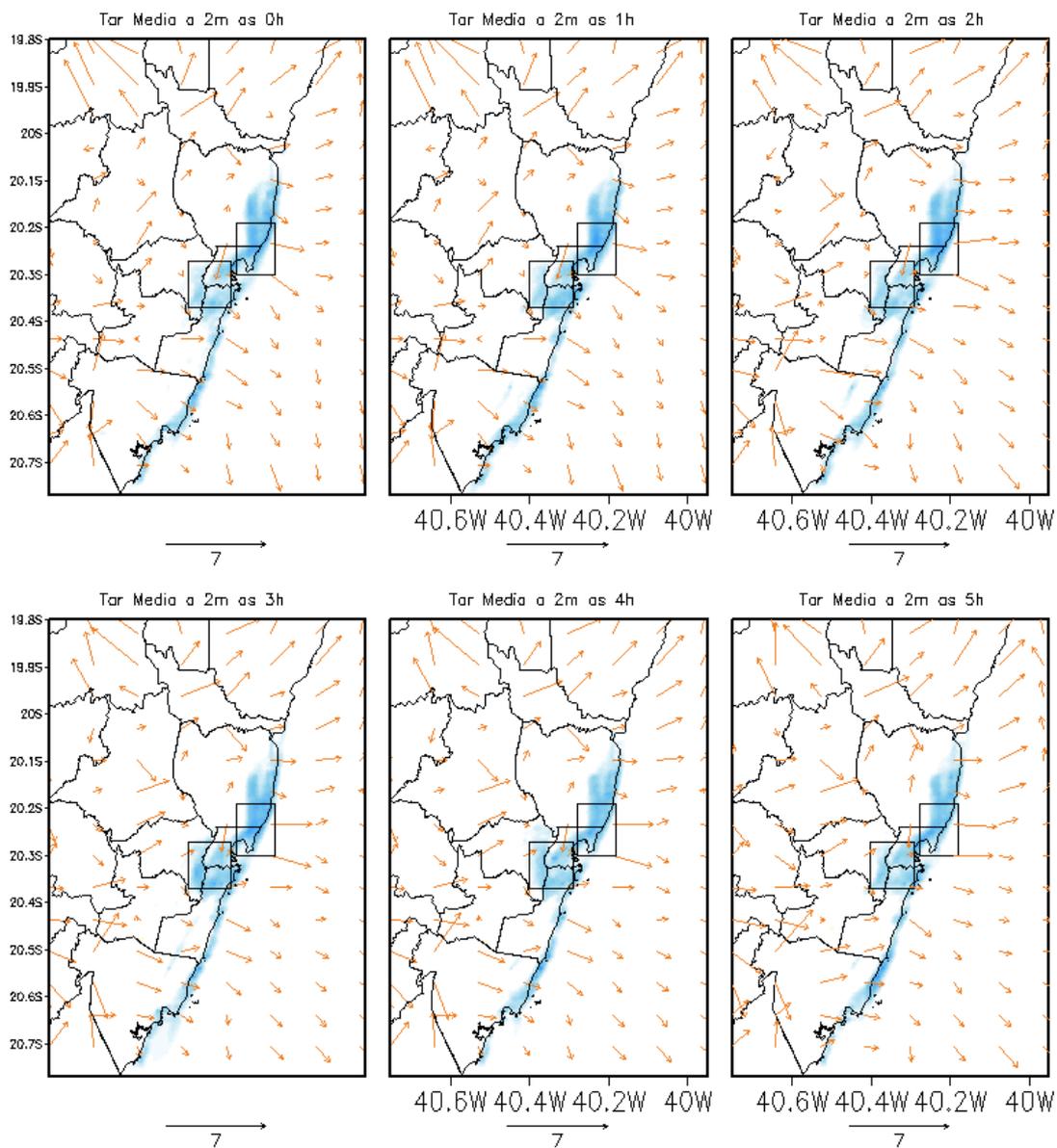
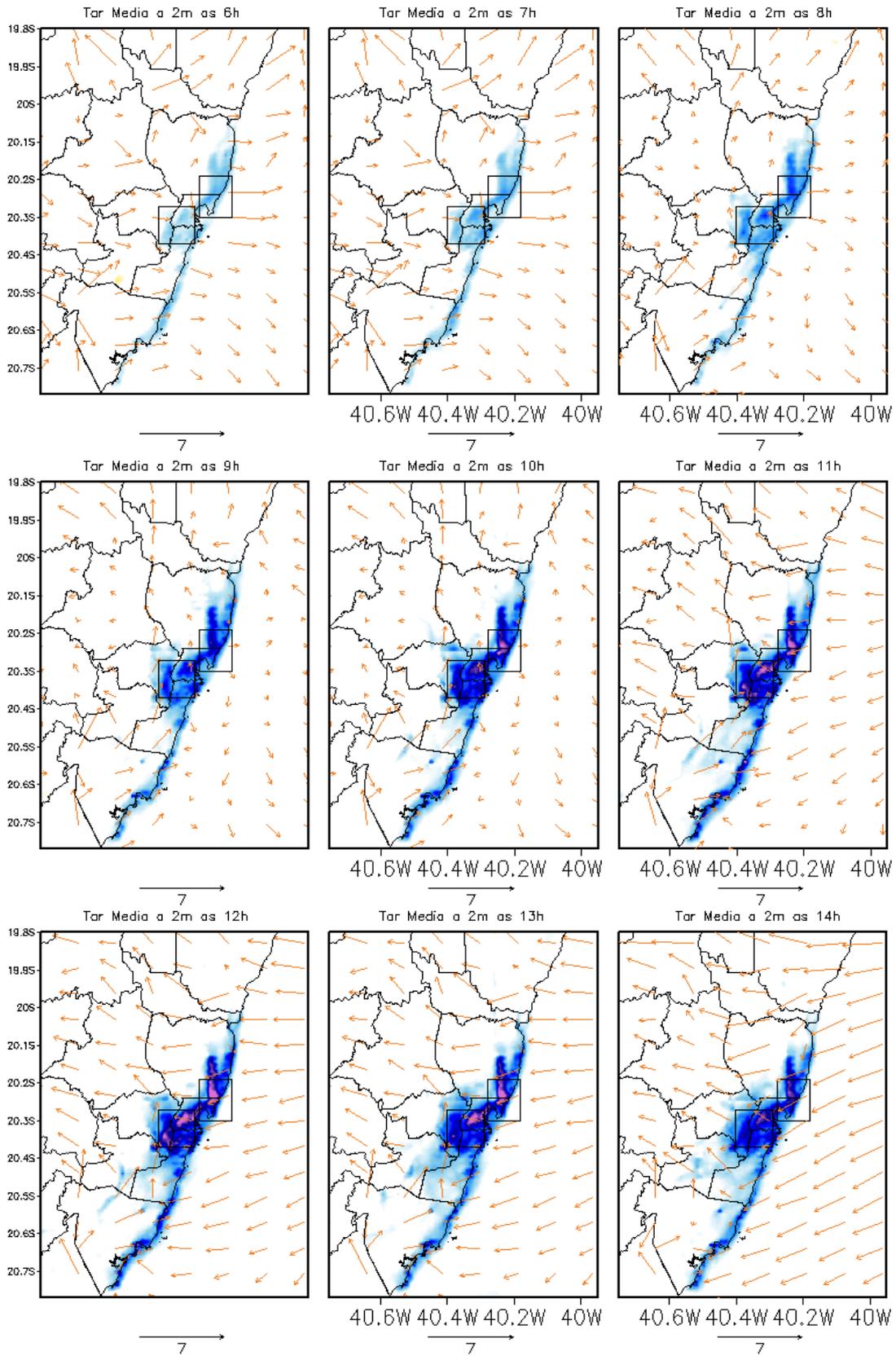
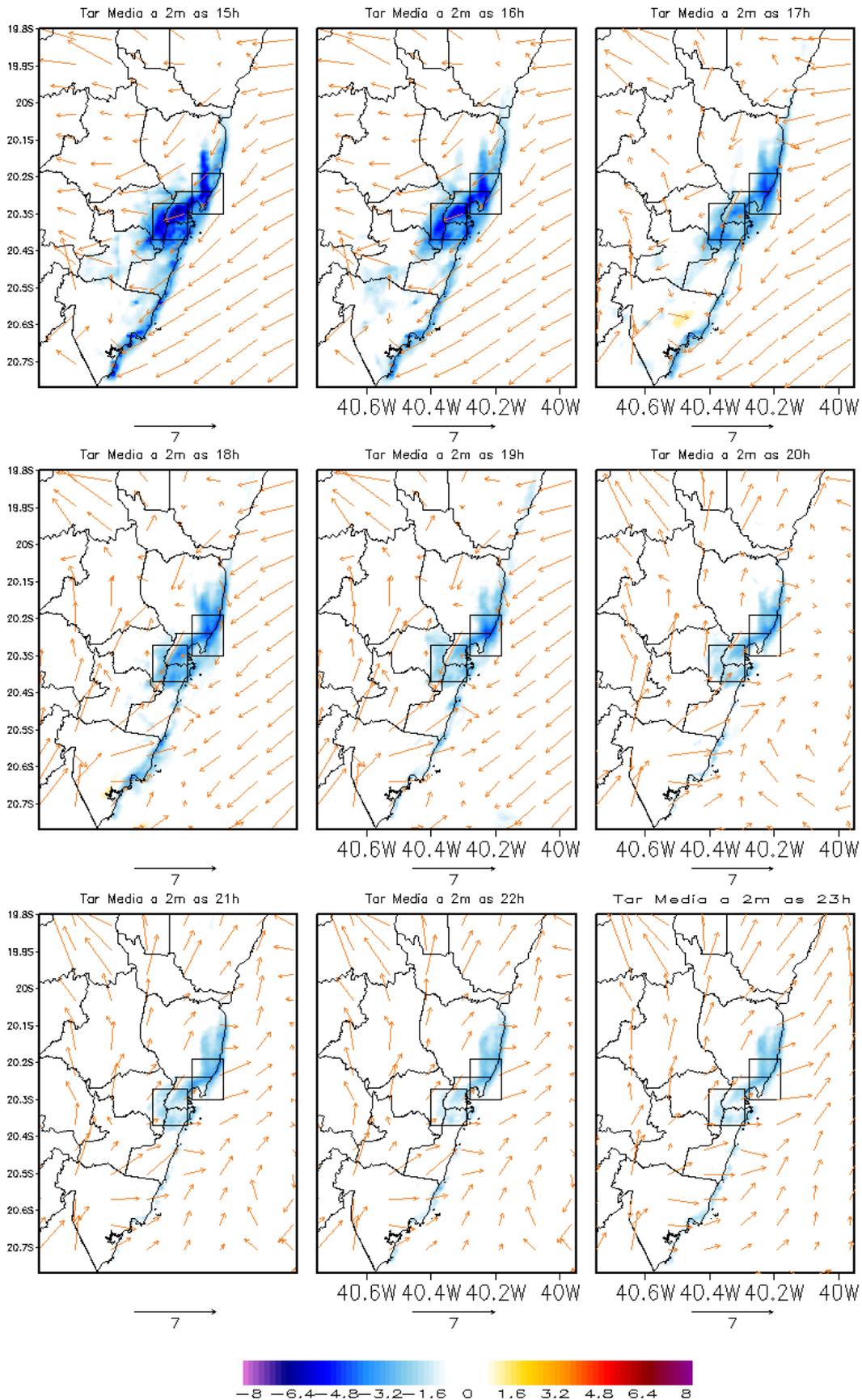


Figura 49 (Continuação): Ciclo diurno da diferença da Tar2m (°C) e vento (m s⁻¹) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade , entre as 0h e 23h.



Fig

ura 49 (Continuação): Ciclo diurno da diferença da Tar_{2m} (°C) e vento (m s⁻¹) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h.



As áreas urbanas com os usos “industrial”, “comercial” e “transporte” ao norte da RMGV (retângulo superior da [Figura 49](#)), com fornos e galpões industriais, e aqueles com “alta intensidade residencial” ao sul da RMGV (retângulo inferior, próximo ao centro da [Figura 49](#)), apresentam as maiores diferenças de temperatura do ar do ar a 1 ou 2 metros, entre os experimentos Vegetação e Cidade. As diferenças de temperatura do ar mais elevadas nestas duas áreas ao sul e ao norte da RMGV devem estar relacionadas com as propriedades físicas dos materiais que compõem o uso e cobertura delas. O aumento da absorção de radiação solar pelas características físicas do material (como concreto, asfalto, entre outros), o saldo positivo de calor sensível e fontes antropogênicas (ar condicionado, altos fornos e circulação de veículos entre outros) podem também contribuir para o saldo positivo de calor. Em relação às diferenças de temperatura do ar em toda a área da RMGV, estas duas áreas ao sul e ao norte da RMGV contribuem significativamente pois apresentam grande extensão. A interação com a atmosfera proveniente de áreas com outros usos e coberturas do solo na RMGV faz com que a mistura vertical média diminua em relação àquela observada apenas nas áreas ao sul e ao norte da RMGV. Nas áreas onde a macha urbana é menos intensa, onde há mais áreas verdes, tanto dentro quanto fora das cidades, como as Áreas de Proteção Ambiental Permanente, Reserva Natural de duas Bocas, Morro da Fonte Grande, Morro do Moreno e da Penha, regiões altas de Viana e Guarapari, regiões de fragmentos florestais, bem como, próximas a corpos d’água, a diferença de temperatura do ar entre os experimentos Vegetação e Cidade é bem pequena ou quase inexistente.

Ao observamos a evolução horária da T_{ar2m} no Parque Industrial (ao norte da RMGV), na Grande Maruípe (centro da RMGV) e em Campo Grande (ao sul da RMGV), verificamos que a diferença entre os dois experimentos, Vegetação e Cidade, pode ser ainda maior do que o valor médio para todo o período (5°C - 6°C) ([Figura 50](#)). Os dias 29, 30 e 31 de outubro de 2017 antecederam a entrada de uma frente fria sobre a RMGV, com forte atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, causando subsidência do ar e impedindo a formação de nuvens, apresentando ventos moderados e temperatura do ar relativamente elevada. As maiores diferenças da temperatura do ar entre os experimentos Vegetação e Cidade para a RMGV ocorreram nestes dias de maior estabilidade atmosférica. Além da vegetação contribuir para o decréscimo da temperatura em relação ao uso e cobertura atual da

RMGV, contribui para que a amplitude térmica diurna não seja muito grande, tal como observado nos resultados para o experimento Cidade. Na escala horária, as maiores diferenças de temperatura do ar entre os dois experimentos foram observadas nos horários em que há maior aquecimento solar, chegando a 18°C na Grande Maruípe (Figura 50). A passagem frontal sobre a RMGV faz com que as diferenças de temperatura do ar entre os dois experimentos tendam a diminuir, voltando a aumentar nos últimos dias de simulação, especialmente no Parque Industrial, área onde os processos industriais predominam.

Figura 50: Evolução horária da temperatura do ar a 2 m (°C) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00 HL, 29/10/2017 e 23 HL, 03/11/2017.

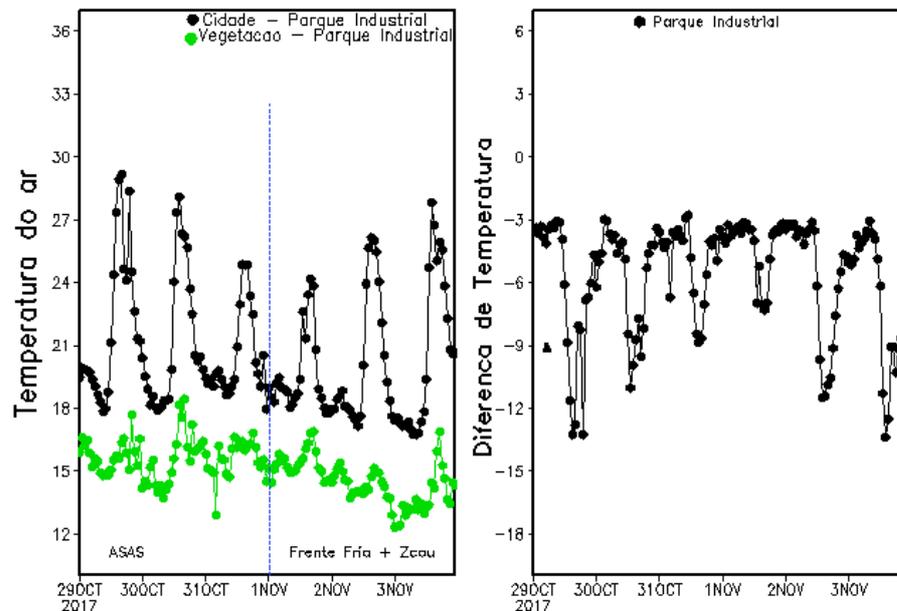
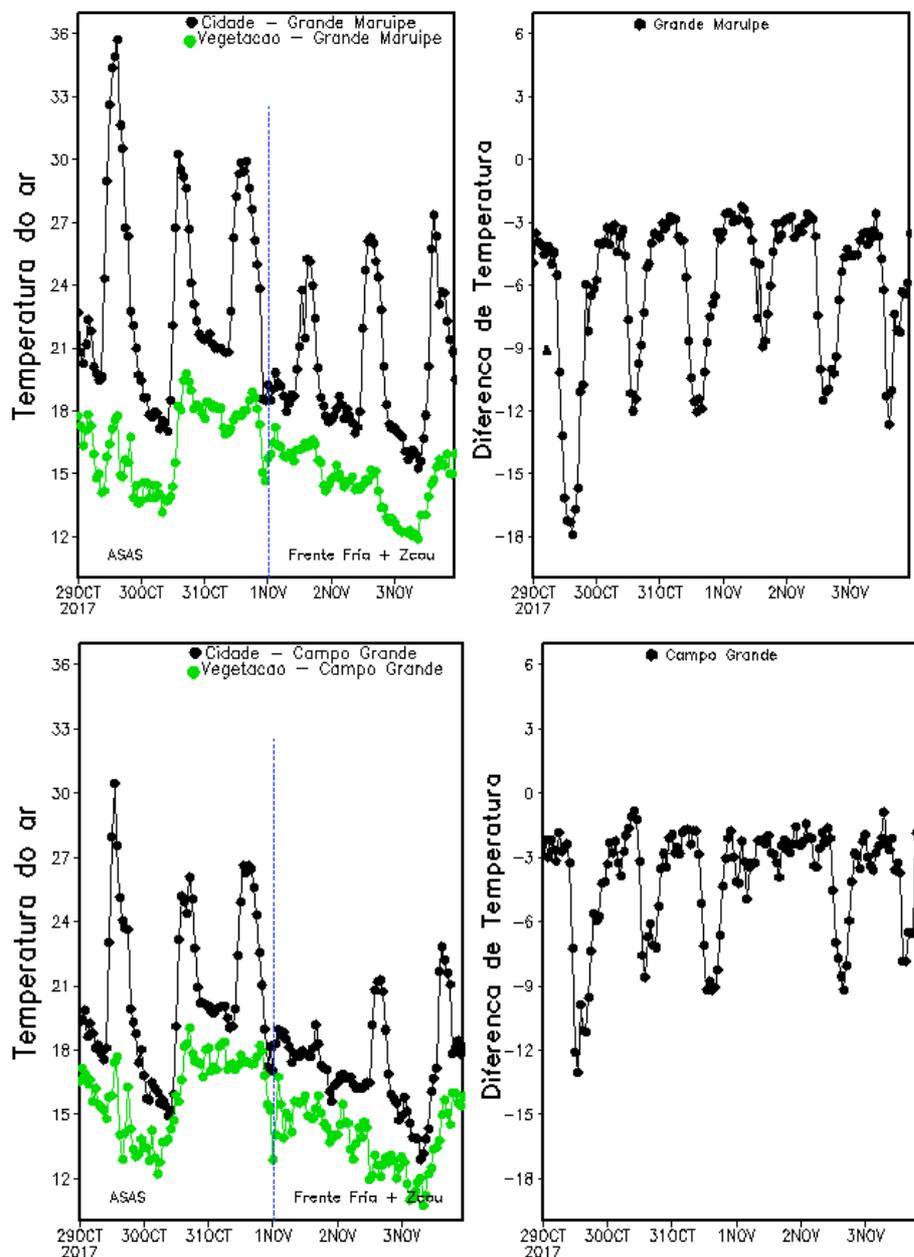


Figura 50 (Continuação): Evolução horária da temperatura do ar a 2 m (°C) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00 HL, 29/10/2017 e 23 HL, 03/11/2017.

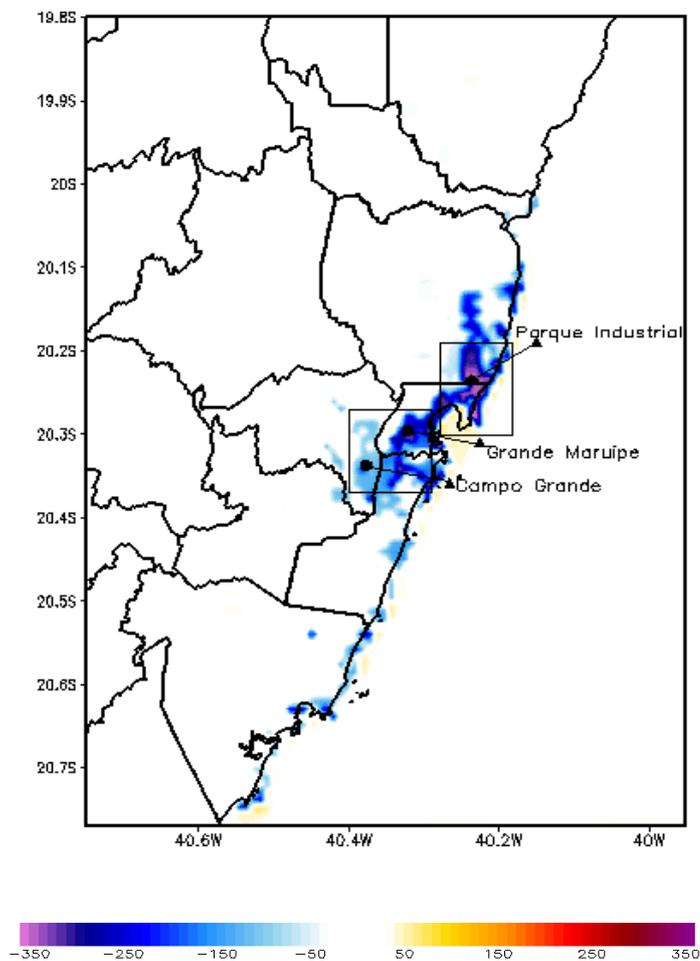


A análise da distribuição espacial da diferença entre o fluxo de calor sensível simulado nos dois experimentos, VEGETAÇÃO e CIDADE, indica que toda a RMGV apresenta valores significativos negativos no período considerado (Figura 51). Os maiores valores de diferença do fluxo de calor sensível de até 350 W m^{-2} , são observados no Parque Industrial e os menores, 25 W m^{-2} , em Fundão. Os maiores

(menores) valores do fluxo de calor sensível são simulados para o experimento CIDADE (VEGETAÇÃO), no qual o uso e cobertura do solo representam as condições atuais (hipotéticas de vegetação, floresta de Mata Atlântica). Sem a cidade, o fluxo de calor sensível seria até 350 W m^{-2} menor do que o simulado para as condições atuais de uso e cobertura do solo na RMGV.

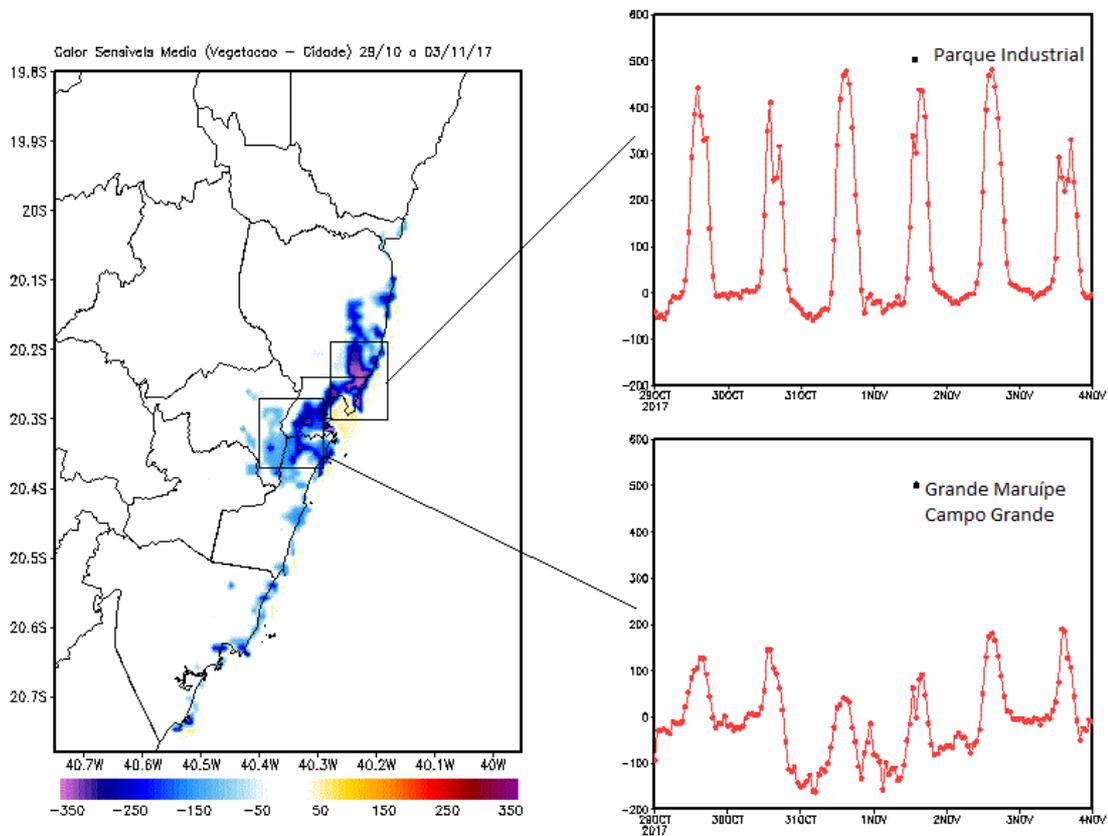
Os municípios de Serra, Vitória e norte de Vila Velha apresentam as maiores diferenças de fluxo de calor sensível, variando entre 100 e 450 W m^{-2} . Os municípios de Cariacica e Guarapari também apresentam diferenças no fluxo de calor sensível, variando entre -50 e 200 W m^{-2} , sendo, porém, menores do que os simulados para Serra, Vitória e norte de Vila Velha. As maiores diferenças nos valores do fluxo de calor sensível estão associadas às áreas com alta densidade residencial, comercial e industrial, o que acarreta maior aquecimento da superfície e da atmosfera local.

Figura 51: Diferença média de calor sensível entre os experimentos Vegetação e Cidade, entre 0 h, 29/10/2017 e 23 h, 03/11/2017, tal como simulado pelo WRF-BEP.



O Parque Industrial, localizado no setor norte da RMGV, é a região com a maior fluxo de calor sensível, provavelmente devido às características de uso e cobertura da terra. Tanto durante o dia como à noite, o fluxo de calor sensível no Parque Industrial é superior ao observado na Grande Maruípe (centro) e em Campo Grande (sul da RMGV), conforme [Figura 52](#). Nota-se que durante a influência da frente fria, dias 31/10/2017 e 01/11/2017, a produção de calor sensível foi superior no Parque Industrial, comparando-se com a outras localidades, conforme apresentado na [Figura 52](#). Também, observa-se que Maruípe e Campo Grande (aqui, analisados conjuntamente, pois, apresentaram valores semelhantes) são mais sensíveis a entrada da frente fria nestes dois dias. Nesse período, essas duas regiões, tiveram menor produção de calor sensível, desencadeando um menor aquecimento da atmosfera ([Figura 50](#)).

Figura 52: Diferença de Calor Sensível média (vegetação-cidade) entre 29/10/2017 às 0h e 03/11/2017 às 23h e série temporal para o Parque Industrial e Grande Maruípe e Campo Grande. Escala e cores em W/m^2 .



A análise da evolução horária da diferença do fluxo de calor sensível em superfície entre os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE indica que os maiores

valores são observados no período diurno, entre 9h e 16h, assim como o observado para os valores de temperatura do ar a 2 m ([Figura 49](#), [Figura 50](#)). Tal fato pode ser explicado pelos valores mais baixos de capacidade térmica dos materiais característicos do uso e cobertura do solo em condições atuais, como concreto, asfalto, entre outros, em relação à capacidade térmica da vegetação.

No período noturno, a diferença do fluxo de calor sensível também é negativa entre os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE, porém, menos intensa do que durante o dia. Os valores negativos durante à noite podem ser explicados pela liberação de calor em forma de radiação de ondas longas (ROL). A região urbana da RMGV, com suas fontes antropogênicas, como ar condicionado, materiais de construção e asfalto, continuam liberando calor durante à noite, sendo a maior parte dessa energia usada para o aquecimento da atmosfera. Constatações semelhantes a estas são feitas nas pesquisas de Ma et al. (2017), Tao et al. (2013), Takahashi et al. (2011), Kusaka e Kimura (2004), Freitas e Silva Dias (2004) e Yoshikado (1992), em estudos sobre os efeitos da urbanização na formação da ilha de calor.

Durante a noite, o fluxo de calor sensível da superfície para a atmosfera continua positivo pela liberação do calor armazenado no solo durante o dia ([Figura 53](#)). Além do fluxo calor sensível, o balanço de energia em superfície é constituído também pela emissão de radiação de onda longa (balanço de energia = saldo de OC + saldo de OL + calor sensível + calor latente), que vão contribuir para a definição da temperatura em superfície. O aquecimento contínuo das camadas baixas da atmosfera pelo transporte de calor (transporte turbulento) é extremamente importante para o crescimento da ilha de calor noturna, o que é típico de ambientes urbanos (ROJAS, 2017).

Figura 53: Ciclo diurno da diferença de calor sensível ($W m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade , entre as 0h e 23h

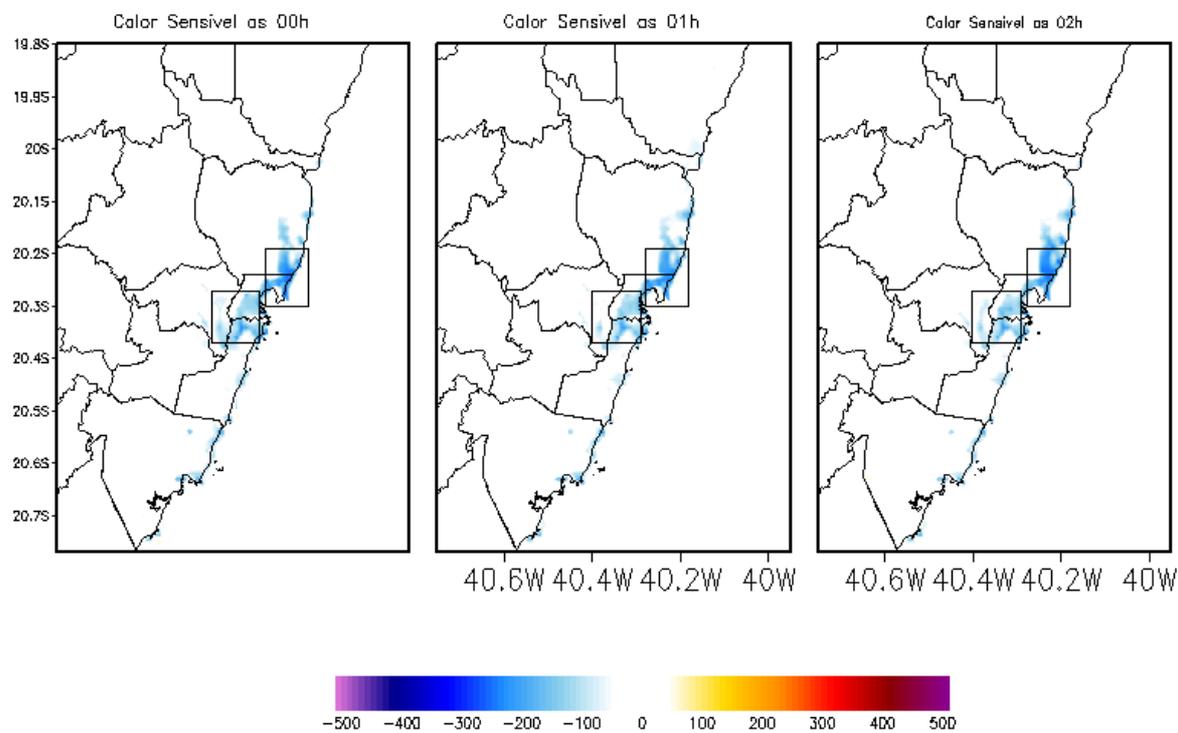


Figura 53 (Continuação): Ciclo diurno da diferença de calor sensível ($W m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h.

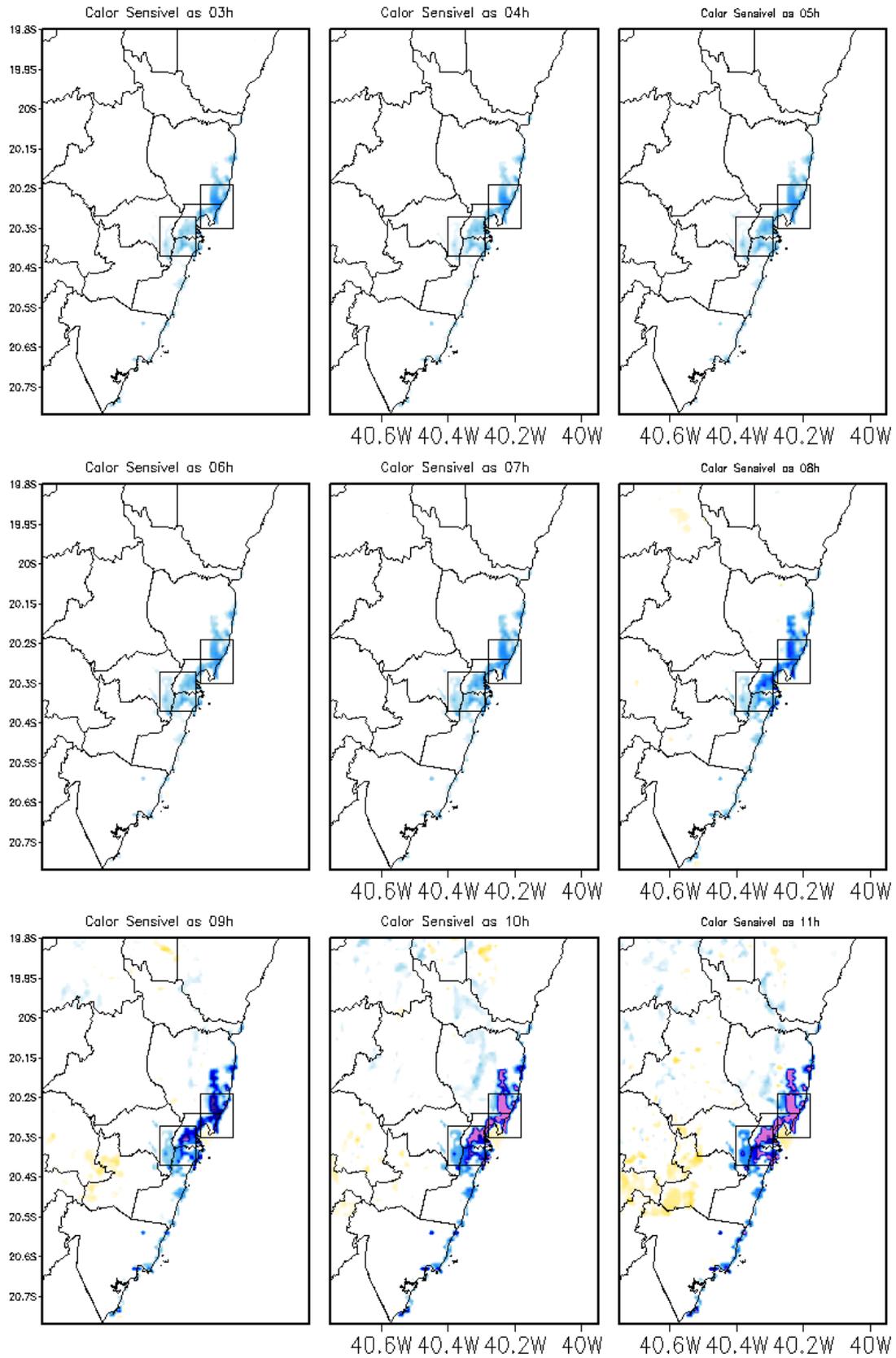


Figura 53 (Continuação): Ciclo diurno da diferença de calor sensível ($W m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h

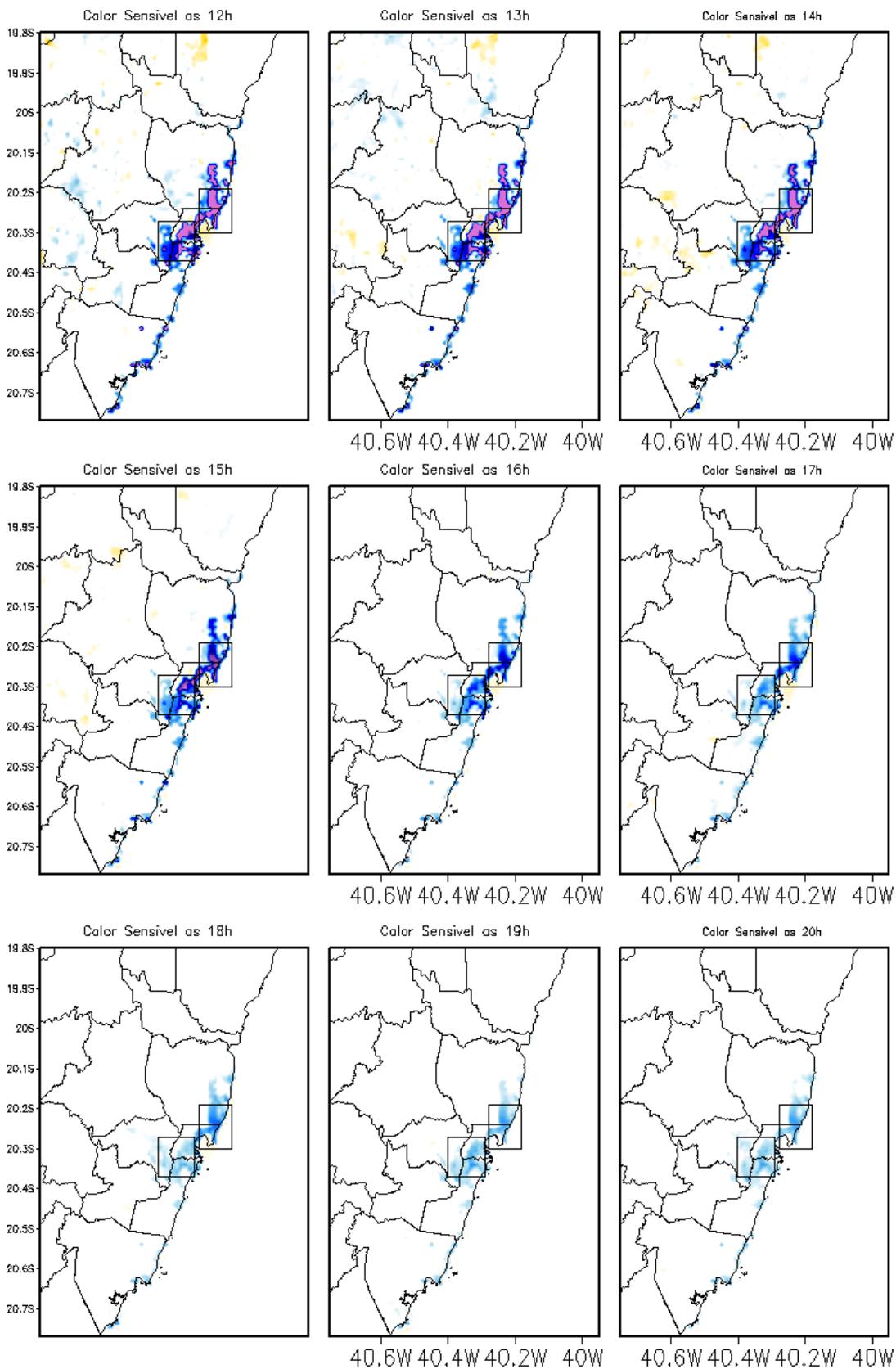
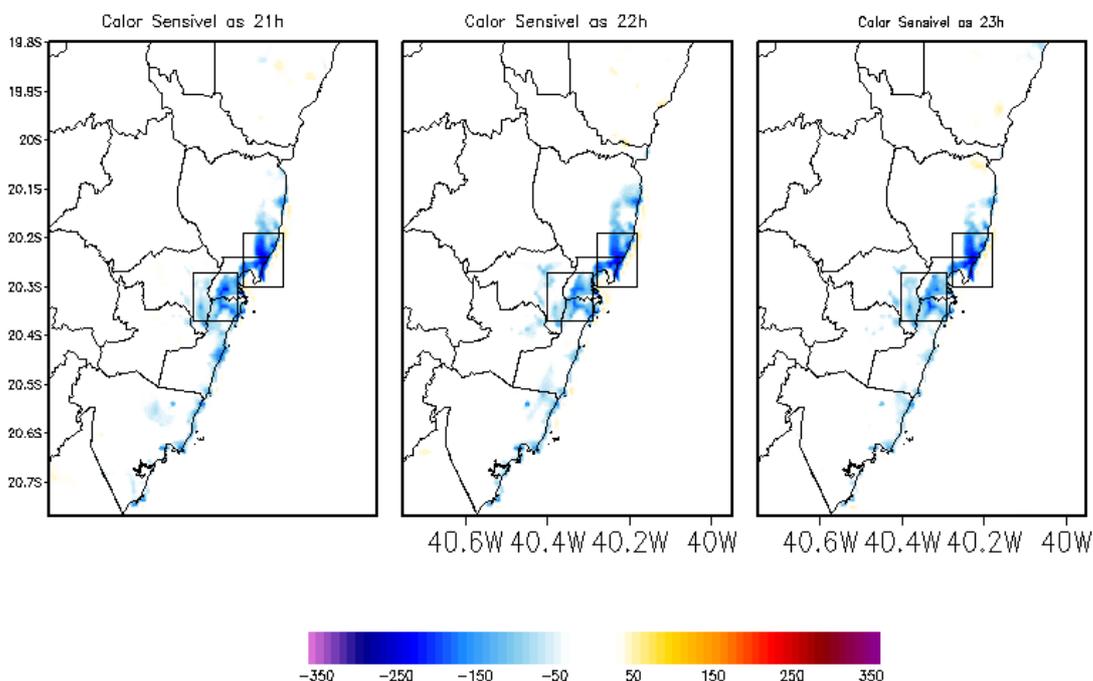
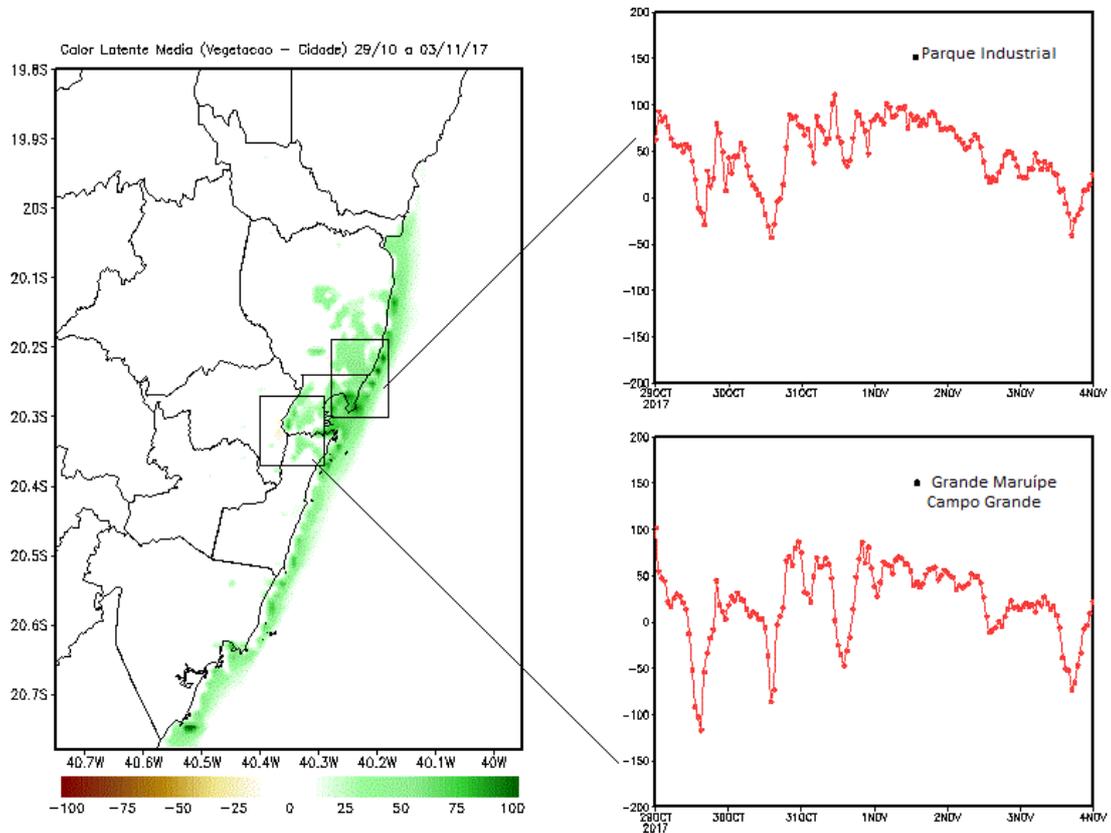


Figura 53 (Continuação): Ciclo diurno da diferença de calor sensível ($W m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h.



A diferença média entre o fluxo de calor latente simulado nos experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE é sempre positiva em toda a RMGV e áreas adjacentes, em torno de $100 W m^{-2}$ para o período de análise, conforme [Figura 54](#). Este resultado é observado uma vez que a cobertura vegetada confere maior quantidade de umidade em relação à superfície atual considerada no experimento CIDADE. Os valores da diferença do fluxo de calor latente em superfície entre os experimentos realizados variaram entre $-25 W m^{-2}$ e $-120 W m^{-2}$, para a áreas da RMGV. Em um estudo para RMSP, Gouvêa (2007) verificaram que o fluxo de calor latente aumentou em até $280 W m^{-2}$ entre simulações com solo vegetado e puramente urbano, condição que favoreceu a estabilização atmosférica. A evolução temporal da diferença do fluxo de calor latente apresenta um aspecto distinto daquele apresentado pelo fluxo de calor sensível ([Figura 51](#)).

Figura 54: Diferença de Calor Sensível média (vegetação-cidade) entre 29/10/2017 às 0h e 03/11/2017 às 23h e série temporal para o Parque Industrial e Grande Maruípe e Campo Grande. Escala e cores em W/m^2 .



Verificamos que no período anterior à entrada da frente fria, 28/10/2017 a 31/10/2017, a diferença do fluxo de calor latente simulado nos dois experimentos, VETAÇÃO e CIDADE, apresenta amplitude diurna muito mais pronunciada do que a diferença após a passagem frontal, dias 01/11/2017 a 03/11/2017 (Figura 54), indicando valores negativos para a diferença, ou seja, que o fluxo de calor latente para o experimento CIDADE é maior do que o simulado para o experimento VETAÇÃO. A evolução horária da distribuição da diferença do fluxo de calor latente simulado nos dois experimentos indica valores negativos para os horários de maior aquecimento diurno, entre 09 HL e 15 HL (Figura 55). Os resultados de valores negativos da diferença entre os fluxos de calor latente simulados nos dois experimentos tanto na escala diurna (Figura 55) quanto na escala diária (Figura 54)

podem estar associados a menores valores do fluxo latente simulados pelo experimento VEGETAÇÃO devido ao estresse hídrico sofrido pela vegetação provocado tanto por maior estabilidade atmosférica (por exemplo, no período pré-frontal) ou por maior aquecimento diurno. Na média para todo o período, o fluxo de calor latente aumenta e o fluxo de calor sensível diminui com o aumento de vegetação, sendo verificado o comportamento contrário quando o uso do solo é do tipo urbano (experimento CIDADE), o que induz a formação e intensificação da ilha de calor urbana.

A vegetação em região de climas tropical funciona como moderador de temperatura (ROTH,2007), ao observarmos a temperaturas nessas regiões onde houve o incremento do calor latente, com o cenário vegetação, verifica-se uma redução da temperatura. Em síntese, a presença da cidade da RMGV, fará com que o fluxo de calor latente seja suprimido, enquanto os fluxos de calor sensível serão armazenados, isso resultará em maior aquecimento do ar e culminando no efeito ilha de calor urbana.

Figura 55: Ciclo diurno da diferença de calor latente ($W\ m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h.

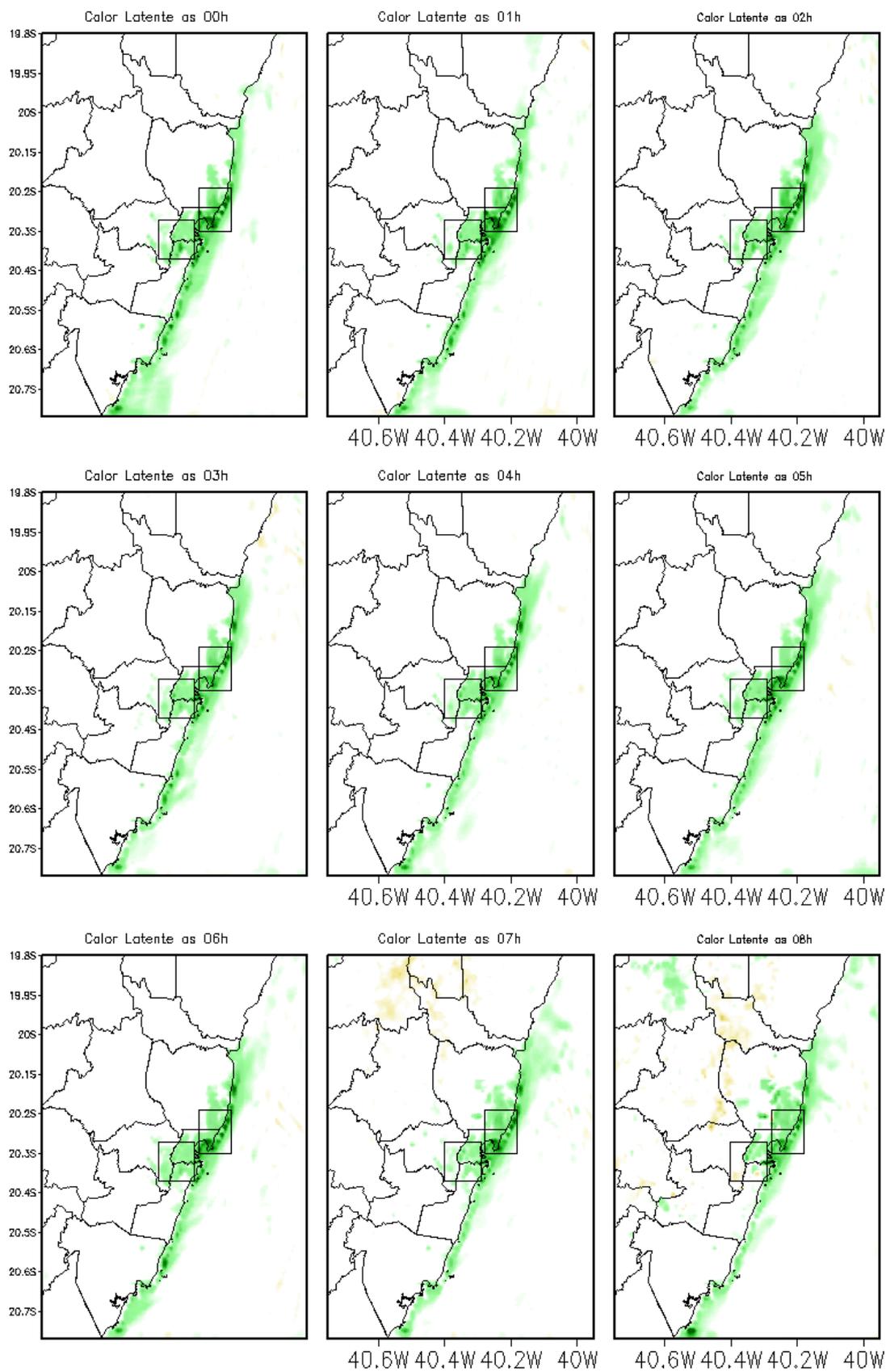


Figura 55 (Continuação): Ciclo diurno da diferença de calor latente ($W m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h.

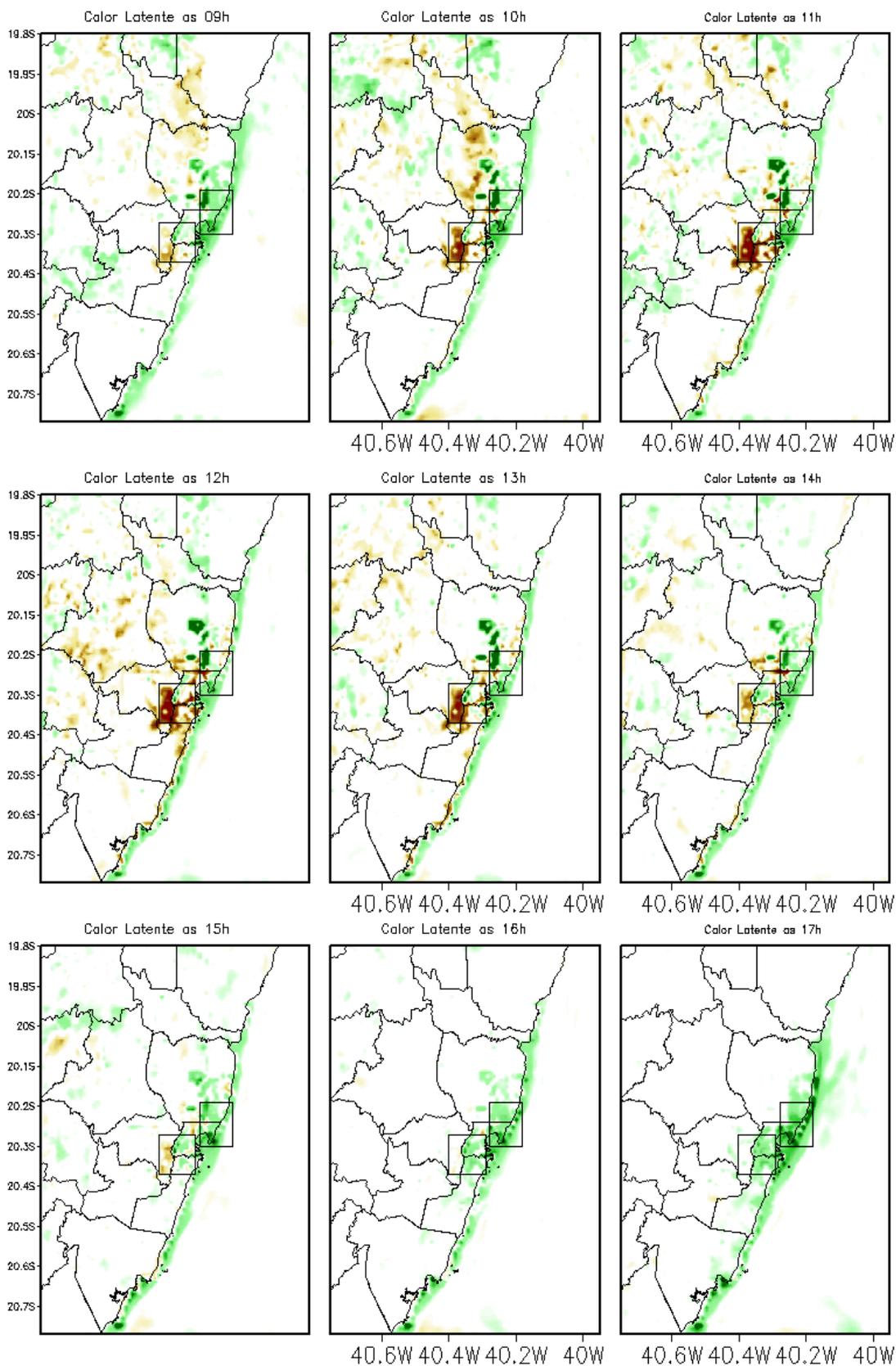
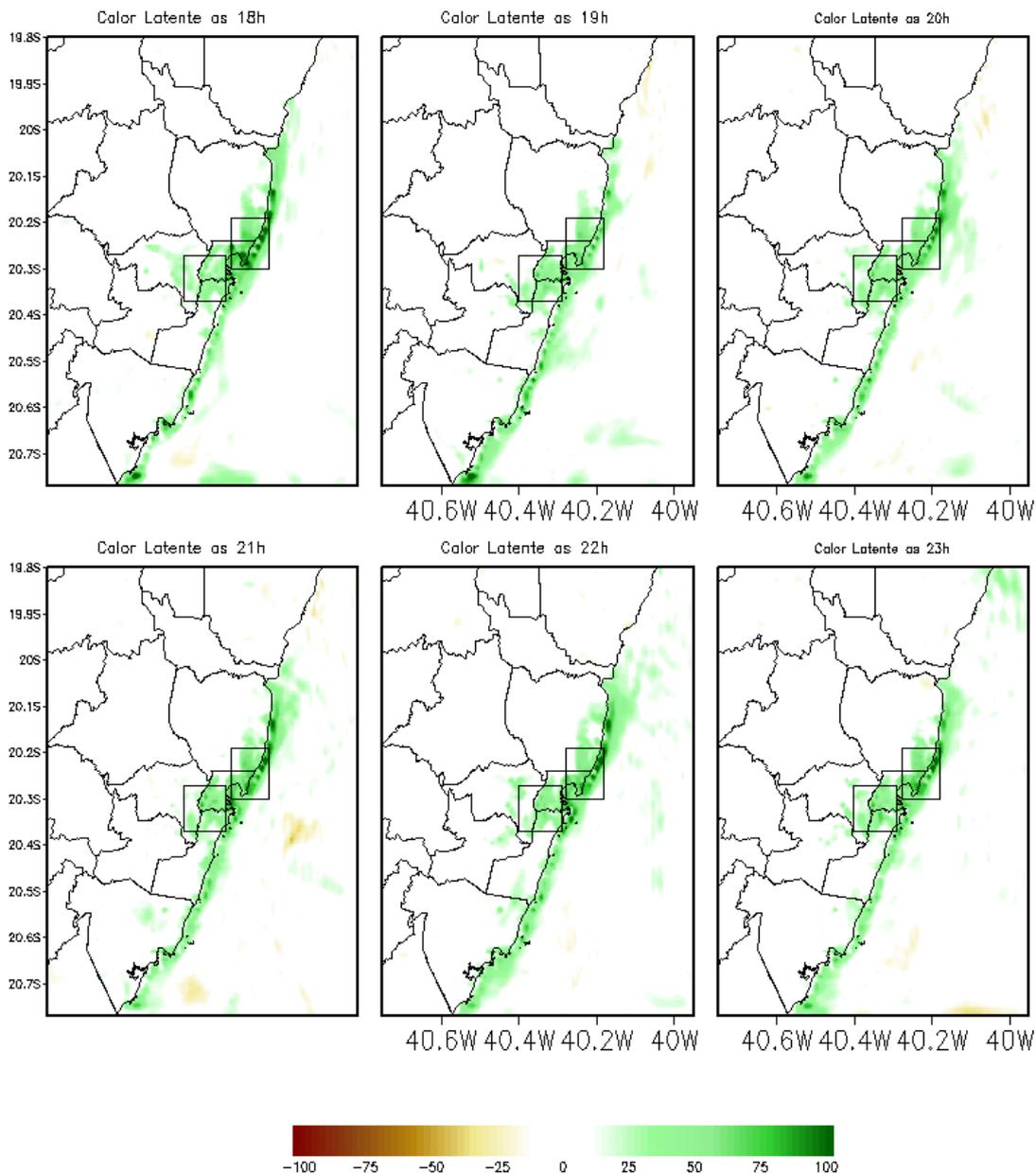


Figura 55 (Continuação): Ciclo diurno da diferença de calor latente ($W m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h.



A razão entre fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, definida como razão de Bowen, indica se uma área está mais aquecida ou mais úmida. A [Figura 56](#), apresenta a média da diferença da razão de Bowen (RB) para o período de 29/10/2017 a 03/11/2017 para o período diurno. As regiões do Parque Industrial e Grande Maruípe e Campo Grande, na RMGV, apresentam padrões bem definidos da razão de Bowen entre os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE, para o período considerado. Áreas ao norte da RMGV, caracterizadas pelo uso do solo

“industrial/comercio/transporte”, com destaque para o Parque Industrial e Carapina, na Serra, e o leste do município de Vitória, indicam a maior diferença da razão de Bowen entre os experimentos VETAÇÃO e CIDADE, evidenciando maior impacto pela substituição por solo vegetado (Figura 56). O uso do solo urbano na localidade ao norte da RMGV provê um incremento de até 10 vezes na razão de Bowen em relação ao simulado para o uso vegetado, como mostrado na Figura 56. O calor sensível disponível nas regiões com uso do solo urbano é usado na circulação atmosférica local, contribuindo para a formação de ilha de calor urbana, comportamento típico de regiões urbanas, tal como menciona Freitas e Silva (2005).

Figura 56: Ciclo diurno da diferença da Razão de Bowen ($W m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h.

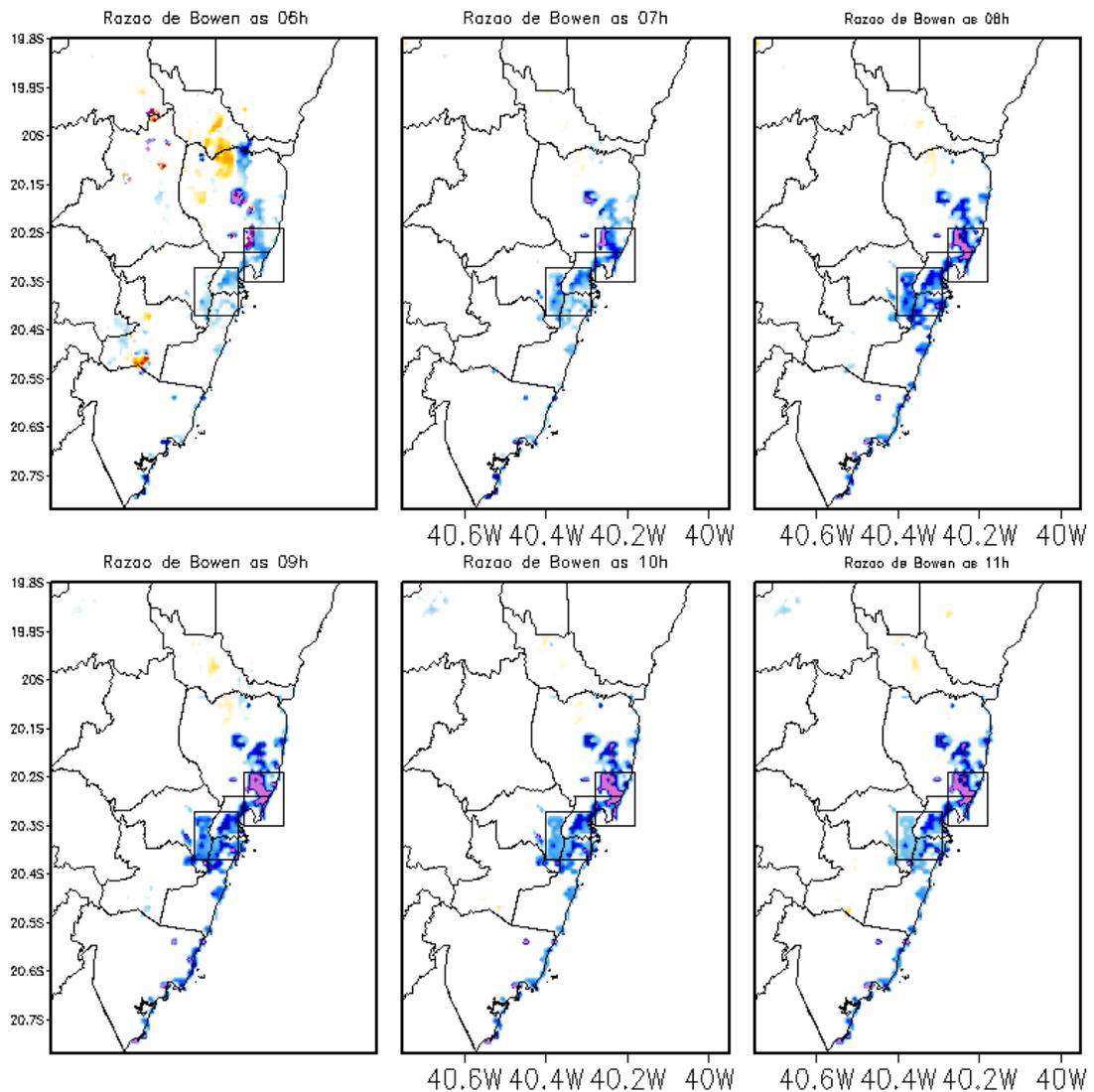
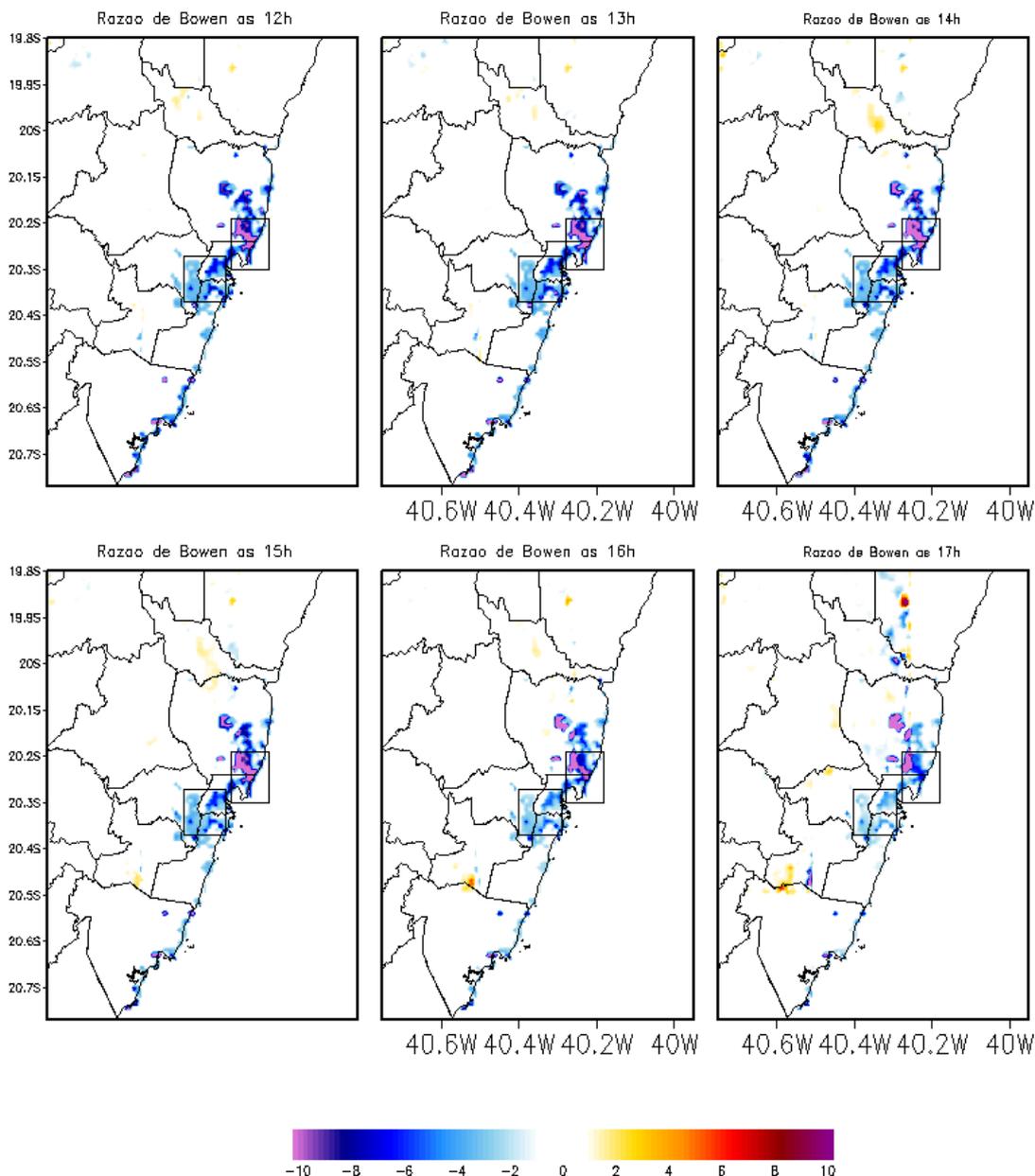


Figura 56 (Continuação): Ciclo diurno da diferença da Razão de Bowen ($W m^{-2}$) simulados com os experimentos Vegetação e Cidade, entre as 0h e 23h.



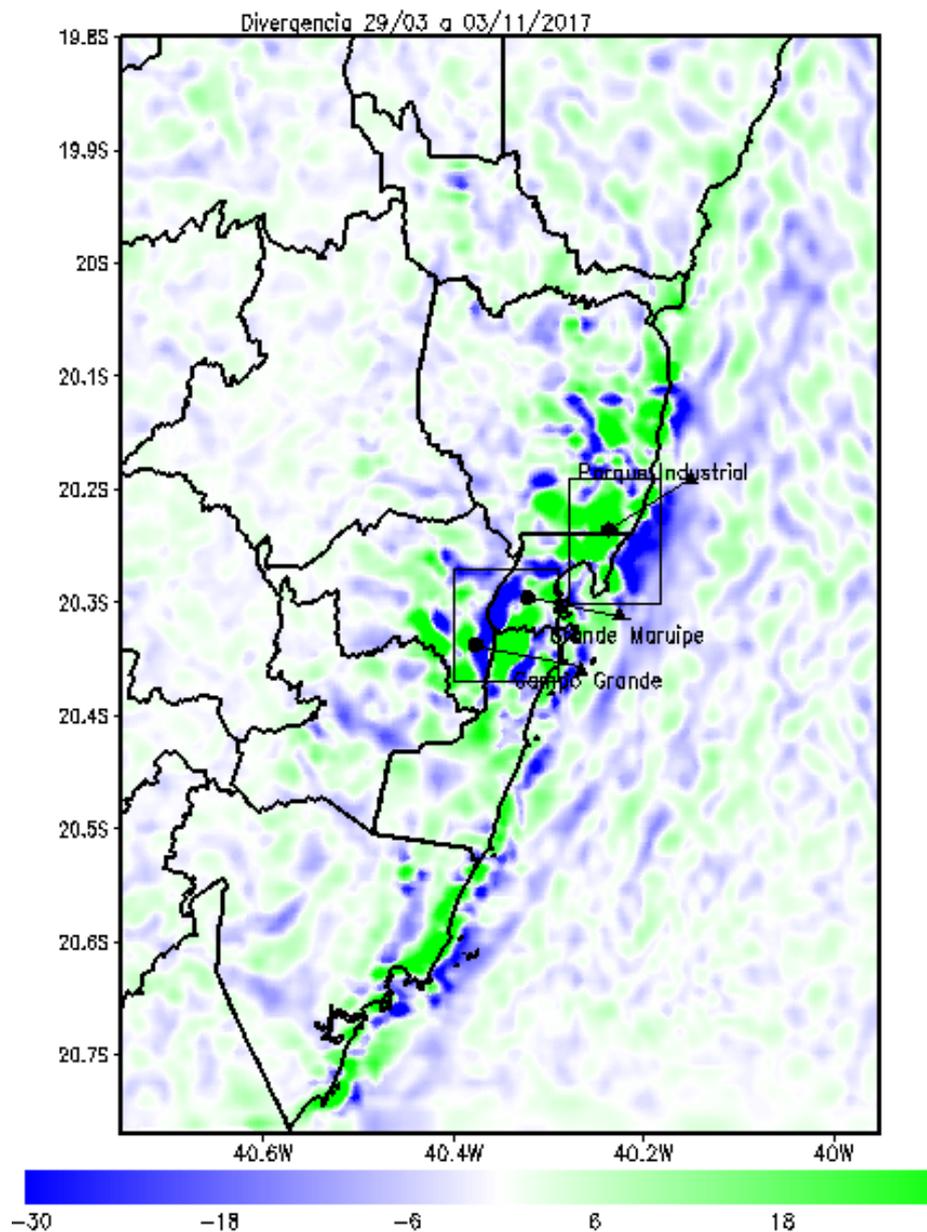
A evolução diurna da diferença da razão de Bowen, tal como simulado pelo WRF-BEP ([Figura 56](#)), mostra valores da razão de Bowen de até 10 nos horários de maior magnitude térmica na RMGV, o que corrobora as preposições teóricas de Ferreira et al. (2012) e de Loridan e Grimmond (2010), que afirmam que para regiões urbanas desenvolvidas a razão de Bowen é maior que 4.

A diferença do campo de divergência de massa do vento horizontal de superfície, para as o dia 30/10/2017 das 00 (HL) às 23:00 (HL), são apresentadas na [Figura 57](#). Observe-se que próximo a região de Campo Grande, mais

especificamente nos limítrofes entre os municípios, Leste de Cariacica, Oeste de Vila Velha e Sul de Vitória, região praticamente conurbada, houve um incremento da divergência do ar. Na região do Parque industrial é possível ver a divergência dos ventos, entretanto, menos intensa do que a região supracitada. Na parte costeira observa-se uma leve zona de convergência, tal constatação, segundo Takahashi; Mikami; Takahashi (2011), é devido à presença da cidade, no caso a ilha de calor. Conforme descrito por Freitas e Silva Dias (2005), esse comportamento é esperado em áreas urbanizadas.

Na [Figura 57](#), em destaque as áreas que apresentam as maiores diferenças no campo de divergência.

Figura 57: Diferença média no campo de divergência ao nível da superfície para RMGV entre os dias 29/10 às 0h e 03/11/2017 às 23h. O preenchimento verde indica divergência e o azul, convergência. Escala de Cores em 10^{-5} s^{-1} .



A diferença da divergência do ar sobre a região de Campo Grande, mais especificamente nos limítrofes entre os municípios, Leste de Cariacica, Oeste de Vila Velha e Sul de Vitória, região praticamente conurbada, é constante, porém, entre as 10h e 16h ela é mais intensa na presença do cenário CIDADE ([Figura 58](#)). Na Região da Grande Maruípe, no cenário CIDADE, a divergência é maior do que no cenário Vegetação, porém, menos intensa que na localidade de Campo Grande.

Observa-se na [Figura 58](#), que nos horários de maior intensidade da ICU, entre as 10h e 16h, onde há uma maior divergência horizontal do vento, nas localidades da Grande Maruípe e Campo Grande.

Na região do Parque Industrial, durante todos os dias analisados, 0h do dia 29 de outubro a 23h do dia 04 de novembro de 2017 ([Figura 58](#)), a divergência do ar foi menor no cenário Cidade. Esse resultado foi contrário ao que se esperava, pois, a presença das cidades, tendem a aumentar o campo de divergência nos níveis próximo a superfície aumentando a densidade do ar e pressão atmosférica. Uma condição que pode estar influenciando tal comportamento, pode ser a proximidade do Parque Industrial com o litoral, enquanto Grande Maruípe e Campo Grande são mais afastadas, o que pode estar acarretando uma maior mistura do ar. Próximo à superfície, a tendência local da temperatura do ar é mais influenciada pelos processos de advecção da temperatura, e fluxos de calor (principalmente de calor sensível), influenciando a advecção vertical da temperatura o que acaba repercutindo sobre a o campo de divergência do vento.

Figura 58: Evolução horária da divergência do ar ($10^{-4} S^{-1}$) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00 HL, 29/10/2017 e 23 HL, 03/11/2017.

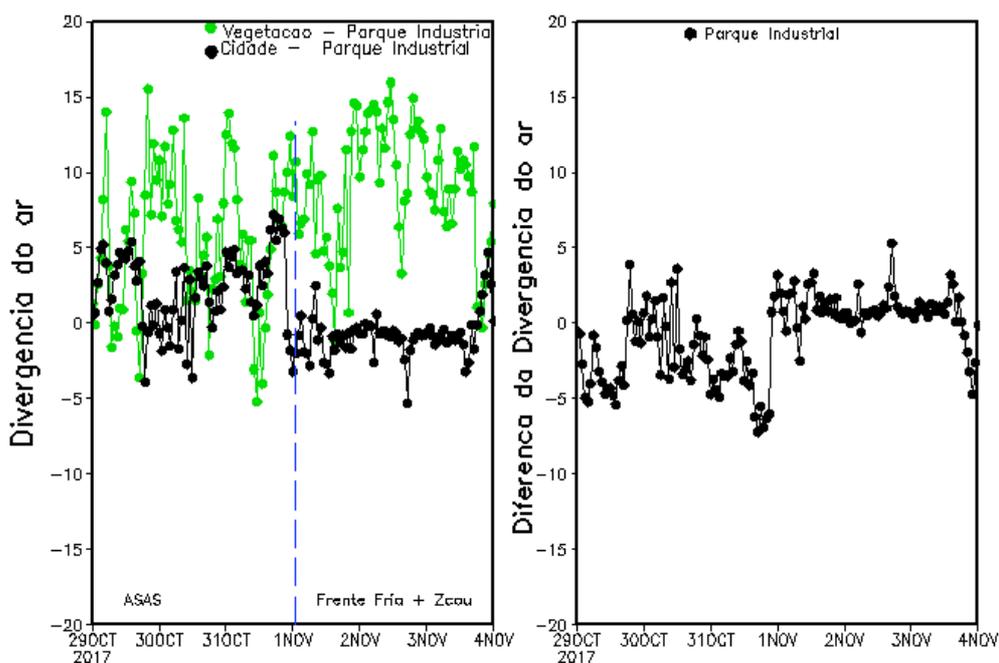
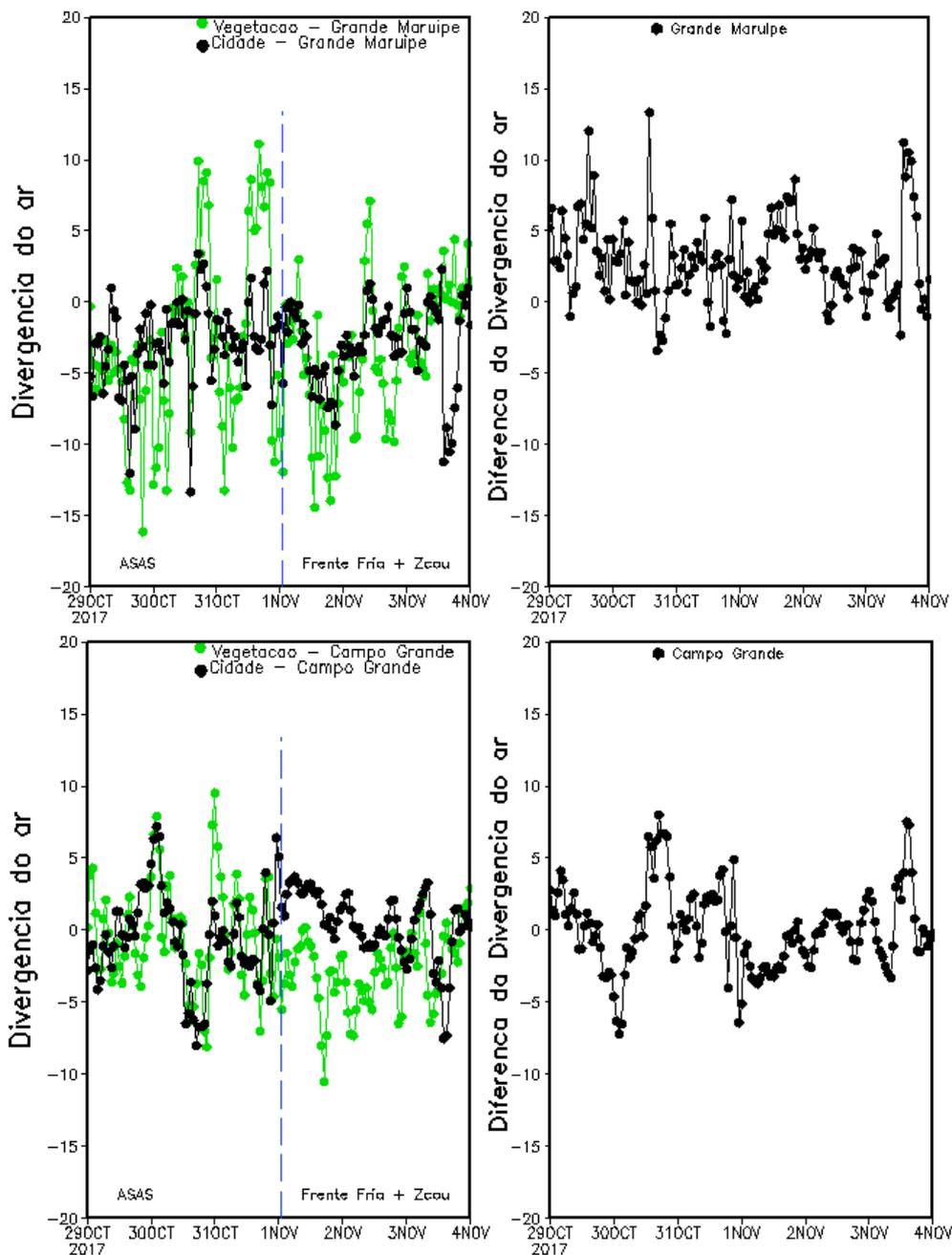


Figura 58: Evolução horária da divergência do ar (10^{-4} S^{-1}) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00 HL, 29/10/2017 e 23 HL, 03/11/2017



Na [Figura 59](#), é mostrando o comportamento da divergência do vento horizontal em superfície para os dias 29/10 e 30/11, dias que antecederam a passagem de uma frente fria sobre a área em estudo. Ao observarmos a [Figura 59](#), nota-se, no cenário CIDADE, aumento da divergência horizontal do vento, sobretudo nos horários 09h as 13h. Com isso, na qual a medida que a superfície terrestre se

aquece, as térmicas elevam-se e as células de convecção se formam (Figura 60). O movimento vertical resultante gera turbulência térmica, que aumenta com a intensidade do aquecimento superficial e o grau de instabilidade atmosférica. A turbulência térmica resultará em movimentos verticais devido ao aquecimento da superfície e subsequente elevação e subsidência do ar. O movimento vertical do vento (w) é dez (10) vezes mais intenso em Campo Grande (Figura 60), em relação ao Parque Industrial e Grande Maruípe.

Verifica-se nos cenários, onde há a presença da RMGV, padrões de escoamento convergente (Figura 59, Figura 60). Tal condição, pode favorecer a permanência da frente da brisa marítima sobre a cidade, pois, o efeito da ilha de calor, causará padrões convergentes do vento na borda da cidade, impedindo o escoamento da brisa. Segundo Yoshikado (1994), esse padrão é muito comum em cidades de áreas costeiras.

Figura 59: Evolução horária da divergência do ar ($10^{-4} S^{-1}$) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00h, 29/10/2017 e 03h, 31/10/2017. Valores positivos, ascensão do vento, valores negativos, subsidência do ar.

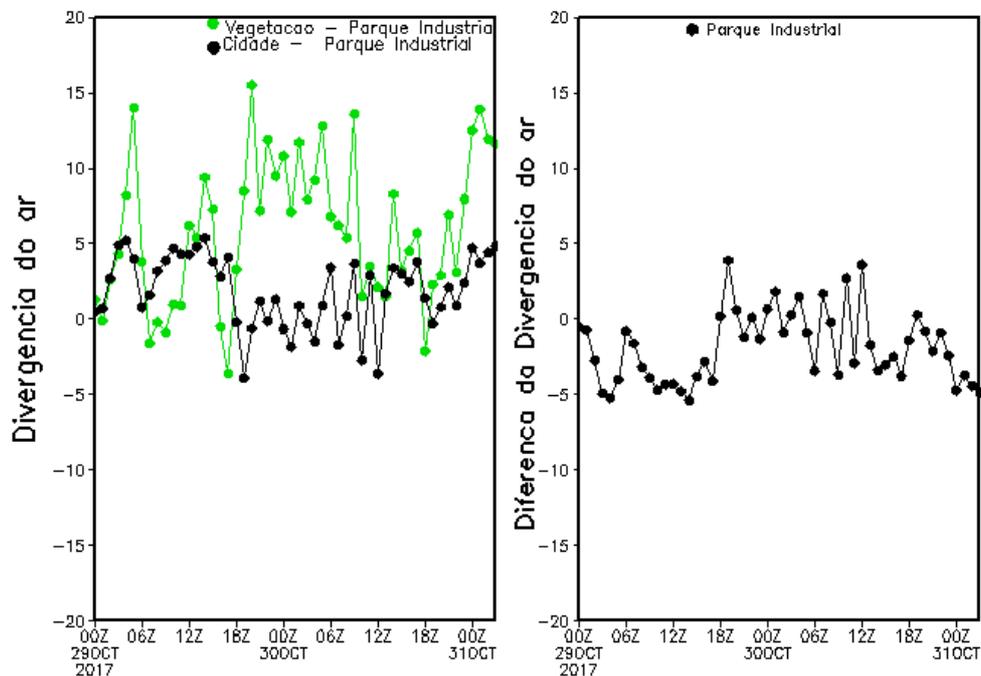


Figura 59 (Continuação): Evolução horária da divergência do ar ($10^{-4} S^{-1}$) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00h, 29/10/2017 e 03h, 31/10/2017.

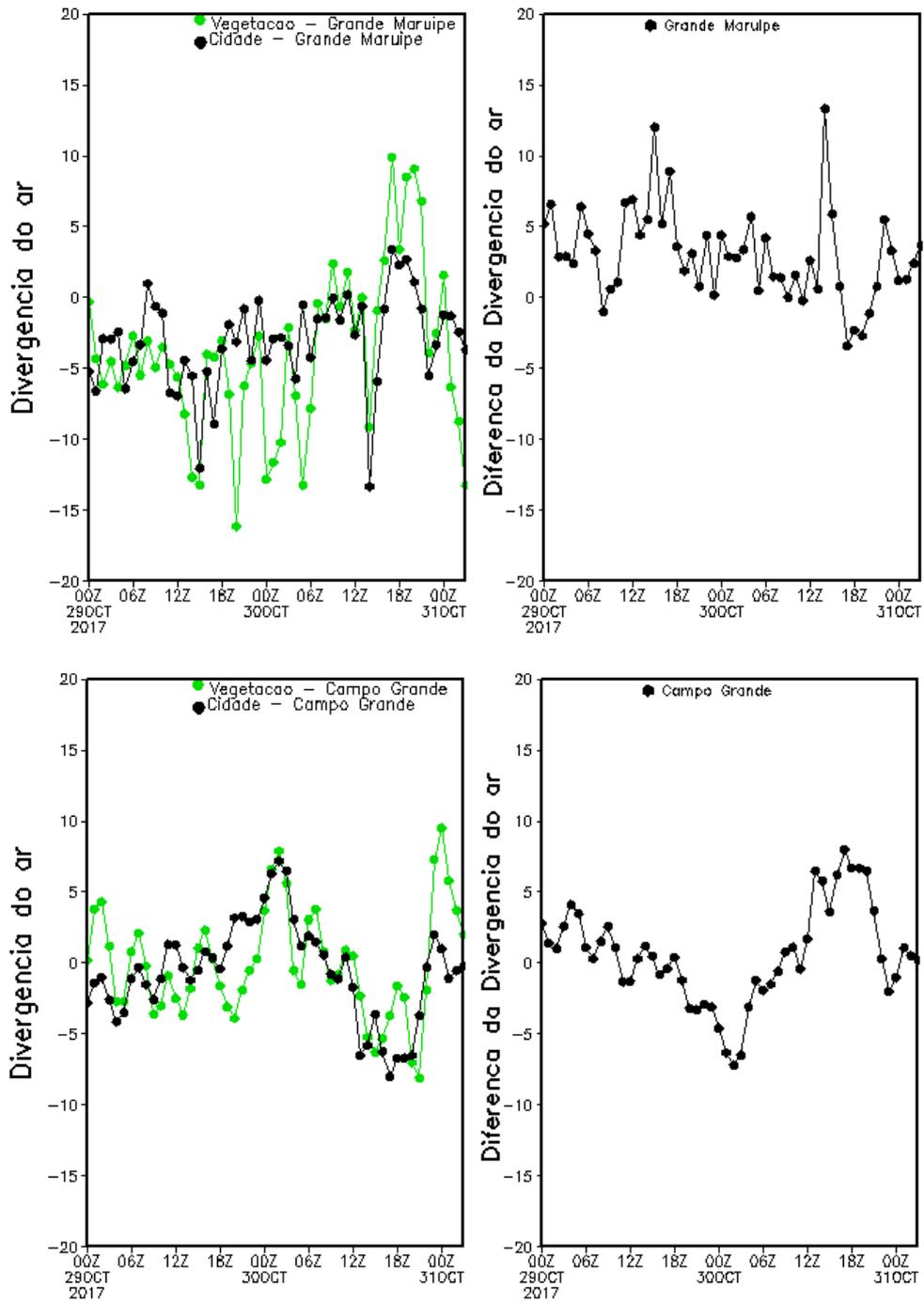


Figura 60: Evolução horária da componente vertical do vento (w) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00h, 29/10/2017 e 03h, 31/10/2017. Valores positivos, ascensão do vento, valores negativos, subsidência do vento.

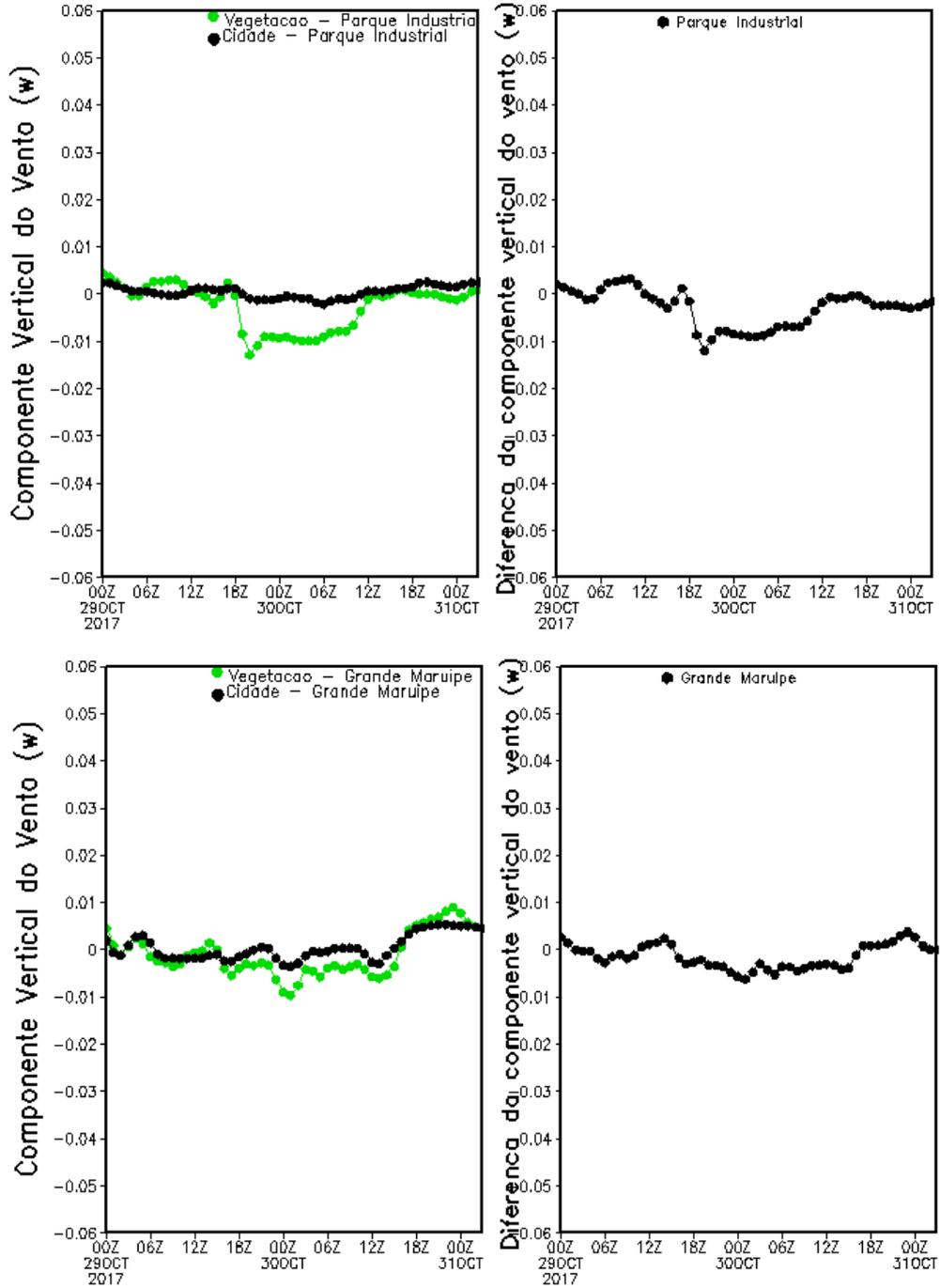
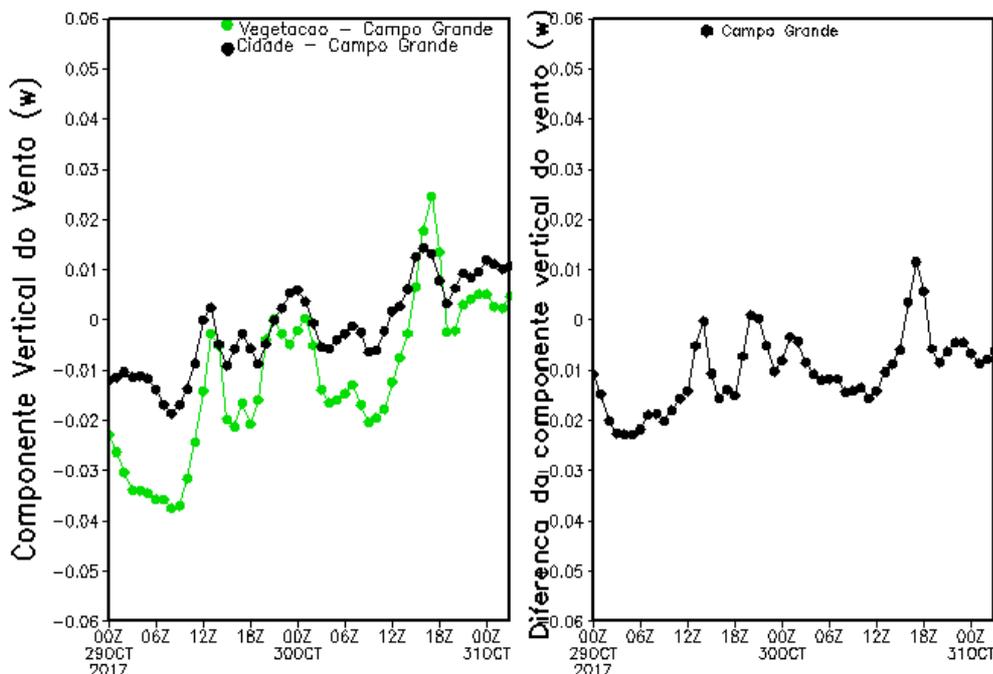


Figura 61: Evolução horária da componente vertical do vento (w) para os experimentos VEGETAÇÃO (curva verde) e CIDADE (curva preta) (gráfico à esq.) e a respectiva diferença (gráfico à dir.) em (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, entre 00h, 29/10/2017 e 03h, 31/10/2017. Valores positivos, ascensão do vento, valores negativos, subsidência do vento.



A seguir analisamos a evolução horária do vento horizontal na RMGV, no Parque Industrial, Grande Maruípe e Campo Grande, no decorrer do período considerado, para os dois experimentos numéricos realizados, VEGETAÇÃO e CIDADE (Figura 61). A maior diferença entre os dois experimentos é expressa com ventos mais intensos no experimento VEGETAÇÃO em relação aos simulados com o experimento CIDADE, o que pode ser resultado da maior rugosidade do terreno quando o uso da terra é urbano, composto em boa parte, por áreas de baixa e alta densidade residencial, associadas ao uso Transposte/Comercial/Industrial. O efeito da urbanização, experimento CIDADE, favorecerá o incremento da convergência do ar (Figura 60) ou seja, apesar do aquecimento superficial levar a mais convergência do ar no experimento CIDADE, o vento é menos intenso. A direção do vento entre os dois experimentos realizados é bem pouco alterada. A maior alteração observada na direção do vento ocorre no dia 01/11/2017 após entrada da frente fria e mudança de direção do vento nas três localidades consideradas, do quadrante norte-nordeste, antes do dia 01/11, para o quadrante sudoeste, depois deste dia.

Figura 62: Intensidade e direção do vento simuladas pelo WRF-BEP com os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE para as localidades do (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, no período de 29/10/2017 a 03/11/2017.

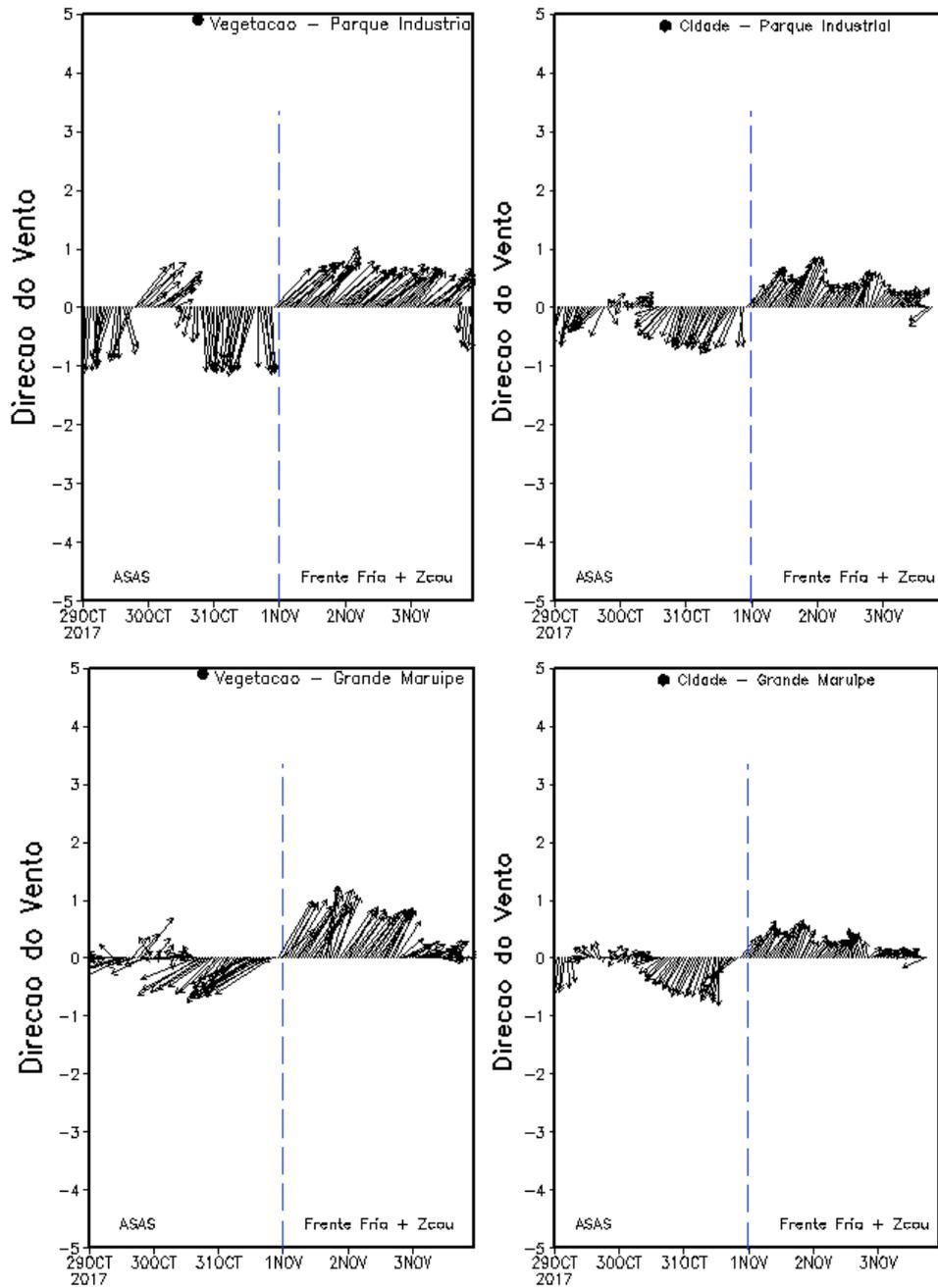
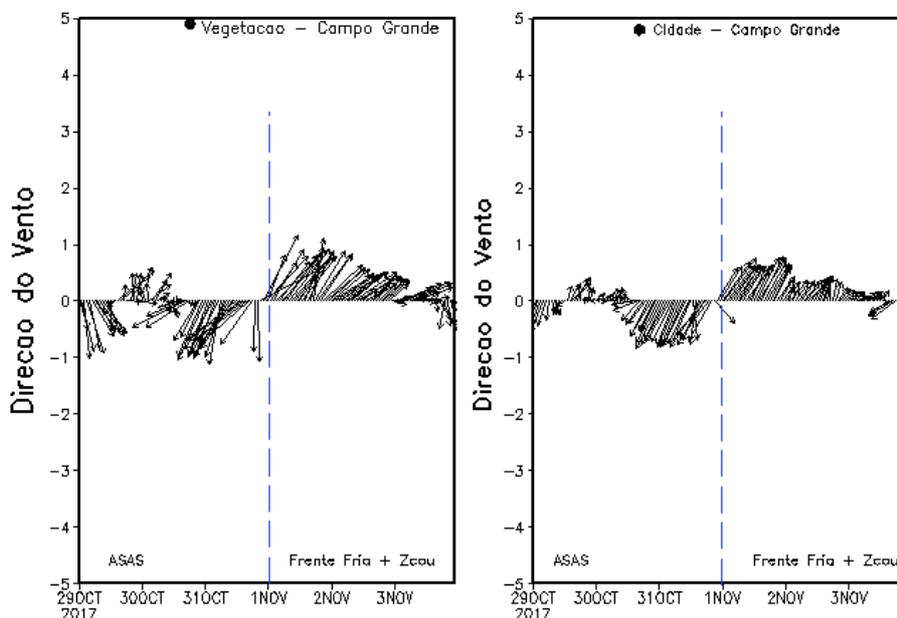


Figura 61 (Continuação): Intensidade e direção do vento simuladas pelo WRF-BEP com os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE para as localidades do (a) Parque Industrial, (b) Grande Maruípe e (c) Campo Grande, no período de 29/10/2017 a 03/11/2017.



A partir da análise da direção do vento, identificou –se que a direção do vento muda às 10h e 13h para componente leste, evidenciando a entrada da brisa marítima, nas três localidades. Os horários de 19h às 10h foram considerados como representativos da brisa continental, com componente oeste da direção do vento e os horários de as 11h e 18h são representativos representativo da brisa marítima, com direção na componente leste, corroborando com os dados observado por Salvador *et al.* (2016) . Para RMGV, Salvador *et al.* (2016), com o modelo WRF, identificaram que a brisa marítima, possui direção na componente leste e a continental oeste, também identificaram que o horário de entrada da brisa pode variar entre 10:30h e 13:30h, dependendo do sistema atmosférico atuante.

A componente zonal e meridional (u , v), para as simulações VEGETAÇÃO e CIDADE são apresentadas na [Figura 63](#), com destaque para as seguintes localidades: Parque Industrial, Grande Maruípe e Grande Campo Grande. A circulação principal observada no domínio espacial selecionado mostra ventos de nordeste sobre o oceano para a maior parte dos horários dos dias 29 e 30 de outubro de 2017, período em que houve estabilidade atmosférica na área analisada. Para melhor compreender o efeito da brisa, foi considerado somente os horários de

atuação da brisa marítima nos dias 29 e 30 de outubro de 2010, dias de maiores estabilidade atmosférica.

Figura 63: Componentes zonal do vento para os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE nos horários de atuação da brisa marítima dos dias 29 e 30/10. Escala de cores em ms^{-1} . Data e horário na Figura.

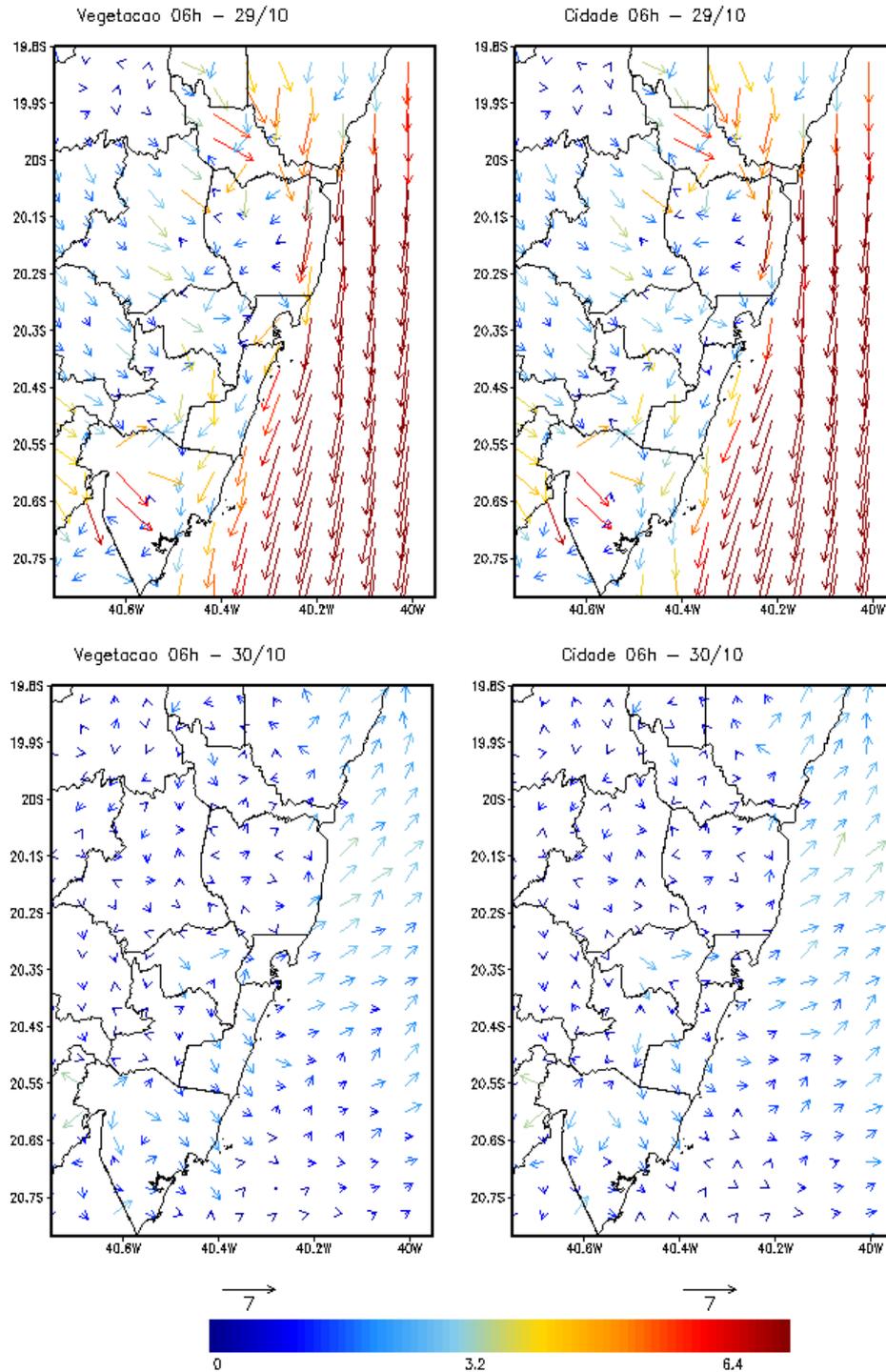


Figura 63 (Continuação): Componentes zonal do vento para os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE nos horários de atuação da brisa marítima dos dias 29 e 30/10. Escala de cores em ms^{-1} . Data e horário na Figura.

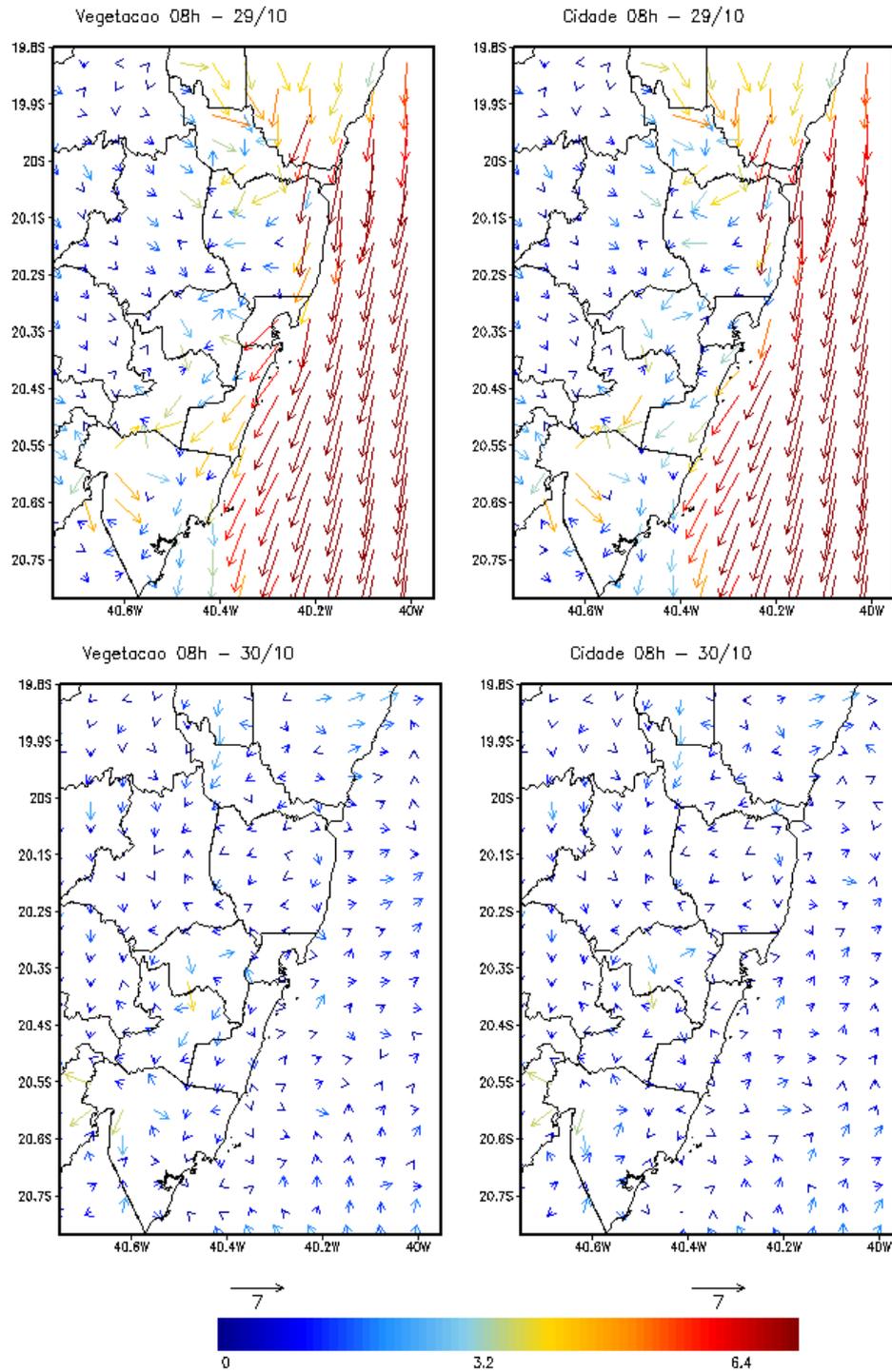


Figura 63 (Continuação): Componentes zonal do vento para os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE nos horários de atuação da brisa marítima dos dias 29 e 30/10. Escala de cores em ms^{-1} . Data e horário na Figura.

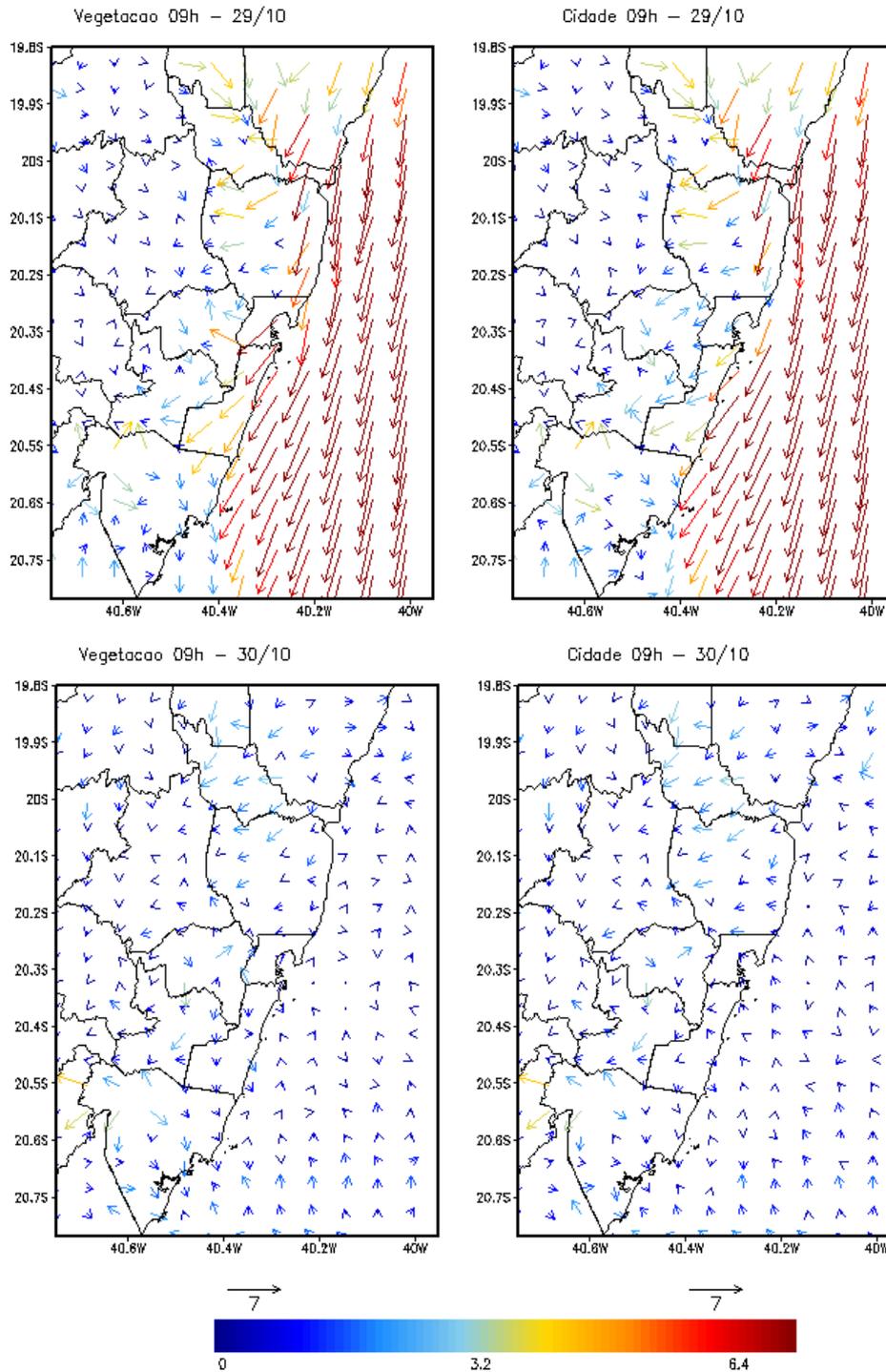


Figura 63 (Continuação): Componentes zonal do vento para os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE nos horários de atuação da brisa marítima dos dias 29 e 30/10. Escala de cores em ms^{-1} . Data e horário na Figura.

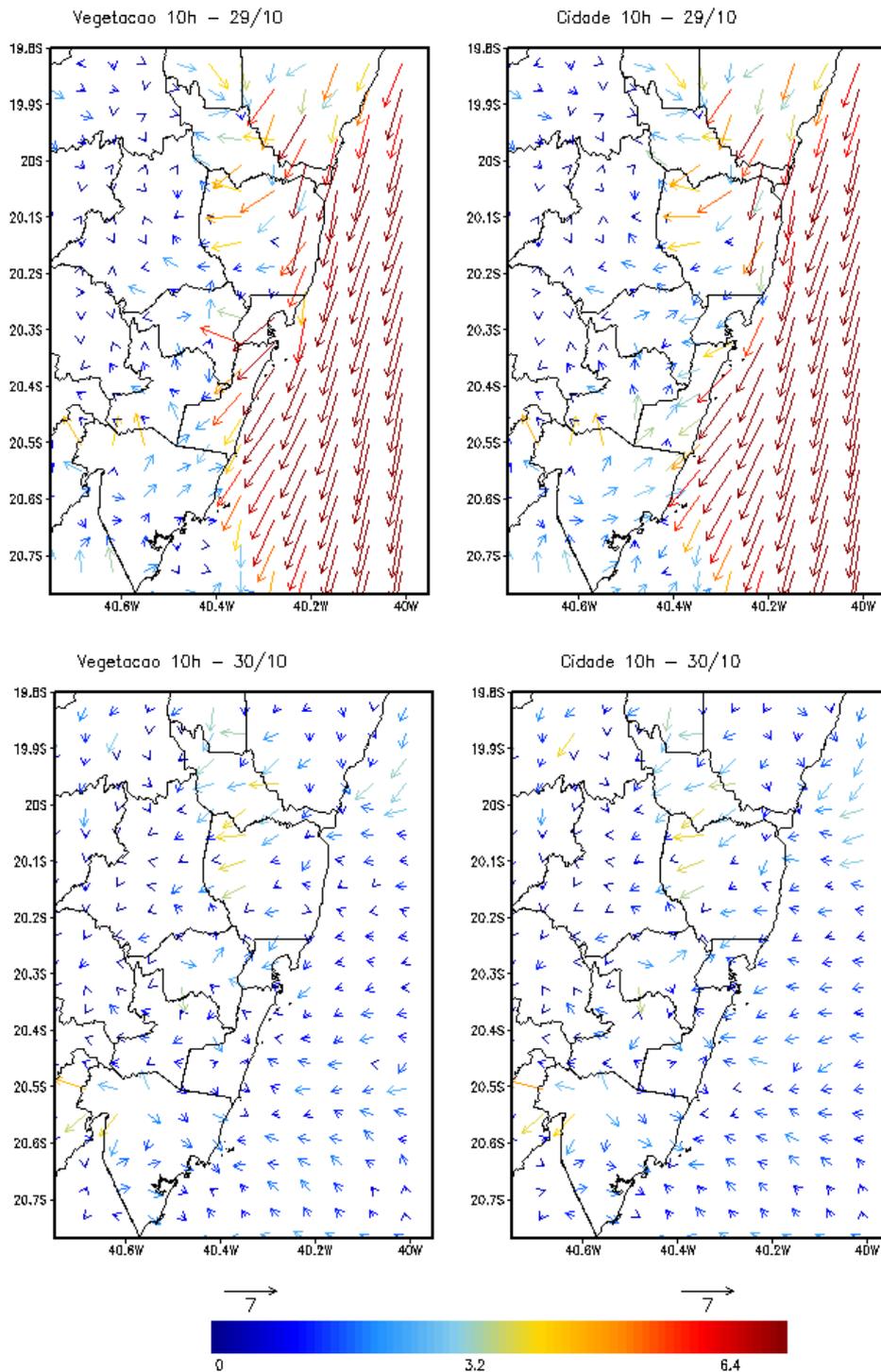


Figura 63 (Continuação): Componentes zonal do vento para os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE nos horários de atuação da brisa marítima dos dias 29 e 30/10. Escala de cores em ms^{-1} . Data e horário na Figura.

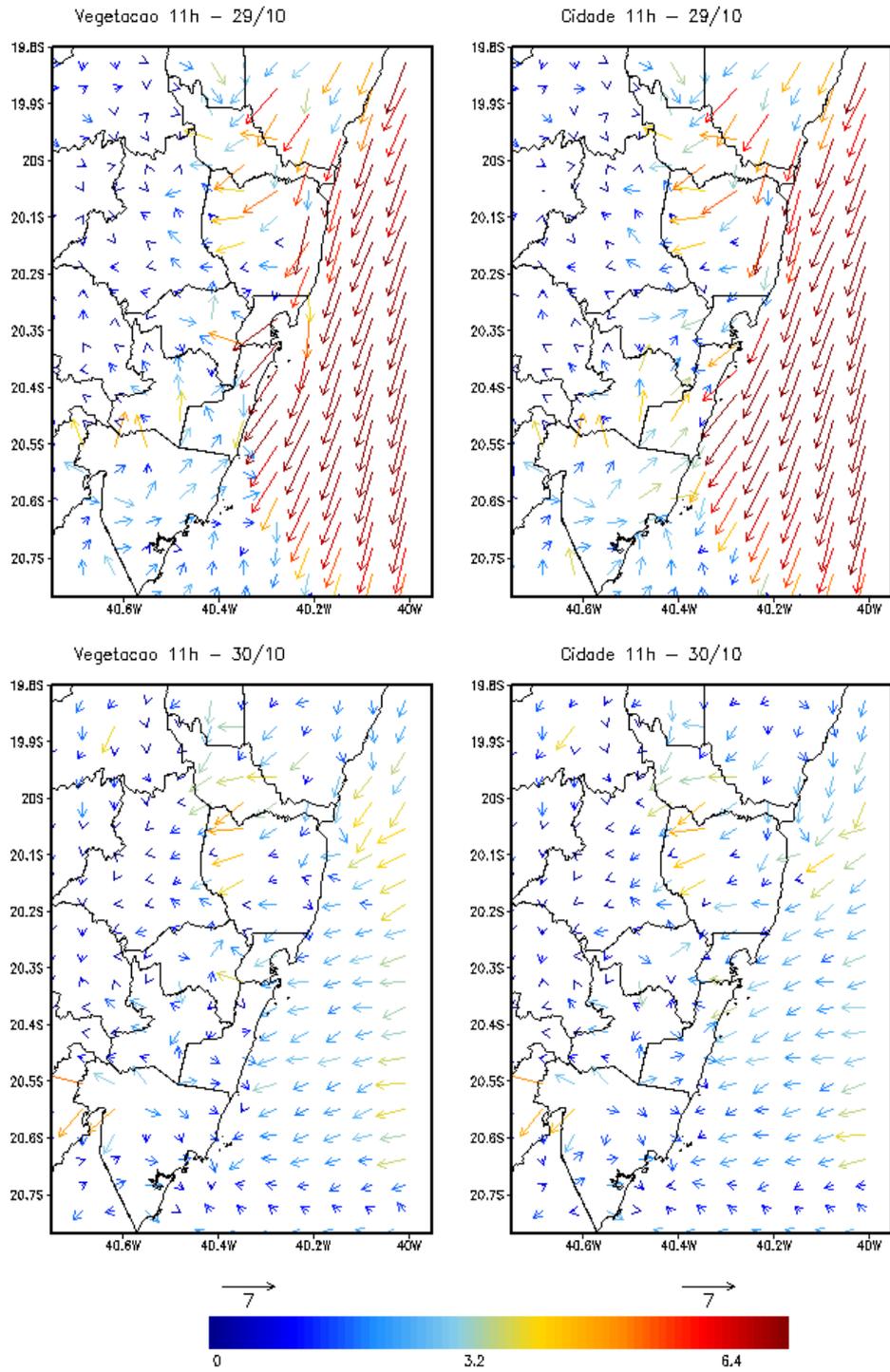


Figura 63 (Continuação): Componentes zonal do vento para os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE nos horários de atuação da brisa marítima dos dias 29 e 30/10. Escala de cores em ms^{-1} . Data e horário na Figura.

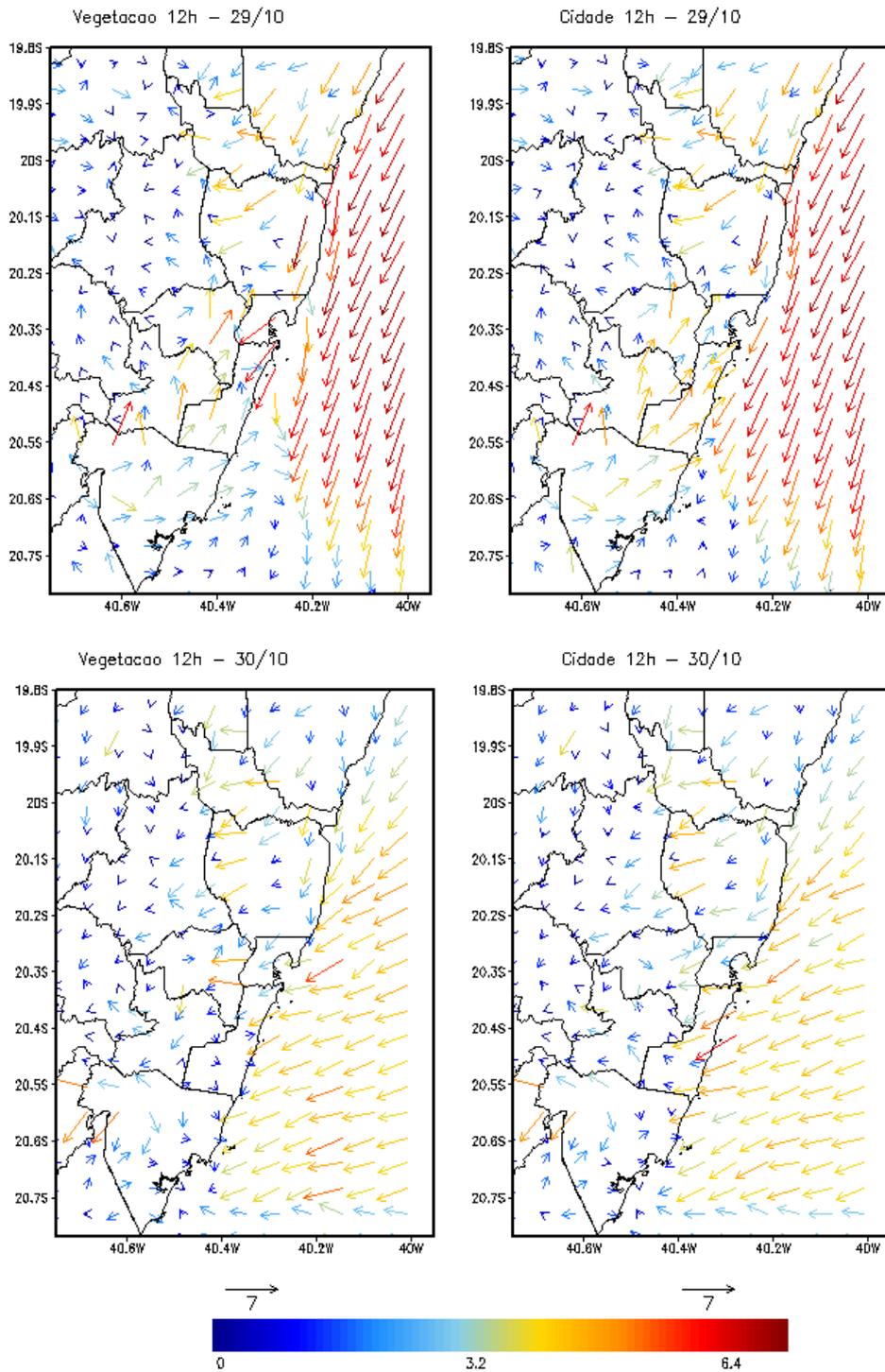
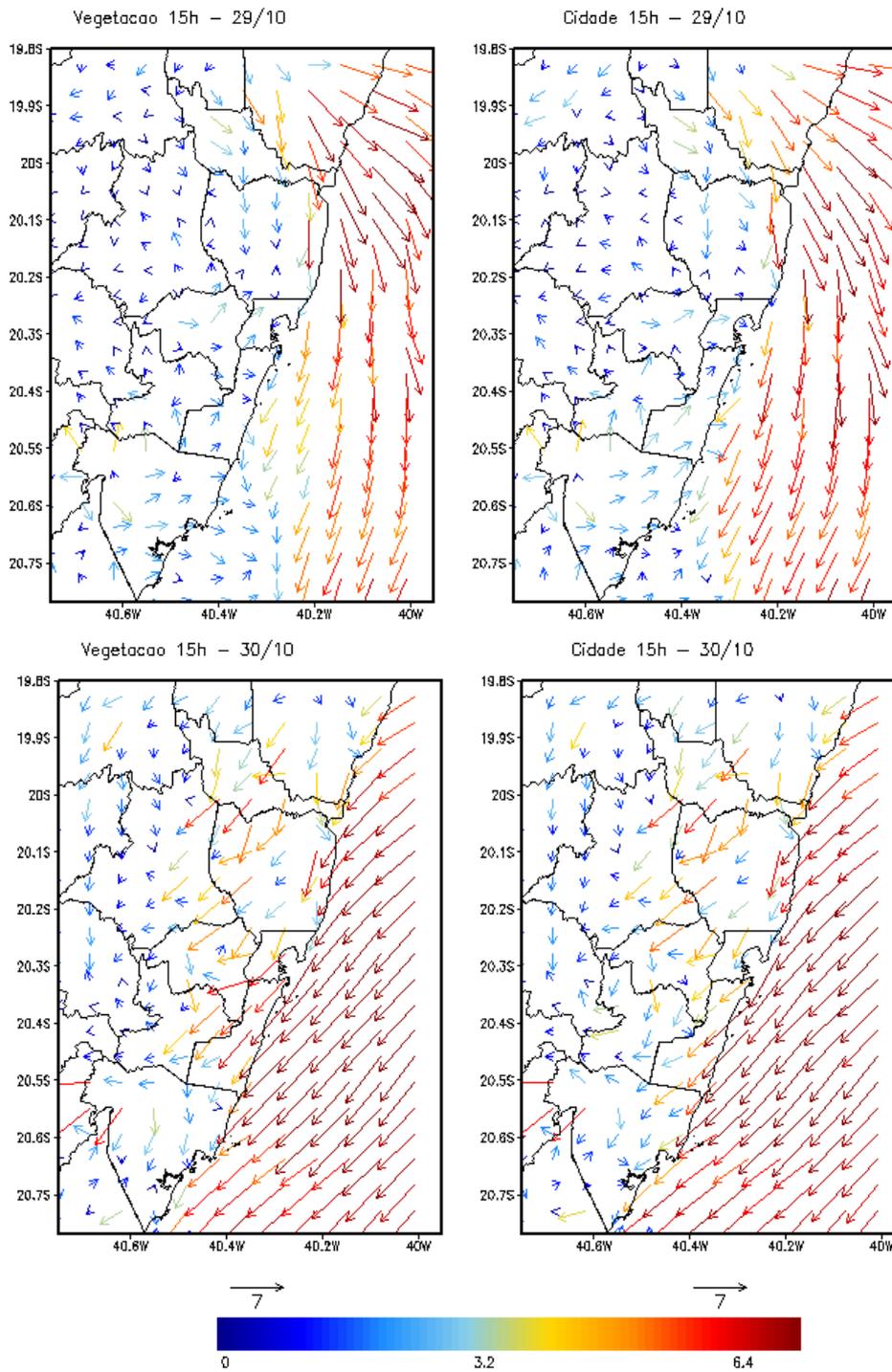


Figura 63 (Continuação): Componentes zonal do vento para os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE nos horários de atuação da brisa marítima dos dias 29 e 30/10. Escala de cores em ms^{-1} . Data e horário na Figura.



A análise da [Figura 63](#), permite observar a entrada da brisa marítima para os cenários VEGETAÇÃO e CIDADE. No dia 29/10, na intensidade da brisa, foi superior ao 30/10. De modo geral quando a brisa entra no continente, na presença do cenário CIDADE, há uma leve redução da velocidade do vento em aproximadamente 2 ms^{-1} em relação ao Cenário VEGETAÇÃO. No dia 30/10, às 9h, observa-se no cenário CIDADE, mudança da componente do vento, no sentido mar-continente, enquanto no cenário VEGETAÇÃO não houve mudança. As 10h do dia 30/10, nos dois cenários (VEGETAÇÃO e CIDADE), o vento tem comportamento semelhante. Sendo assim, evidencia-se que a cidade acelerou a penetração da brisa marítima sobre o cenário CIDADE em aproximadamente 1 (uma) hora. Tal condição é devido ao efeito térmico urbano da ilha de calor, que produz um efeito similar ao da brisa marítima. Resultados semelhantes foram observados por Khan e Simpson (2001) na cidade de Brisbane, Austrália, e por Freitas et al. (2007) para São Paulo, Brasil e Takahashi et al.(2009) para Tóquio, Japão.

Além dos aspectos apresentados, foi verificado, que na presença da CIDADE a velocidade dos ventos foi menos intensa ([Figura 64](#)), nas localidades do Parque Industrial, Grande Maruípe, Campo Grande, tal condição, como já falado, foi ocasionada pela convergência ([Figura 60](#)) gerada pela ilha de calor urbana . A circulação mais forte da brisa marítima e a camada de limite planetária mais profunda são devidas à temperatura mais altas do ar na área urbana. Isso é consistente com os resultados de estudos anteriores como os Ryu e Baik (2013).

Figura 64: Intensidade do vento simuladas pelo WRF-BEP com os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE para as localidades do Parque Industrial, Grande Maruípe e Campo Grande, no período de 29/10/2017 a 03/11/2017.

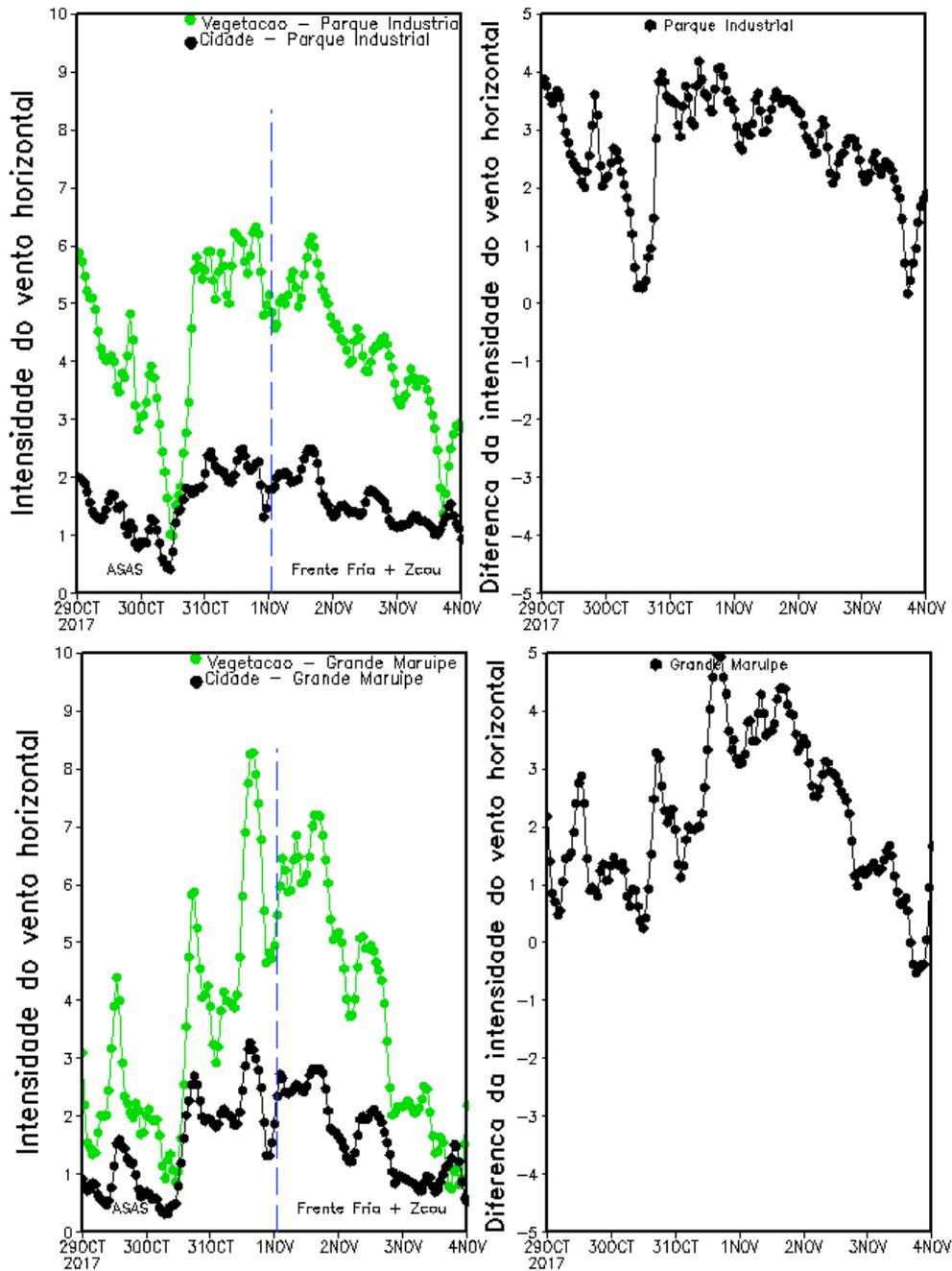
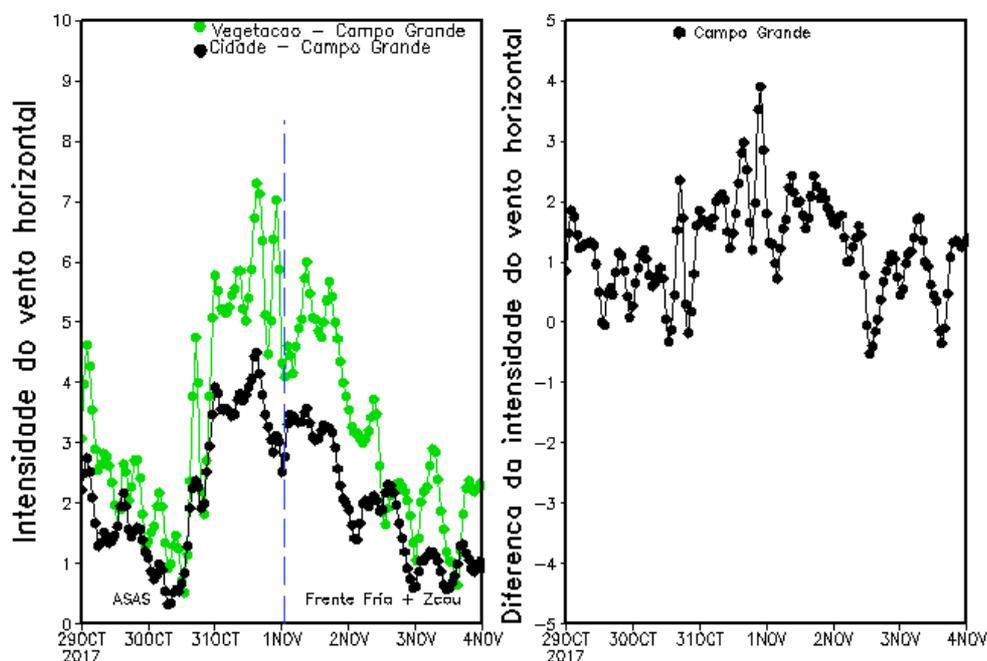


Figura 65: Intensidade simuladas pelo WRF-BEP com os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE para as localidades do Parque Industrial, Grande Maruípe e Campo Grande, no período de 29/10/2017 a 03/11/2017.



A circulação principal observada no domínio espacial selecionado mostra ventos de nordeste sobre o oceano para a maior parte dos horários dos dias 29 e 30 de outubro de 2017, período em que houve estabilidade atmosférica na área analisada ([Figura 65](#)). A entrada da brisa marítima é observada mais ao norte, nos dois experimentos, VEGETAÇÃO e CIDADE, às 10h, para o dia 29/10. Porém, no dia 30/10, há entrada de brisa as 09h no cenário CIDADE, enquanto no cenário VEGETAÇÃO ocorre as 10h. Por outro lado, às 15h é possível observar circulação do continente para o oceano na mesma localidade ao sul do domínio. Na área norte do domínio, a circulação do oceano para o continente se inicia a partir das 12 h, enquanto que o movimento contrário se inicia a partir das 15h, quando há redução da umidade específica nos dois cenários, VEGETAÇÃO e CIDADE. Tanto a circulação do oceano para o continente como a circulação do continente para o oceano podem ser influenciadas pela brisa marítima como pela circulação associada a uma linha de umidade observada sobre a região.

A circulação oposta, provocada pelo cenário CIDADE ([Figura 61](#)), impede o avanço da frente da brisa, fazendo com que a umidade específica aumente no

cenário CIDADE. Com a presença da cidade, a brisa ficou estagnada sobre a RMGV, tal constatação pode ser evidenciada pelo aumento da Umidade Específica (Figura 65). Entre as 09h e as 15h são verificadas as maiores diferenças de umidade específica.

Figura 66: Umidade Específica na superfície e componente zonal do vento para os cenários Vegetação e Cidade nos horários de atuação da brisa marítima nos dias 29 e 30/10 sobre a RMGV. Escala de cores em kg^{-1} . Data e horário nas figuras.

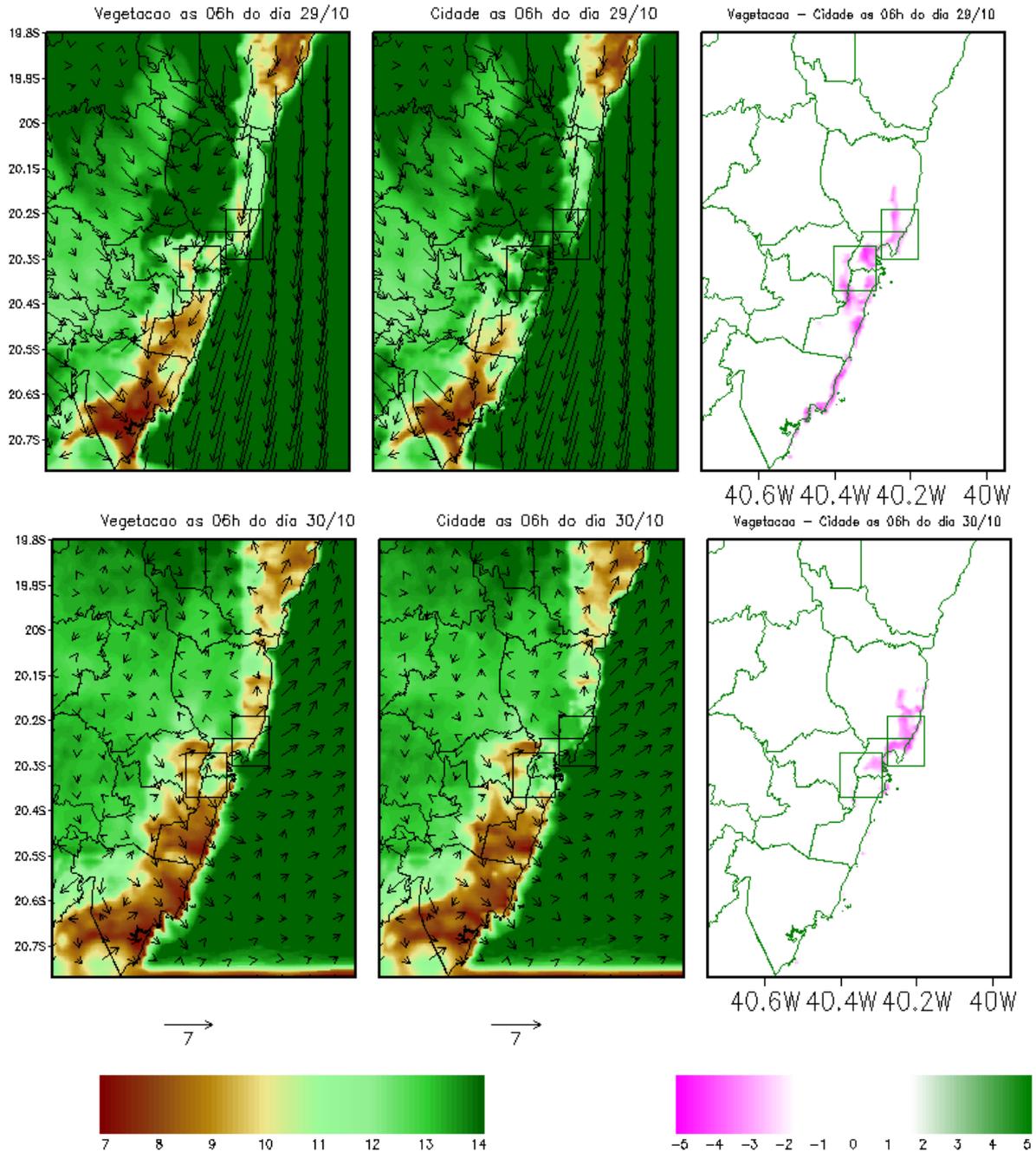


Figura 65 (Continuação): Umidade Específica na superfície e componente zonal do vento para os cenários Vegetação e Cidade nos horários de atuação da brisa marítima nos dias 29 e 30/10 sobre a RMGV. Escala de cores em kg^{-1} . Data e horário nas figuras.

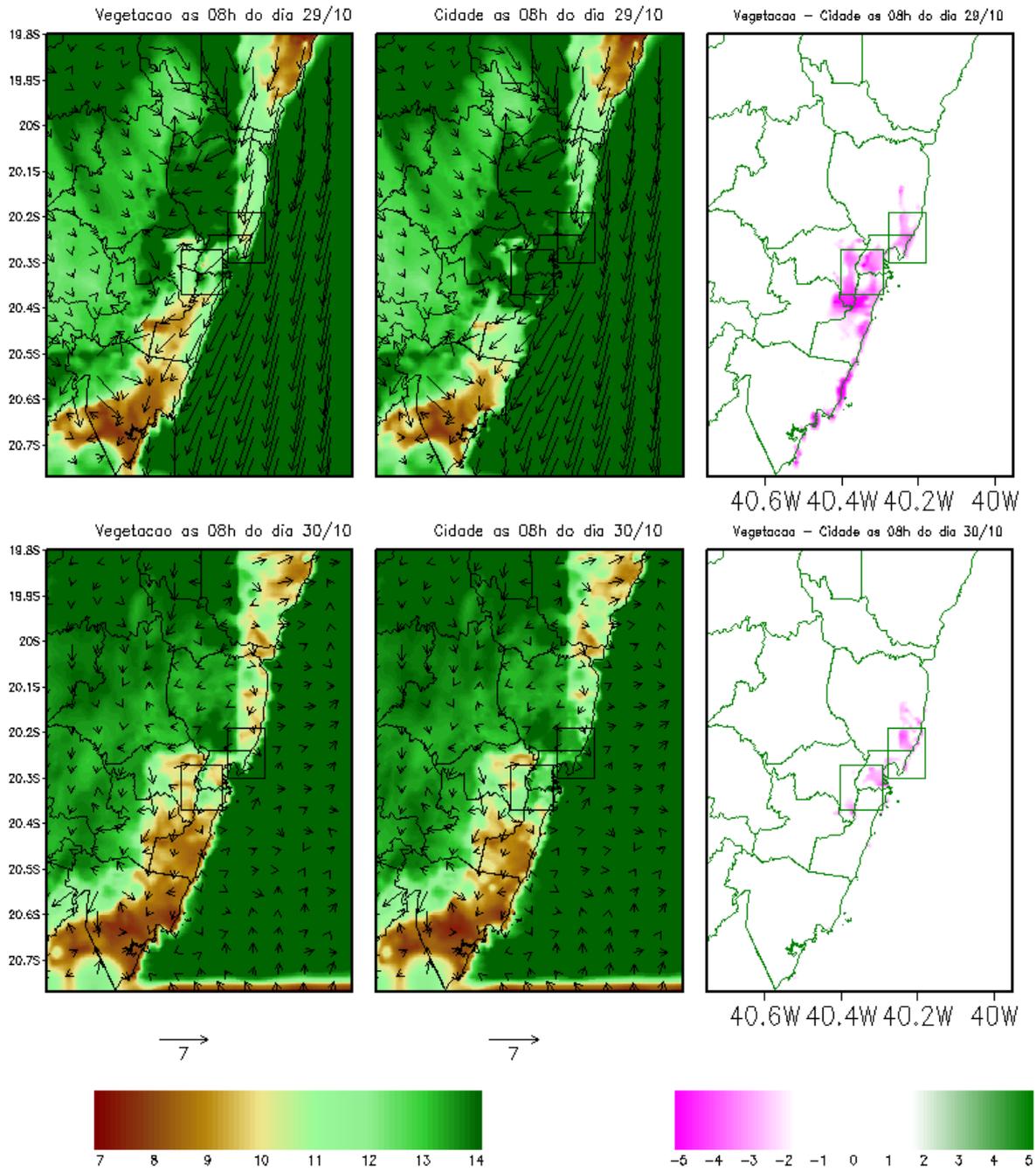


Figura 65 (Continuação): Umidade Específica na superfície e componente zonal do vento para os cenários Vegetação e Cidade nos horários de atuação da brisa marítima nos dias 29 e 30/10 sobre a RMGV. Escala de cores em kg^{-1} . Data e horário nas figuras.

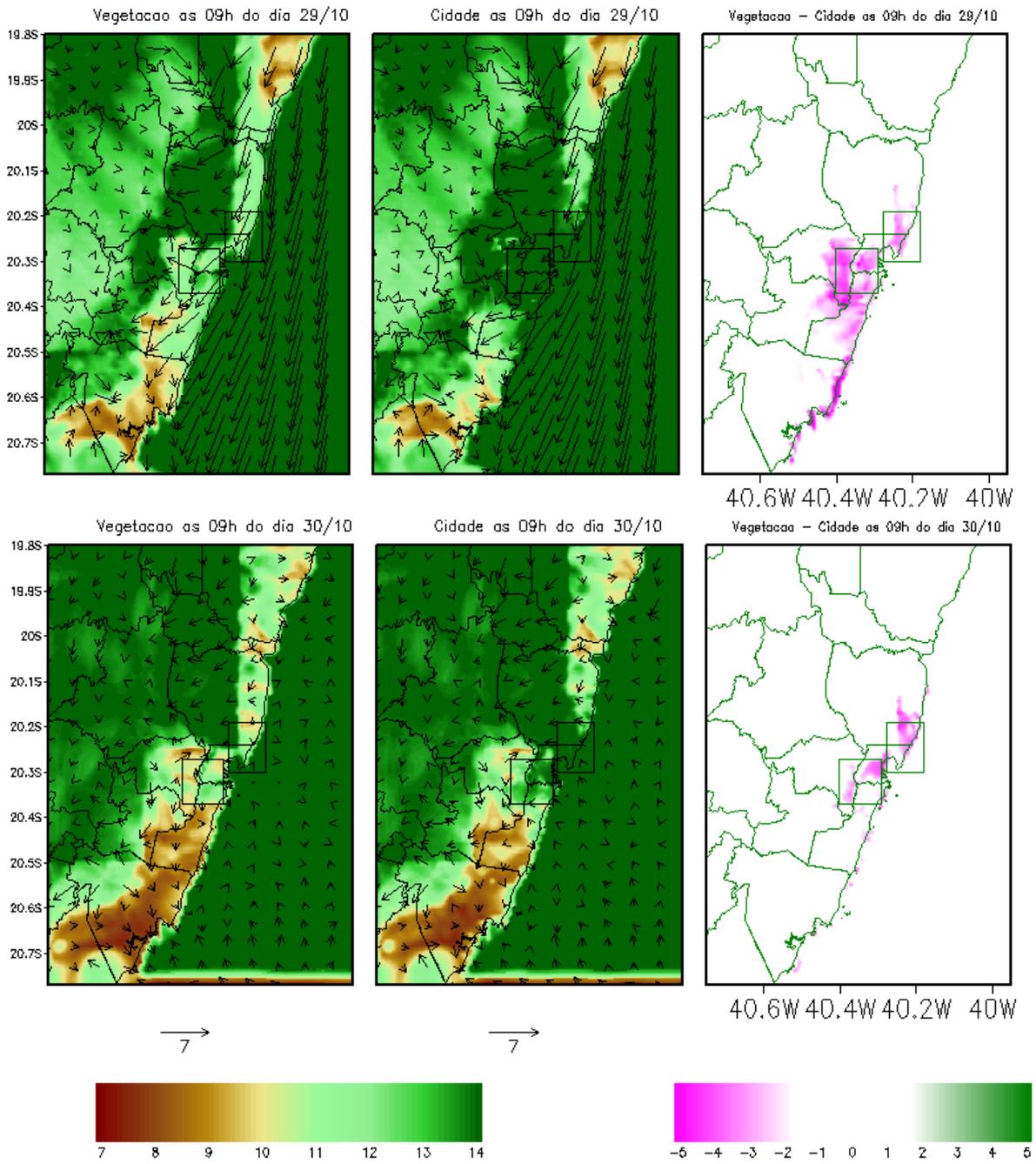


Figura 65 (Continuação): Umidade Específica na superfície e componente zonal do vento para os cenários Vegetação e Cidade nos horários de atuação da brisa marítima nos dias 29 e 30/10 sobre a RMGV. Escala de cores em kg^{-1} . Data e horário nas figuras.

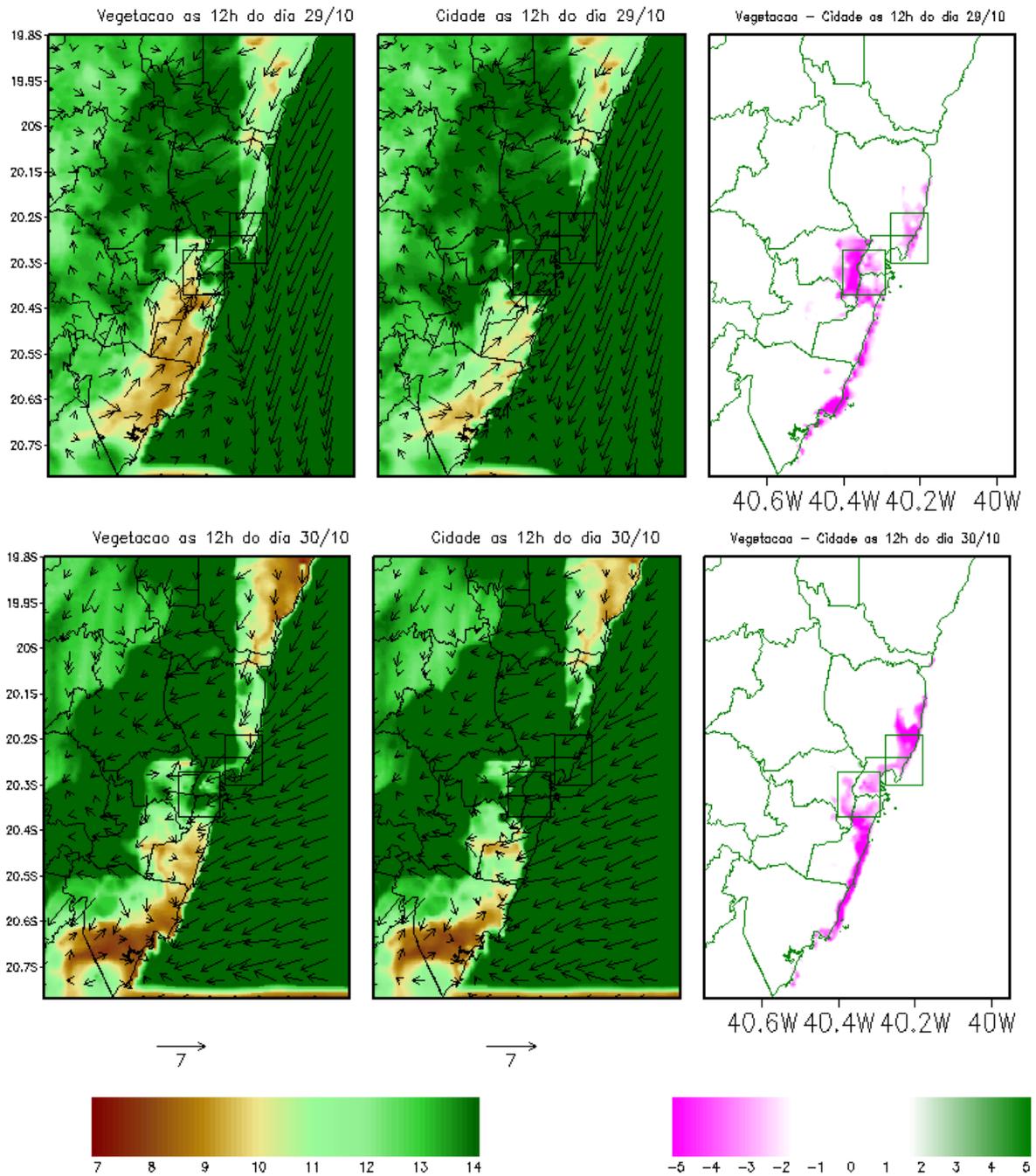


Figura 65 (Continuação): Umidade Específica na superfície e componente zonal do vento para os cenários Vegetação e Cidade nos horários de atuação da brisa marítima nos dias 29 e 30/10 sobre a RMGV. Escala de cores em kg^{-1} . Data e horário nas figuras.

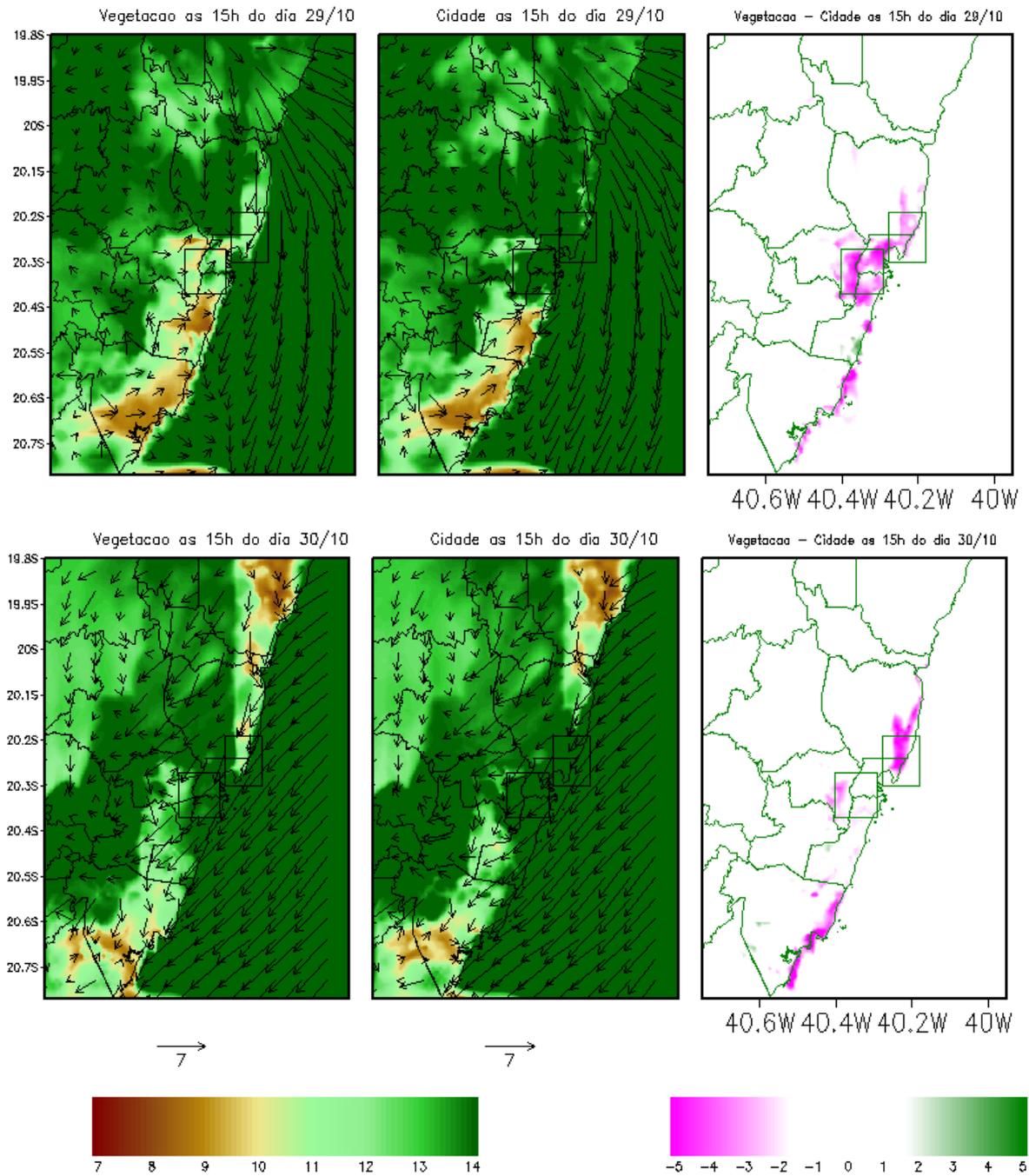


Figura 65 (Continuação): Umidade Específica na superfície e componente zonal do vento para os cenários Vegetação e Cidade nos horários de atuação da brisa marítima nos dias 29 e 30/10 sobre a RMGV. Escala de cores em kg^{-1} . Data e horário nas figuras

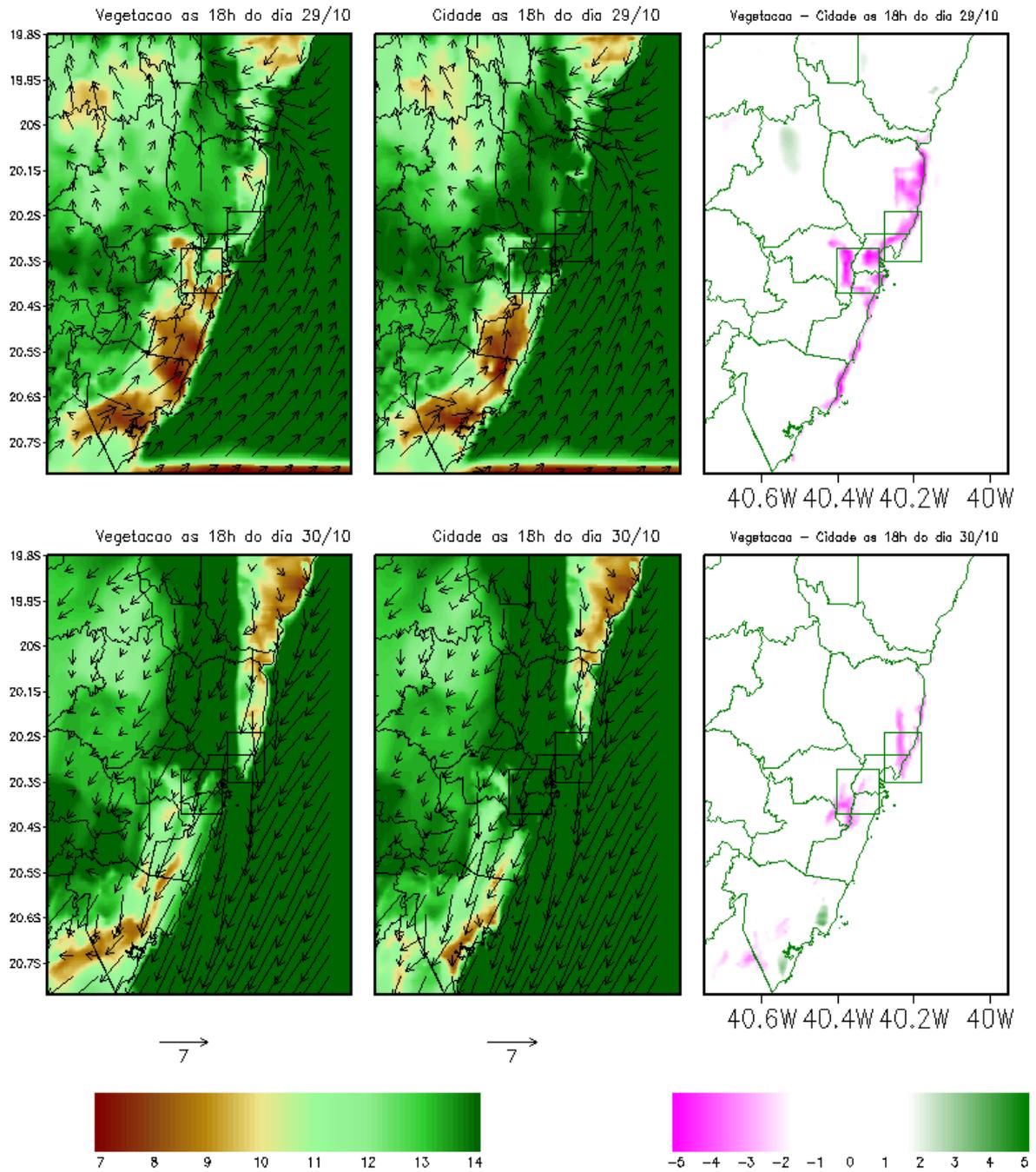
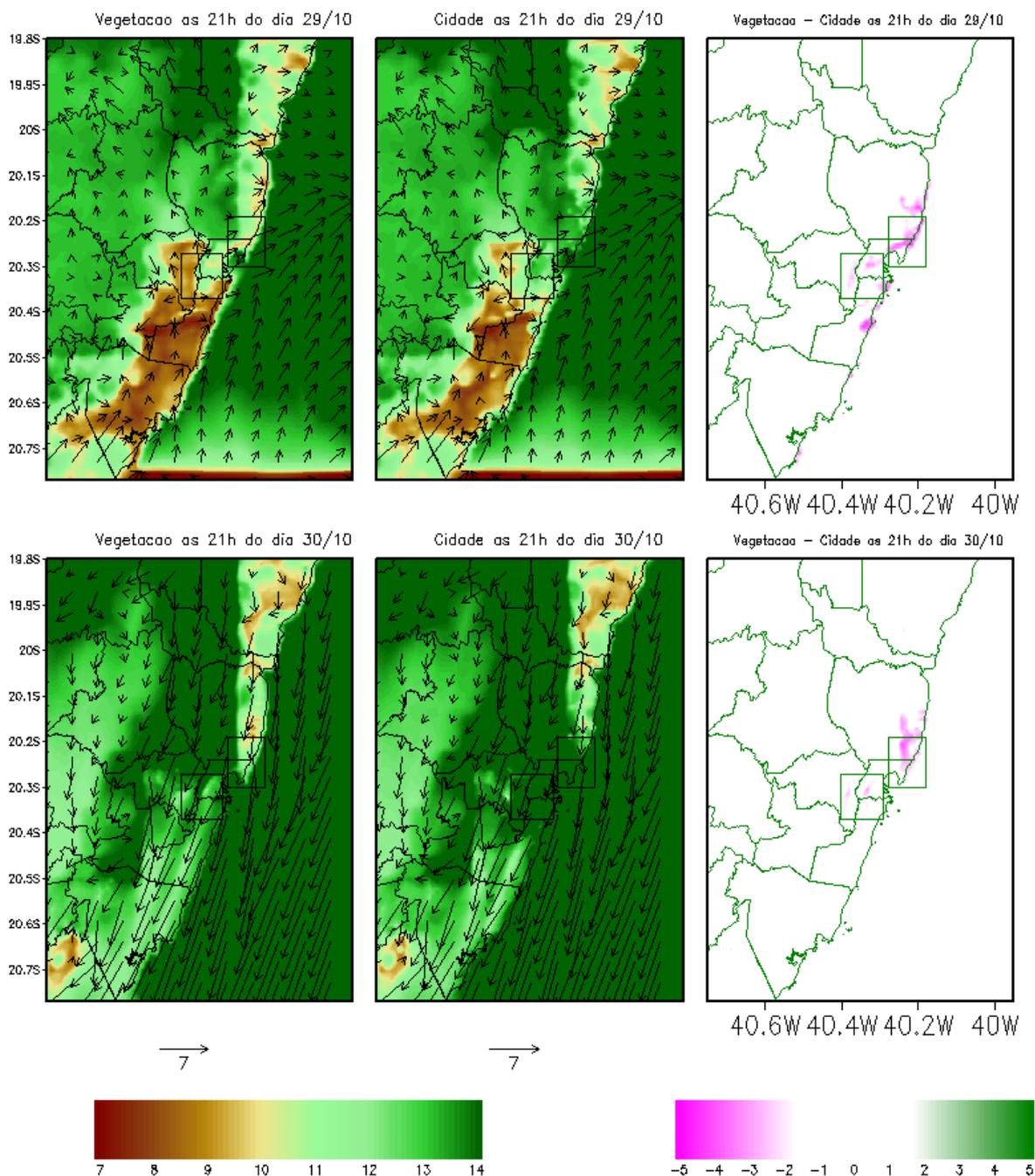


Figura 65 (Continuação): Umidade Específica na superfície e componente zonal do vento para os cenários Vegetação e Cidade nos horários de atuação da brisa marítima nos dias 29 e 30/10 sobre a RMGV. Escala de cores em kg^{-1} . Data e horário nas figuras.



O que pode-se observar é que como o experimento CIDADE (Figura 65) apresenta intensidade maior dos ventos do oceano para o continente, a umidade específica sobre o continente no decorrer de um dia, aumentará, fazendo com que

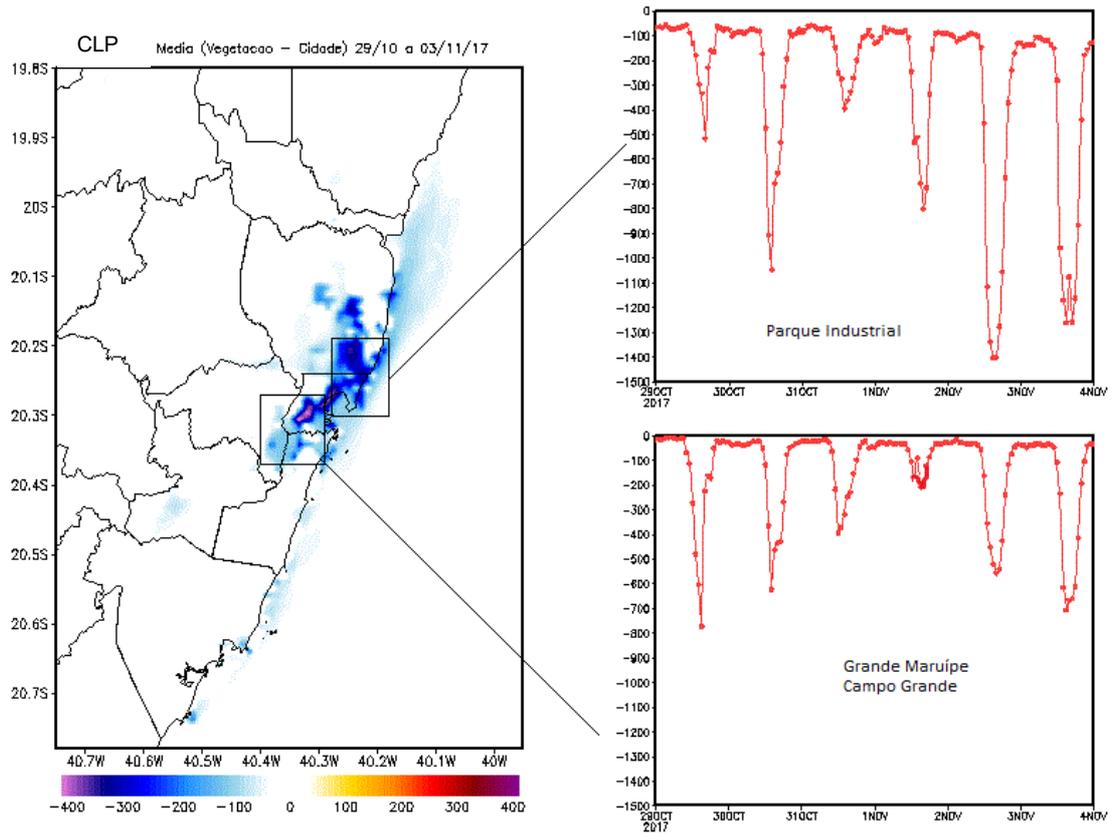
os valores de umidade no experimento VEGETAÇÃO, principalmente para a faixa leste-sul continental presente sejam menores do que aqueles referentes ao experimento CIDADE. Ou seja, a convergência do ar ([Figura 61](#)) em superfície acentuada do experimento CIDADE acaba contribuindo significativamente para o aumento de umidade sobre o continente.

Outro efeito causado pelo processo de urbanização e industrialização da RMGV é averiguado pela evolução da Camada Limite Planetária (CLP), sendo que as modificações do uso e cobertura da terra, através da modificação dos fluxos de calor sensível e latente e da radiação de onda longa, alteram diretamente o comportamento da CLP. Em média, no período analisado, entre 29/10 e 03/11/2017, a mudança de solo urbano para vegetação provoca uma diminuição média da CLP que varia entre -1500 e -150 metros, conforme [Figura 67](#). Na escala horária, verifica-se as maiores diferenças da altura da CLP no horário diurno, entre 11 e 13 horas, quando a superfície mais se aquece, transferindo mais calor para a atmosfera adjacente. Especialmente, as maiores diferenças da altura da CLP, superiores a 1100 metros, nos dias 30/10, 02/11 e 03/11, são observadas no Parque Industrial. Entre os dias 31/10 e 01/11, com a passagem da frente fria e a presença da zona de umidade, há uma redução da CLP, o que é observado nas duas localidades analisadas ([Figura 67](#)), Grande Maruípe e Campo Grande foram analisadas conjuntamente, uma vez que apresentaram resultados semelhantes.

Nas regiões da Grande Maruípe e Campo Grande, o decréscimo médio da altura da CLP entre os experimentos CIDADE e VEGETAÇÃO é 400 metros menor do que no Parque industrial. Tais diferenças estão associadas à quantidade de calor sensível e emissão de onda longa nas três localidades analisadas. Os dias mais quentes geram atividades mais intensas de turbulência do ar, uma vez que parcelas de ar mais quentes tendem a ascender, ocupando o lugar de parcelas de ar mais frias. As mudanças nos fluxos de calor sensível e latente observadas na RMGV com a alteração do uso do solo de urbano para vegetado modificaram os fluxos turbulentos e a altura da CLP. Conforme relatado em vários estudos de modelagem como Ryu e Baik (2013), LI *et al* (2013), Salamanca *et al.*(2012) e Tao *et al.* (2013), a camada limite urbana pode ser várias centenas de metros (300 a 1500 metros) mais profunda do que a camada limite rural ou à CLP de cenários hipotéticos,

substituindo a região urbana por vegetação, tal como o realizado no presente estudo.

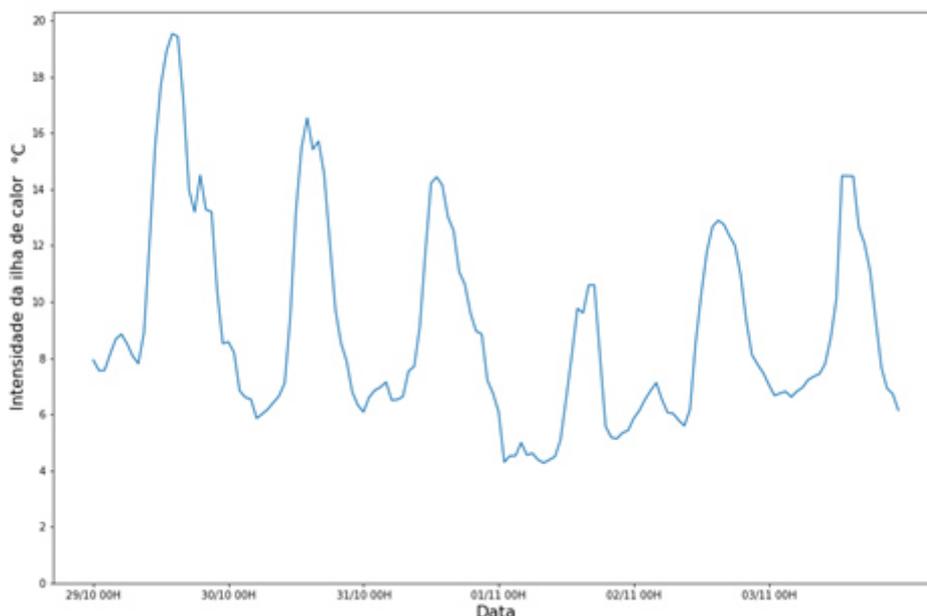
Figura 67 : Diferença da Camada Limite Planetária entre os cenários Vegetação e Cidade entre os dias 29 e 30/10 sobre a RMGV. Escala de cores em metros. Data e horário nas figuras



4.2.4 A interação entre a ilha de calor e brisa marítima na Região Metropolitana da Grande Vitória (ES)

A intensidade da ilha de calor, UHI, na RMGV foi calculada com o emprego do método baseado em quantis, tal como proposto por Flores et al. (2016), para o período das 00 h de 29 de outubro de 2017 às 23 horas de 03 de novembro de 2017. Os dados considerados nesta análise referem-se aos simulados pelo modelo WRF-BEP para os experimentos CIDADE e VEGETAÇÃO, tal como apresentado na [Figura 68](#).

Figura 68 : Ciclo diurno da intensidade da ilha de calor, ICU, na RMGV para o período das 00h de 29 de outubro às 23h de 03 de novembro de 2017, calculada com base na temperatura do ar simulada pelo modelo WRF-BEP.



Os valores de ICU apresentam um ciclo diurno bem marcado, sendo que os maiores valores ocorrem entre 12 e 13 horas. Ainda, para o período analisado, os maiores valores ocorreram entre os dias 29 e 31 de outubro de 2017, quando foi registrada maior estabilidade atmosférica, anteriormente à passagem frontal. Entre os dias 29 e 31 de outubro de 2017, houve forte atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, causando subsidência do ar e impedindo a formação de nuvens, com

ventos moderados e temperatura do ar relativamente elevada. Neste período, a ilha de calor atingiu intensidade de 19,7 °C entre 12 e 13 h do dia 29/10 e 16,0 °C no dia 30/10, no mesmo horário. O menor valor diário de IHU ocorreu no dia 01 de novembro de 2017, dia da passagem frontal pela RMGV, quando a intensidade máxima da ilha de calor foi estimada em 10,0 °C entre 14 e 15 horas. A maior nebulosidade e o aumento da umidade do ar, associada à passagem frontal (CPTEC/INPE,2017), podem ter colaborado com que a temperatura de ar entre as áreas urbanizadas e rural ficassem mais próximas. Após a passagem frontal, os valores de ICU voltaram a aumentar, porém não tanto quanto o observado no período pré-frontal. Conforme o relatado por Brandão (2003), para o município do Rio de Janeiro (RJ), Assis (2010), para Belo Horizonte (MG), Fialho (2012), para Viçosa (MG), e por Correa e Vale (2016), para Vitória (ES), os sistemas atmosféricos de escala sinótica, como a ASAS, intensificam a ilha de calor.

Para São Paulo, Ferreira et al. (2012) observaram que a ilha de calor possui um ciclo diurno, porém, com horário de maior intensidade entre 14 e 16 HL. Para a região metropolitana do Rio de Janeiro, Moraes et al. (2005) verificaram que os maiores valores de temperatura do ar são registrados entre 13 e 15 HL. As maiores diferenças de temperatura do ar, tanto no caso de São Paulo como no do Rio de Janeiro, foram observadas no período diurno, período de maior radiação solar incidente, resultados que corroboram o obtido na presente pesquisa. As maiores intensidades da ICU na RMGV estão associadas aos horários de maiores intensidades de radiação e não ao que foi armazenado pelo ambiente urbano. No período noturno, o efeito da ICU continua, porém, menos intenso. A existência de ICU noturna evidencia a dificuldade do dossel urbano em se resfriar devido aos processos de interação entre a atmosfera tropical e a superfície urbana.

Vitanova e Kusaka (2018) estimaram com modelo WRF-UCM que a ICU para o município de Sofia, na Bulgária, durante o dia, é menor do que durante a noite, variando de +1,6°C a +2,4°C. Tal constatação indica que a ICU em regiões de médias e altas latitudes podem apresentar comportamentos diferentes dos observados em baixas latitudes, ou de climas tropicais, tal como descrito por Arnfield (2003) e Roth (2007; 2013), onde as maiores diferenças de temperatura ocorrem durante o período de maior intensidade da radiação solar. Em áreas de média e alta latitude, a ICU mostra um ciclo de menor intensidade durante o dia e, intensidade

mais elevada durante à noite, principalmente, devido à liberação de calor dos materiais de construção. Assim, a ICU é um fenômeno noturno, principalmente em regiões de média e alta latitude (ARNFIELD, 2003; HU; XUE, 2016; ROTH, 2013).

O impacto da ilha de calor urbana provocado pela alteração da superfície vegetada para urbana é analisado, nesta etapa, a partir da comparação entre os resultados simulados com o experimento CIDADE e VEGETAÇÃO, tal como sugere Ryu e Baik (2013). Na [Figura 69](#), a variação do ciclo diurno médio da temperatura do ar a 2 metros, da camada limite planetária, do fluxo de calor sensível e do fluxo de calor latente, entre o período de 29/10 e 03/11/2017, é mostrada para as localidades do Parque Industrial, Grande Maruípe e Campo Grande.

Figura 69: Variações médias diurnas da Temperatura do ar a 2m, Camada Limite Planetária, Fluxo de Calor Sensível e Fluxo de Calor Latente, para as simulações Cidade e Vegetação entre os dias 29/10/2017 a 03/11/2017. Parque Industrial (a), Maruípe (b) e Campo Grande (c).

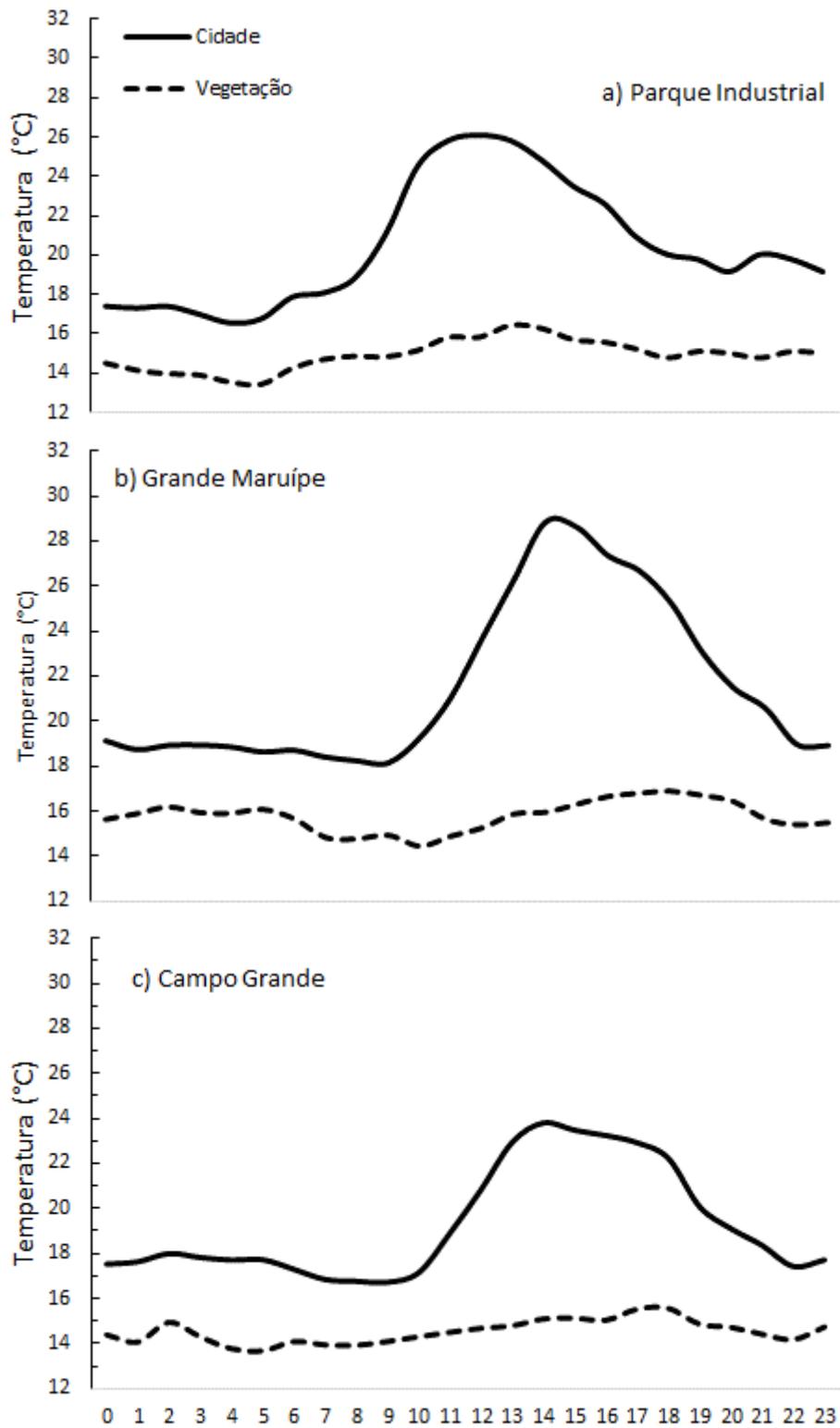


Figura 69 (Continuação): Variações médias diurnas da Temperatura do ar a 2m, Camada Limite Planetária, Fluxo de Calor Sensível e Fluxo de Calor Latente, para as simulações Cidade e Vegetação entre os dias 29/10/2017 a 03/11/2017. Parque Industrial (a), Maruípe (b) e Campo Grande

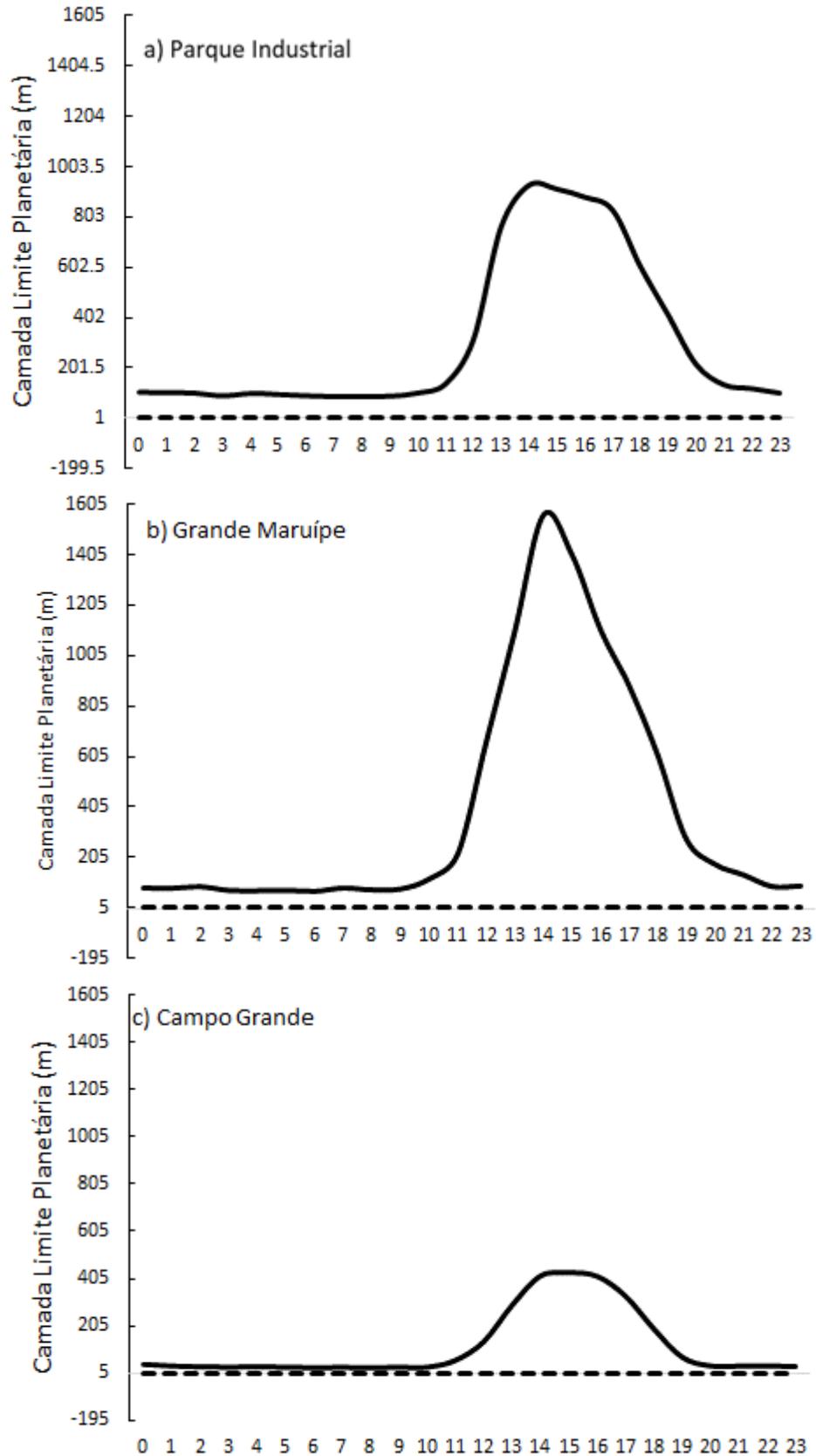


Figura 69 (Continuação): Variações médias diurnas da Temperatura do ar a 2m, Camada Limite Planetária, Fluxo de Calor Sensível e Fluxo de Calor Latente, para as simulações Cidade e Vegetação entre os dias 29/10/2017 a 03/11/2017. Parque Industrial (a), Maruípe (b) e Campo Grande (c).

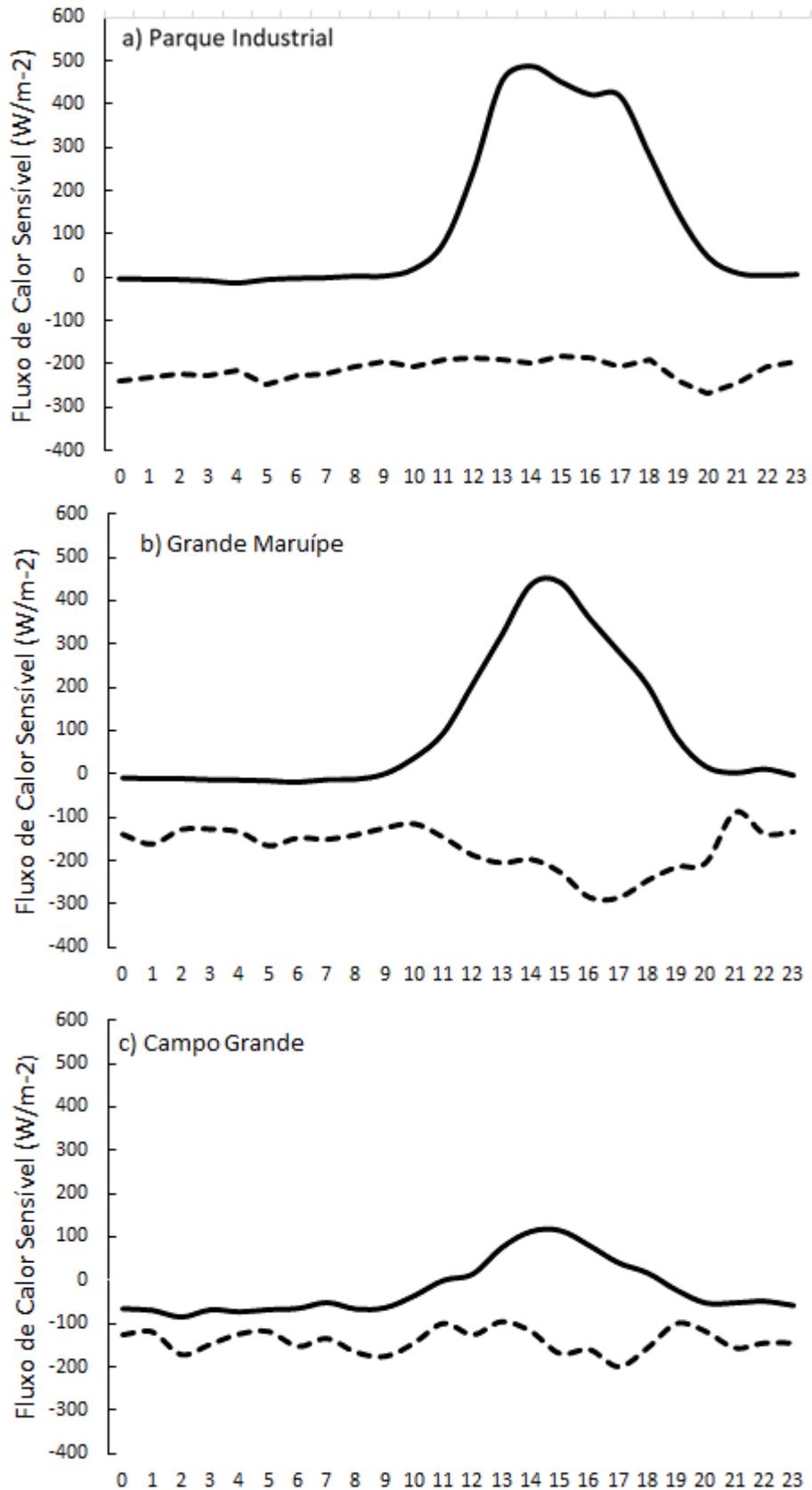
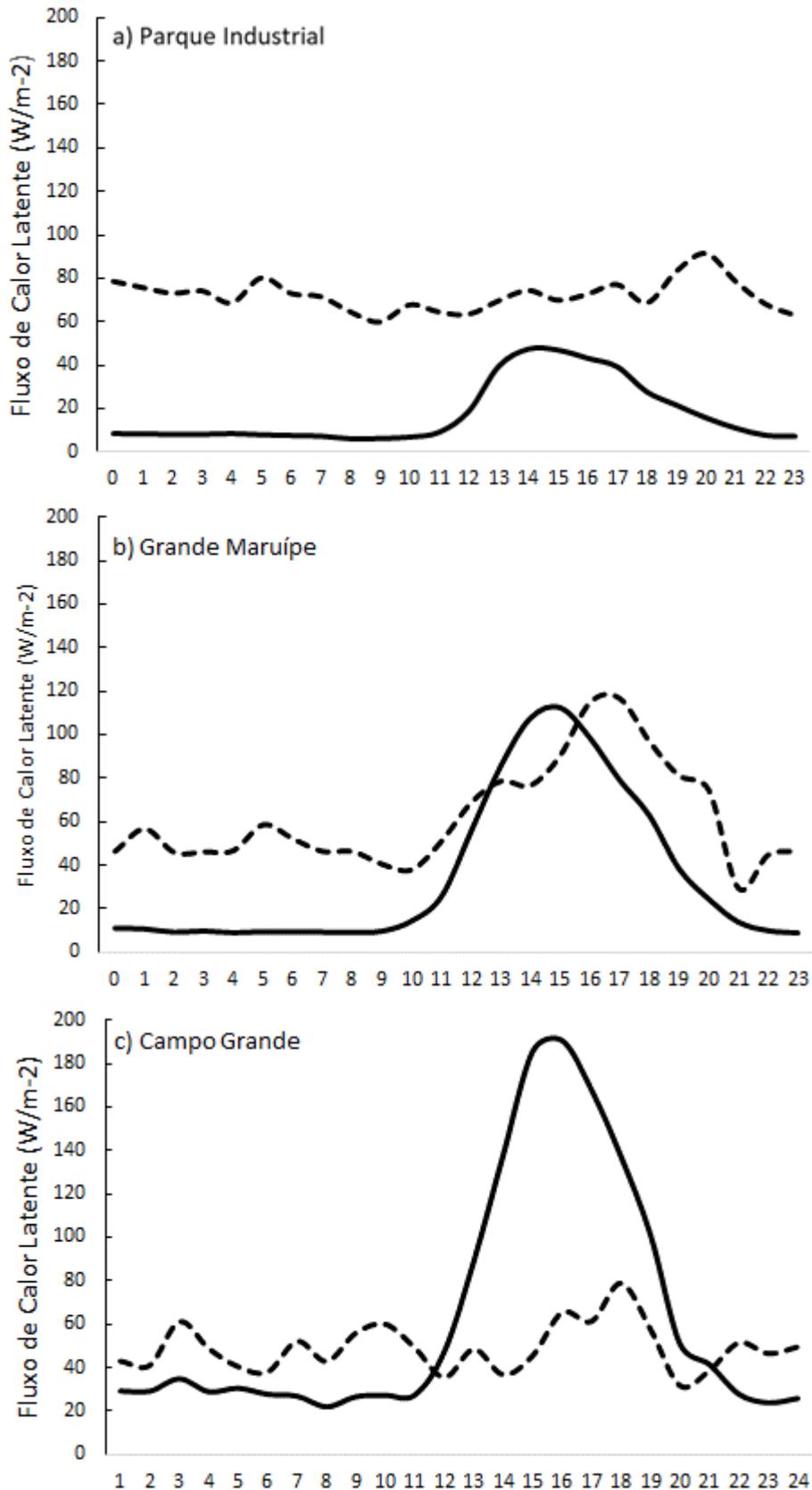


Figura 69 (Continuação): Variações médias diurnas da Temperatura do ar a 2m, Camada Limite Planetária, Fluxo de Calor Sensível e Fluxo de Calor Latente, para as simulações Cidade e Vegetação entre os dias 29/10/2017 a 03/11/2017. Parque Industrial (a), Maruípe (b) e Campo Grande (c).



O fluxo de calor sensível das áreas urbanas geralmente é superior do que nas áreas não urbanas, sobretudo, devido a características distintas da superfície urbana, como baixa disponibilidade de umidade da superfície e grande inércia térmica, e, devido à emissão de calor antropogênico (ar condicionado, aquecedores, indústrias e carros). A [Figura 68](#) mostra as características típicas dos fluxos de calor sensível e latente observados em muitas cidades, entretanto, devido à proximidade com o oceano e corpos d'água, o fluxo de calor latente na localidade de Campo Grande, onde há uma intensa circulação de veículos e empresas, no período vespertino, é superior as demais localidades condição observada em várias regiões do mundo (DOAN; KUSAKA; HO, 2016; GROSSMAN-CLARKE et al., 2010; ROTH, 2007; TAO et al., 2013).

Como resultado do aumento do fluxo do calor sensível em área urbana, também há um aumento da camada limite planetária e da temperatura do ar a 2 metros para o experimento CIDADE em relação ao VEGETAÇÃO. Com isso, é possível observar que a intensidade da ilha de calor é maior no período entre 10h e 18h, com horário de maior intensidade entre 12 h e 13 h. O fato da ilha de calor urbana ser mais intensa durante o dia em regiões de clima tropical é consistente com os resultados obtidos em outras pesquisas (CHENG et al., 2013; LIN et al., 2008). Também, conforme relatado em vários estudos, a camada limite planetária é mais profunda em áreas urbanas do que em áreas não urbanas, tal como apresentado na [Figura 70 \(a,b,c\)](#). Entretanto, observou-se que para o ciclo diurno da CLP para cenário o cenário VEGETAÇÃO não apresentou o comportamento esperado (STULL, 1981). Com o intuito de identificar os problemas que provocaram este padrão, são necessários testes com novas parametrizações.

O ciclo diurno médio horário da velocidade de fricção e da componente vertical da velocidade do vento (w) entre 29/10/2017 e 03/11/2017, para as localidades (a) Parque Industrial, (b) Maruípe e (c) Campo Grande são mostrados na [Figura 70](#).

Figura 70: Velocidade máxima de atrito próxima à frente na massa de ar marinho ($u * sb$) e velocidade vertical máxima da frente da brisa (w_{sb}) para os cenários CIDADE e VEGETAÇÃO, nas localidades consideradas. Parque Industrial (a), Maruípe (b) e Campo Grande (c).

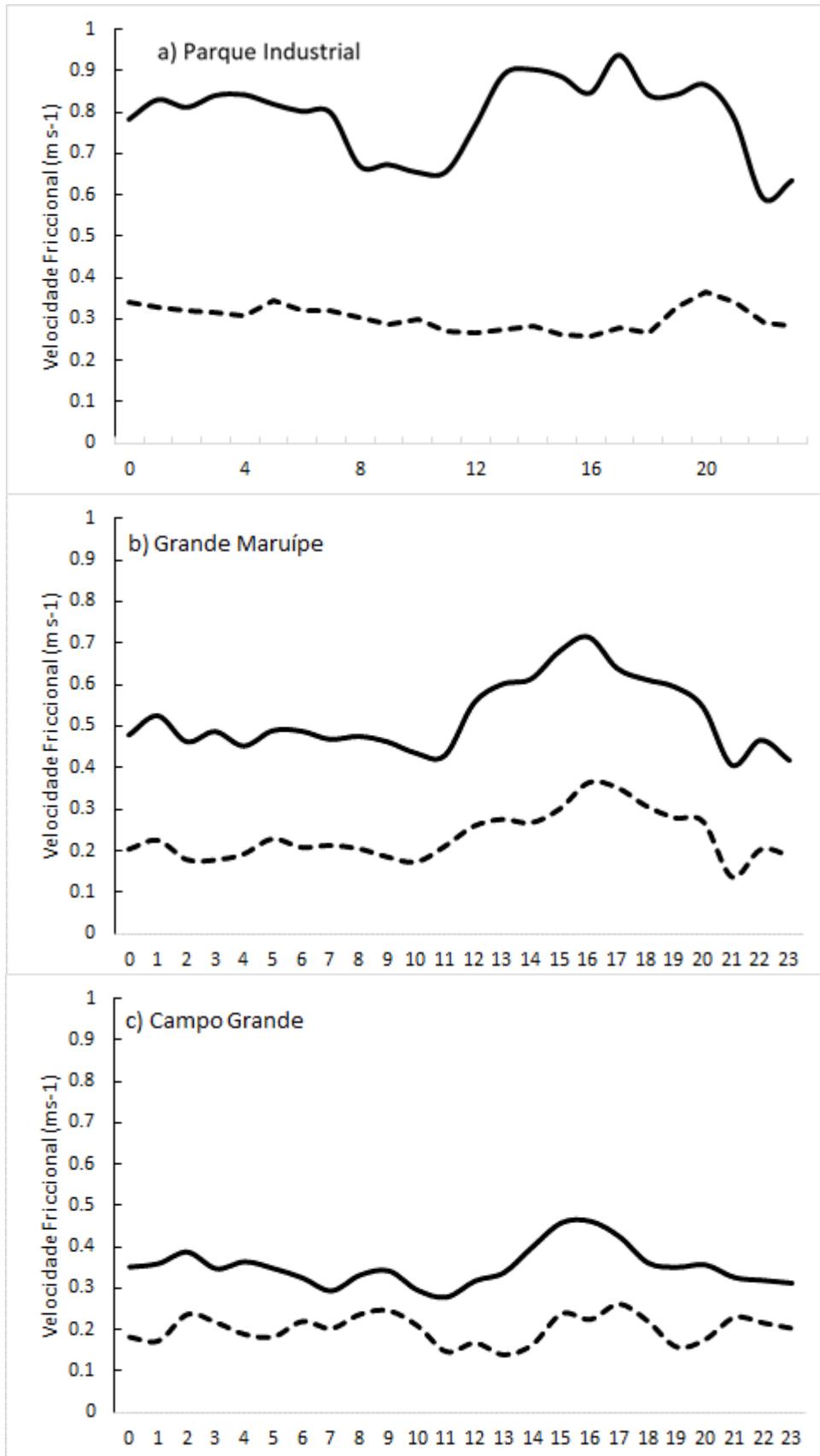
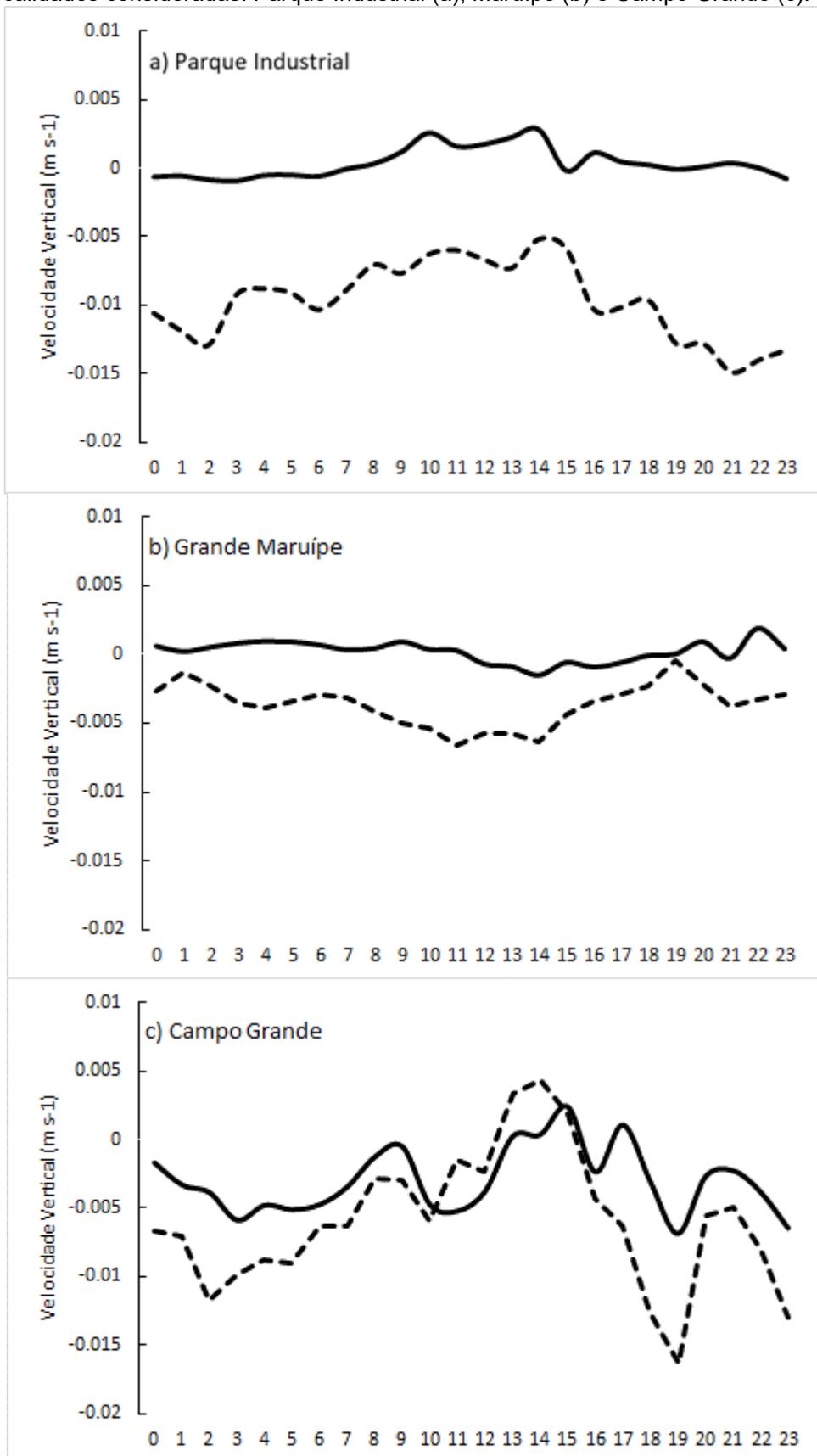


Figura 70 (Continuação): Velocidade máxima de atrito próxima à frente na massa de ar marinho (u^*_{sb}) e velocidade vertical máxima da frente da brisa (w_{sb}) para os cenários CIDADE e VEGETAÇÃO, nas localidades consideradas. Parque Industrial (a), Maruípe (b) e Campo Grande (c).



É interessante observar que a brisa referente ao cenário CIDADE penetra antes no continente do que no cenário VEGETAÇÃO, nas localidades do Parque Industrial (a) e Campo Grande (c). A velocidade de fricção começa a se intensificar entre 12h e 13h no caso do cenário CIDADE, enquanto que, no cenário VEGETAÇÃO, entre 14h e 15h, para as localidades do Parque Industria (a) e Campo Grande (b), na localidade da Grande Maruípe (a), os dois cenários tiveram comportamentos semelhantes. Isso ocorre porque o efeito dinâmico decorrente do aumento da rugosidade da superfície na área urbana costeira desempenha um papel mais importante que o efeito térmico na penetração da brisa. Esse resultado é condizente com as resultados de Ryu e Baik (2013). Observa-se também que, nas localidades Parque Industrial (a) e Maruípe (b), a velocidade de fricção é mais intensa do que na região de Campo Grande (c), sendo as duas primeiras localidades mais próximas do mar. A velocidade de atrito ($u * SB$), da frente da brisa é maior no experimento CIDADE do que no VEGATAÇÃO, o que explica o retardo no deslocamento da brisa do mar para dentro do continente. Esse atraso devido à área urbana costeira é consistente com os resultados de estudos anteriores, como os de Miller et al. (2003), Freitas *et al.* (2007) e Ryu e Baik (2013).

O movimento descendente do ar durante a noite e início da manhã (15-09h) simulado no experimento VEGTAÇÃO é mais intenso do que o simulado no experimento CIDADE (no caso da localidade c), indicando menor estabilidade atmosférica para o experimento CIDADE. No período da tarde (09-15h), o movimento ascendente para os dois cenários é parecido, para o Parque Industrial (a) e Grande Maruípe (b), sendo o referente ao experimento VEGETAÇÃO um pouco mais intenso, na localidade de Campo Grande ([Figura 69](#)). Tais resultados são consistentes com os obtidos por Be (2015), Cenedese e Monti (2003), Freitas et al.(2007), Guerrero (2010b), Nakayama e Hashimoto (2011) e Ado (1992).

As [Figuras71-74](#) apresentam as análises do perfil vertical da temperatura e circulação do ar para o plano definido entre coordenadas (40,2409° O, 20,2° S) e (40,2409° O, 20,3° S), entre Carapina e Parque Industrial. O primeiro nível vertical corresponde à superfície, o nível 2, a 2,41 metros de altitude, o terceiro, a 4,00 metros e o quarto nível, a 10,42 metros. A altura de cada nível é calculada de acordo com o manual do modelo WRF, usando como base a pressão atmosférica e massa

de ar em cada nível (SKAMAROCK et al., 2008). Os perfis apresentados correspondem aos horários 09h, 10h, 11h e 12 (horário local) dos dias 29 e 30/10/2017, pois foram os dias onde a intensidade da ilha de calor foi maior e antecedeu a entrada de uma frente fria e uma zona de umidade. Próximo a latitude, a linha azul indica o oceano, a verde indica vegetação, a laranja o continente com seus usos e a linha vermelha a cidade. Seções transversal e vertical da temperatura do ar são representadas pelas cores e em graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$), velocidade vertical (linhas cinzas tracejadas) e vento vertical (vetores) ao longo da região considerada e nos horários estabelecidos. O eixo Y de cada figura corresponde ao Nível atmosférico, aqui chamado de perfil vertical.

Figura 71 : Perfil vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) (cores), velocidade vertical (curva tracejada) e vento vertical (u,w)*10 ao longo da seção transversal entre ($40,2409^{\circ}\text{ O}$, $20,2^{\circ}\text{ S}$) e ($40,2409^{\circ}\text{ O}$, $20,3^{\circ}\text{ S}$), para as 09 HL do dia 29 para os experimentos (a) VEGETAÇÃO e (b) CIDADE. Idem para o dia 30/10/2017, para os experimentos (c) VEGETAÇÃO e (d) CIDADE.

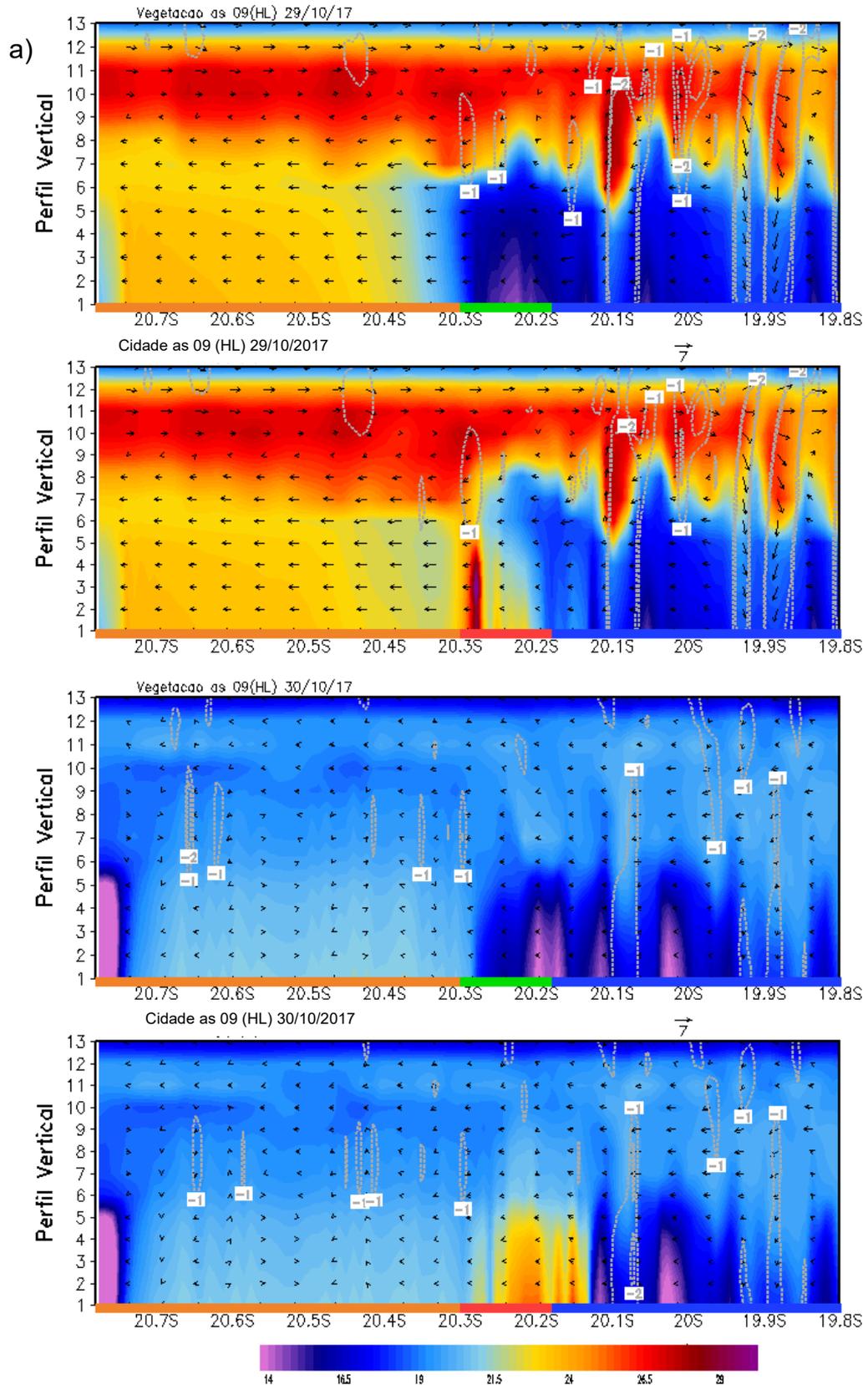


Figura 72: Perfil vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) (cores), velocidade vertical (curva tracejada) e vento vertical (u,w)*10 ao longo da seção transversal entre ($40,2409^{\circ}\text{ O}$, $20,2^{\circ}\text{ S}$) e ($40,2409^{\circ}\text{ O}$, $20,3^{\circ}\text{ S}$), para as 10 HL do dia 29 para os experimentos (a) VEGETAÇÃO e (b) CIDADE. Idem para o dia 30/10/2017, para os experimentos (c) VEGETAÇÃO e (d) CIDADE.

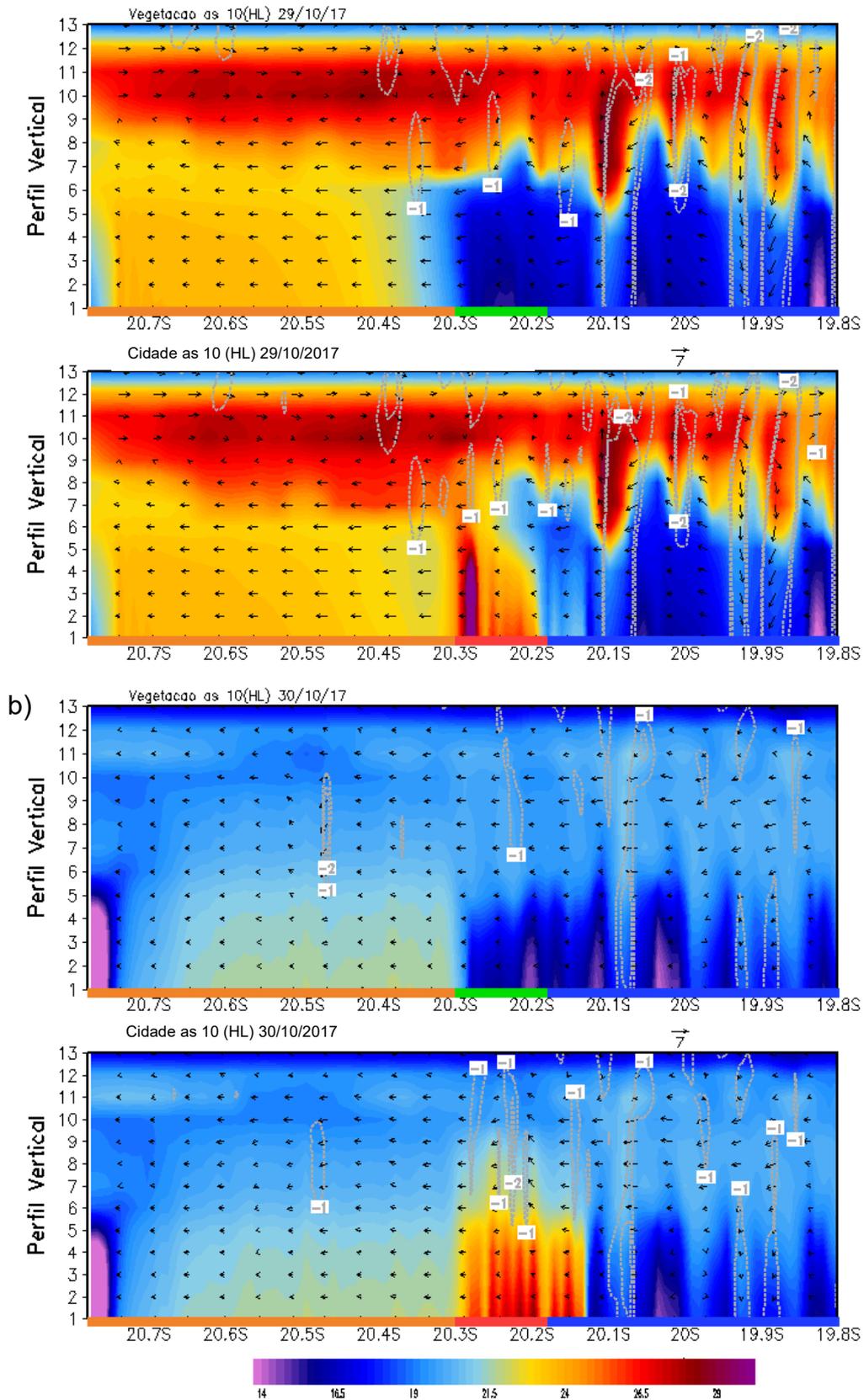


Figura 73: Perfil vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) (cores), velocidade vertical (curva tracejada) e vento vertical (u,w)*10 ao longo da seção transversal entre ($40,2409^{\circ}\text{ O}$, $20,2^{\circ}\text{ S}$) e ($40,2409^{\circ}\text{ O}$, $20,3^{\circ}\text{ S}$), para as 11 HL do dia 29 para os experimentos (a) VEGETAÇÃO e (b) CIDADE. Idem para o dia 30/10/2017, para os experimentos (c) VEGETAÇÃO e (d) CIDADE.

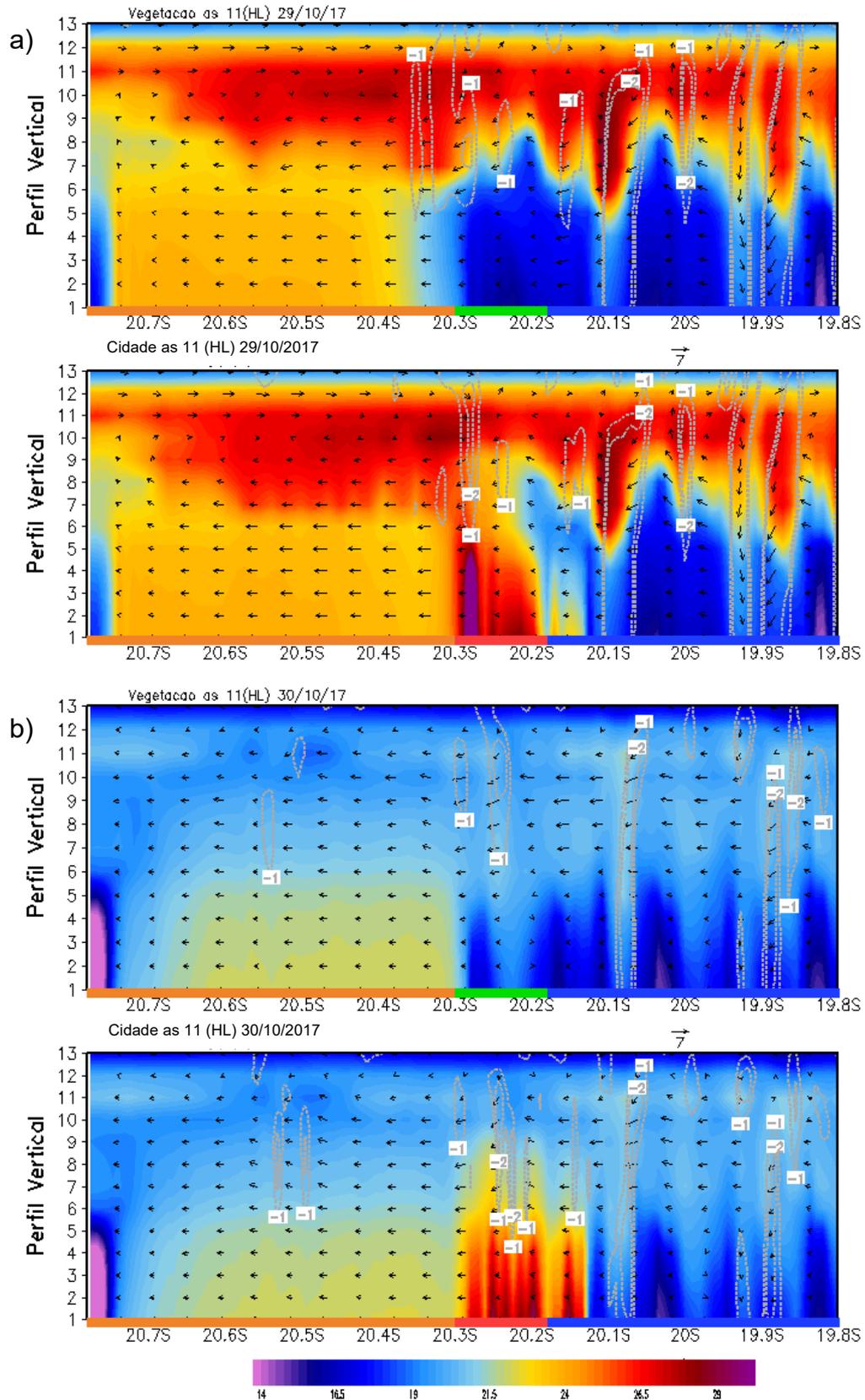
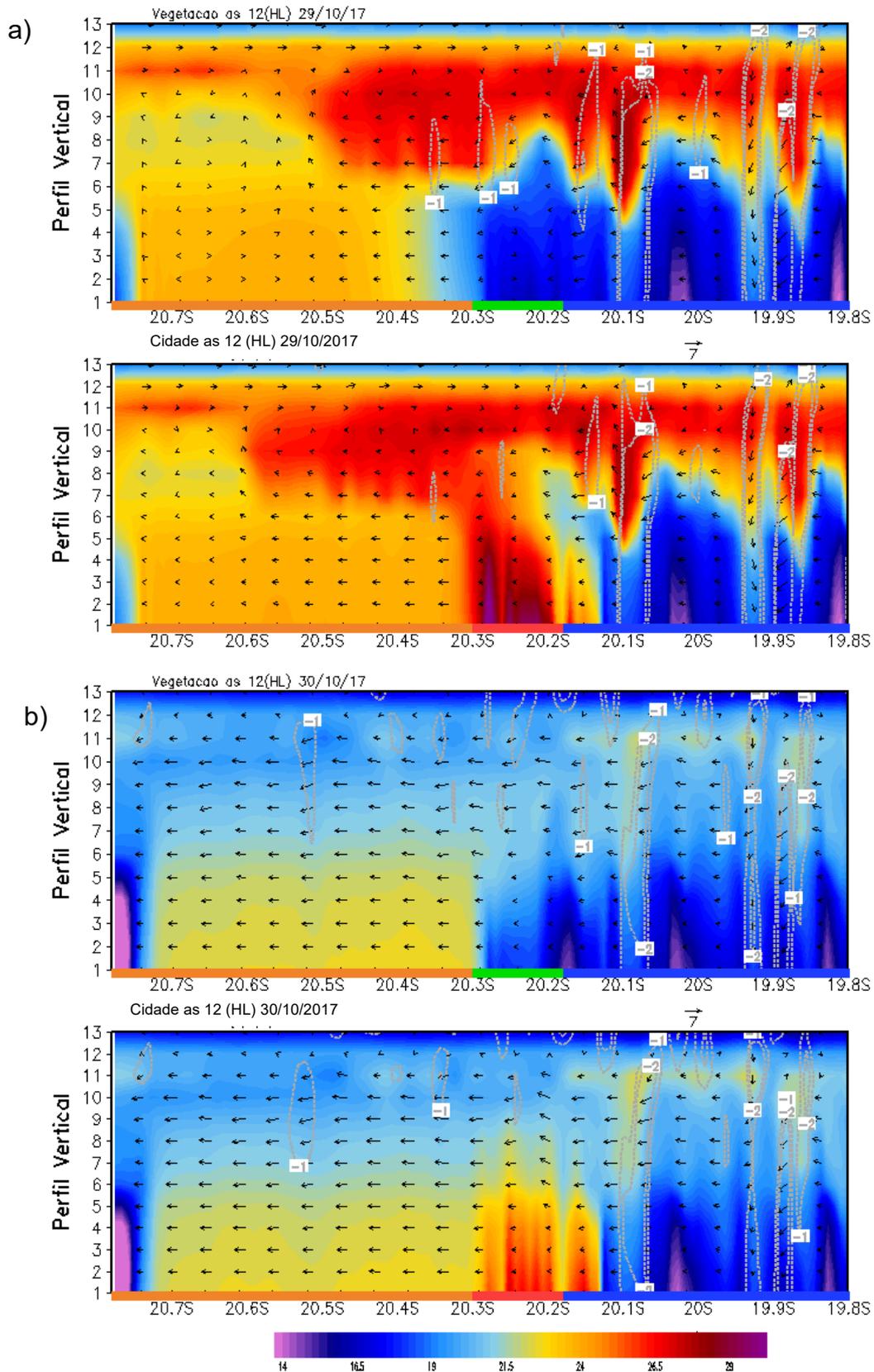


Figura 74: Perfil vertical da temperatura do ar (°C) (cores), velocidade vertical (curva tracejada) e vento vertical (u,w)*12 ao longo da seção transversal entre (40,2409° O, 20,2° S) e (40,2409° O, 20,3° S), para as 11 HL do dia 29 para os experimentos (a) VEGETAÇÃO e (b) CIDADE. Idem para o dia 30/10/2017, para os experimentos (c) VEGETAÇÃO e (d) CIDADE.



Ao chegar na área urbana costeira, a localização da frente é bem similar nos dois cenários. Entretanto, com o aquecimento mais acentuado no cenário Cidade, inicia-se a formação de uma célula convectiva sobre a cidade.

Em geral, a diferença entre os experimentos CIDADE e VEGETAÇÃO resume-se em temperatura do ar e superfície mais altas no primeiro experimento e circulação do ar com maior ascendência do ar, em relação ao experimento VEGETAÇÃO, para os quatro horários analisados, 09h, 10h, 11h e 12h. A faixa oceânica adjacente à RMGV, apesar de não ter sofrido alteração de uso, apresenta temperatura do ar mais elevada no experimento CIDADE em relação ao experimento VEGETAÇÃO, o que indica a advecção do excesso de calor em relação ao experimento com vegetação.

Às 09 HL, a localização da frente de brisa é similar nos dois experimentos simulados, CIDADE e VEGETAÇÃO. Entretanto, com o aquecimento mais acentuado no cenário CIDADE, inicia-se a formação de uma célula convectiva sobre a área urbanizada. Na área urbana interna ao norte da RMGV, especificamente na Região entre o Parque Industrial e Carapina, entre 09 HL e 10 HL dos dias 29/10 e 30/10 ([Figura 71](#) e [Figura 72](#)), observa-se que a temperatura do ar à frente da marítima, é mais alta no experimento CIDADE e, portanto, sua camada limite, mais profunda em relação ao simulado para o experimento VEGETAÇÃO, o que corrobora os resultados de Ryu e Baik (2013), ao estudar o a interação entre a ilha de calor e a circulação da brisa marítima para o município Seul na Coreia do Sul.. Embora a temperatura do ar à frente da brisa seja mais alta no experimento CIDADE, nota-se que nesses primeiros horários, a brisa do mar se mova para o interior mais rapidamente do que o simulado para o experimento VEGETAÇÃO. Segundo Ryu e Baik (2013) e Miller et al. (2003), isso ocorre porque o efeito dinâmico decorrente do aumento da rugosidade da superfície em áreas urbanas costeiras desempenha um papel mais importante na penetração da brisa do mar para o interior do que o efeito térmico, no início da manhã, quando a intensidade da ilha de calor urbana diurna ainda é fraca. Além disso, a corrente ascendente sobre a área urbana, no experimento CIDADE, intensifica-se nos horários posteriores, com o maior aquecimento [Figura 73](#) e [Figura 74](#). A intensificação da ilha de calor induz o escoamento convergente do ar sobre a superfície. Esse escoamento atrai a frente

de brisa para a área urbana, fazendo com que ela intensifique a convergência do ar em níveis atmosféricos mais elevados ([Figura 72](#) e [Figura 73](#)).

Com o aquecimento da superfície, e a consequente redução da densidade do ar, a área urbanizada também produz uma circulação termicamente induzida, a Ilha de Calor Urbana, ICU, produzindo uma circulação fechada e intensificando a convergência do ar associada à brisa marítima. Desta forma, ocorre uma superposição da circulação associada à brisa e àquela associada à ICU, intensificando a convergência sobre a área urbanizada.

Depois de passar pela área urbana costeira, no entanto, a brisa marítima se move para o interior mais rapidamente no experimento CIDADE do que no VEGETAÇÃO devido a menos rugosidade e também, pode estar relacionado a densidade do ar. Resultados semelhantes a este são observados nas pesquisas desenvolvidas por Ribeiro et al. (2018) e Freitas et al. (2007), para o município de São Paulo, por Be (2015), para Adelaide Coast, na Austrália, por Hu e Xue (2016), para Dallas, por Ashie et al. (2009), para Tóquio, por Ohashi (2009), para a planície de Osaka, por Cenedese e Monti (2004), para túneis de vento em Roma, Itália, e por Yoshikado (1992), para Tóquio.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O objetivo principal desta pesquisa foi estudar o impacto atmosférico causado pela alteração do uso e cobertura da terra na Região Metropolitana da Grande Vitória, RMGV, com base em observações e modelagem numérica da atmosfera. As observações permitiram comprovar a existência de Ilha de Calor Urbana na RMGV e o estudo numérico, com o emprego do modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) (SKAMAROCK et al., 2008) acoplado ao modelo BEP, permitiu verificar as diferenças entre duas situações distintas de uso da terra: vegetada e urbanizada.

O estudo utilizou-se da proposta teórica de Black et al. (2011) e Andrade (2005) para o entendimento do clima urbano. Tal como discutem estes autores, o clima urbano é resultante da interação do meio físico da cidade com a atmosfera sobrejacente, considerando as condições climáticas específicas para o período de análise. O estudo, também levou em consideração o clima presente e a tendência histórica, assim como os fenômenos decorrentes dos processos de urbanização e industrialização, como a formação de ilha de calor e a poluição atmosférica. Adicionalmente, foi verificada a interação entre a ilha de calor na RMGV e circulação de brisa característica de áreas litorâneas.

O estudo também permitiu melhor compreender a ilha de calor na RMGV, sendo que a circulação local, termicamente induzida, é uma característica importante de condições atmosféricas estáveis. À medida que a superfície terrestre se aquece, as térmicas elevam-se e as células de convecção se formam. O movimento vertical resultante gera turbulência térmica, aumentando de intensidade com o aquecimento superficial e o grau de instabilidade atmosférica. A intensidade da turbulência mecânica e térmica, também chamadas de circulações locais, depende da temperatura, do vento e da rugosidade da superfície. Sendo assim, as circulações locais são fenômenos relativamente “rasos” na atmosfera e representam o resultado da transferência de calor e umidade da superfície para a camada limite planetária, CLP. As circulações atmosféricas provocadas pelo aquecimento diferencial da superfície são denominadas circulações térmicas. Nesse processo, o ar mais quente se eleva, forçando convergência do ar em níveis baixos e movimento vertical ascendente sobre as regiões em que a pressão atmosférica é mais baixa e

divergência, com movimento vertical descendente (subsistência), nas regiões em que a pressão é mais alta.

A partir destes conceitos físicos termodinâmicos, entende-se que as mudanças de uso e cobertura da terra na RMGV, produzidas pelos processos de urbanização e industrialização, produziram, em relação a um ambiente vegetado (coberto com Mata Atlântica), aquecimento diferencial, gerando circulações termicamente induzidas, ou, a Ilha de Calor Urbana da RMGV. Ou seja, a área urbana (denominada de cidade) em si gera a ilha de calor, e os pontos com temperatura mais elevada são considerados *hotspots*. Assim, a circulação produzida pela “cidade” interage com a brisa marítima e terrestre.

O comportamento médio da temperatura do ar na RMGV foi analisado com base nos dados da *University of Delaware* (UD). A série toda, de 1944 a 2015, foi dividida em dois subperíodos (1944-1979 e 1980-2015). Esta divisão foi feita de forma a melhor identificar o eventual impacto dos processos de urbanização e industrialização no decorrer do tempo sobre a dinâmica espacial da temperatura do ar próxima à superfície, . A média da temperatura do ar no segundo subperíodo (24,93 °C) foi +0,24 °C superior à média para o primeiro subperíodo, sendo maior também do que a média para o período todo em 0,10°C. A comparação das duas séries temporais, 1949-1979 e 1980-2015, permite identificar que 13 anos do primeiro subperíodo apresentaram temperatura do ar com valores superiores à média para todo o período, enquanto que, no segundo subperíodo, 23 anos apresentaram temperatura anual maior do que o valor médio. Dos 11 anos mais quentes de toda série, nove estão no segundo período (1980-2015) e somente dois no primeiro subperíodo. Dos 11 anos mais quentes, cinco anos foram registrados na década de 2000 (2002, 2009, 2000, 2003, 2008), quatro na década de 1990 (1998, 1999, 1990, 1997), sendo os dois restantes registrados em 1972 e 1959. Entre 1990 e 2009, todos os anos apresentaram temperaturas acima da média referente à série temporal considerada, exceto 1991,1992 e 2004. Mediante o apontado, a década de 2000 e de 1990, nesta ordem, foram as mais quentes do período avaliado. Também se verificou que a área em estudo apresentou uma taxa de aquecimento de 0,62 °C em 72 anos, ou seja, houve um incremento de 0,06 °C por década.

O clima atual e a ilha de calor urbana da RMGV foram analisados por meio dos valores diários de temperatura do ar observados nas estações meteorológicas a fim de se identificar a associação com usos e coberturas distintas do solo.

Em geral, a temperatura do ar apresentou os maiores valores no período do verão austral (outubro a março) e os menores no inverno (junho a setembro), seguindo o comportamento sazonal do sudeste do Brasil (REBOITA et al., 2010). O valor médio anual da temperatura do ar observada nas seis estações de superfície variou entre 23 °C e 24 °C.

Em relação às temperaturas máximas, as estações de Cariacica, Carapina e Aeroporto apresentaram os maiores valores médios, 37,56 °C, 37,09 °C e 36,0 °C, respectivamente, enquanto nas estações de Vila Velha e da UFES há o registro dos menores valores de temperatura mínima do ar, respectivamente, 13,30 °C e 13,60 °C. A estação de Cariacica apresenta o maior valor médio de temperatura do ar, 24,78 °C, localizada em área urbana da RMGV, e Vila Velha, o menor valor médio, 23,00 °C, situada em área rural.

As estações Carapina e Cariacica apresentam os menores valores médios de amplitude térmica diurna, o que deve ser induzido pelas características de uso e cobertura do solo.

A intensidade da ilha de calor atmosférica foi obtida a partir da diferença térmica entre a média da temperatura do ar observada em estações de áreas urbanas e rurais (OKE, 1995). A ICU média para todo o período é igual a +1,625 °C, sendo os valores extremos iguais a -3,7 °C e +7,5 °C. O valor mínimo de ICU ocorreu no dia 02/04/2017, às 13 HL, durante o outono. O valor máximo do ICU ocorreu no dia 31/10/2017, às 14 HL, na primavera. Os valores negativos de ICU na RMGV foram mais frequentes no inverno que no verão. De acordo com a série analisada, a área urbana pode ser até 7,5 °C mais quente que a área rural. Apesar do maior valor de ICU ter sido observado no mês de outubro, os valores maiores ocorrem com mais frequência durante o verão, sobretudo no mês de janeiro, entre 12 HL e 16 HL. No verão, provavelmente devido ao maior valor do saldo de radiação (ondas curtas e ondas longas), em poucas vezes a RMGV apresentou ICU negativo.

A maior ocorrência de ilha de calor na RMGV, entre 01 de março de 2017 a 31 de janeiro de 2018 caracterizada por valores de ICU entre 0 e 2 °C, seguida por valores entre 2 e 4 °C. Neste estudo, estas duas classes foram denominadas

respectivamente de fraca e moderada. A ocorrência da ilha de calor de intensidade forte (4-6°C) e muito forte (6-8°C) é rara, com 1% dos episódios durante todo o período considerado. A ilha de calor é influenciada por sistemas atmosféricos de escala sinóticas que devem favorecer a sua intensificação ou amenização. Sob a atuação da ASAS, a ilha de calor torna-se mais intensa, enquanto, que sob a atuação da ZCAS, ZCOU e Frente Frias, a intensidade da ilha de calor é menor.

Na escala diurna, as maiores intensidades da ilha de calor são registradas nos horários das maiores temperaturas, entre 10 e 16 HL, sendo o horário de pico entre 12 e 13 HL. Condições similares ao ciclo diurno da ilha de calor foram observadas em São Paulo (FREITAS; SILVA DIAS, 2005; FERREIRA et al., 2012), no sul da Malásia (RAJAGOPALAN et al., 2014) e em Singapura (WONG; CHEN, 2015).

Os resultados obtidos nesta pesquisa corroboram os obtidos em outros estudos sobre clima urbano em localidades de clima tropical. A RMGV apresenta ilha de calor menos intensa do que as registradas em áreas de altas e médias latitudes. Apesar de haver alguns registros de ilha de calor de forte intensidade na RMGV, são mais frequentes as classes de fraca e média intensidade. A intensidade da ilha de calor depende, em parte, do sistema sinótico atuante na localidade. Observa-se também que a ilha de calor é mais intensa durante o dia, na estação do verão, nos horários de maior carga térmica, o que diverge da definição clássica de Oke (1973). Observa-se também que a intensidade máxima horária de ICU em julho foi de 4,75 °C, às 07 HL, de 7,35 °C, às 14HL, em outubro, e de 7,53 °C, às 15HL, em janeiro.

A ilha de calor da superfície também foi analisada. As temperaturas médias da superfície apresentaram a seguinte distribuição: temperatura mínima 19 C, e máxima 42 °C, temperatura média 30,5 °C, amplitude diurna 23°C e desvio padrão de 6,9 °C. Os valores de temperatura de superfície que mais predominaram foram entre 24°C a 28°C, correspondendo 76,42% da região. Nas áreas mais urbanizadas, registram-se as maiores temperaturas, enquanto áreas com vegetação de maior porte, próximas aos maciços rochosos e corpos hídricos, apresentaram temperaturas mais baixas. Os resultados mostram que o efeito geral do uso “comercial/industrial/transporte”, sobretudo onde se localiza o Parque Industrial, na formação de ilha de calor urbana pode ser relativamente baixo. Embora esteja

associado aos valores mais intensos da temperatura de superfície, a área ocupada pelo Parque Industrial é relativamente pequena na RMGV.

A intensidade da ilha de calor de superfície (SUHI) na RMGV, entre os anos de 2017 e 2018, usando o método de quantis, proposto por Flores et al. (2016), cuja base de análise é o método proposto por Streutker (2002), chega a extremos de -3°C a $+20^{\circ}\text{C}$, apresentando uma intensidade de $+17^{\circ}\text{C}$. Os valores entre $+2^{\circ}\text{C}$ até $+8^{\circ}\text{C}$ compreendem a maior área, sendo que, nas áreas urbanas são registrados valores maiores de $+5^{\circ}\text{C}$. As áreas mais aquecidas não são exclusivas da região central da RMGV, mas também nos bairros periféricos e área rural onde há o predomínio de pastagem e de solo exposto. Outro ponto a destacar é que áreas com pouca ou nenhuma arborização, habitações precárias, saneamento inadequado, e densamente povoadas apresentam intensidades e extensões espaciais, em alguns casos, superiores a regiões centrais, como, por exemplo, as áreas industriais. Isso faz com que a ilha de calor urbana na RMGV possua um caráter multinucleado, ou hotspots, fugindo do perfil clássico da ilha de calor em regiões de alta e média latitudes, tal como descrito em Oke (1982, 1995) e Roth (2013). Ressalta-se que a RMGV é um aglomerado de sete municípios que não se apresentam em forma elipsoidais, porém, com formas e funções distintas. Além disso, o Satélite LandSat 8 possui uma resolução de 30 metros, o que torna viável de Flores et al. (2016).

A fim de verificar as possíveis distorções que o modelo WRF-BEP produziu ao simular as variáveis atmosféricas em relação ao observado nas estações meteorológicas consideradas nesse estudo, foram realizados testes estatísticos para verificar a acurácia da simulação. Os resultados obtidos por meio de indicadores estatísticos indicam que o modelo simulou de forma razoável as variáveis atmosféricas, velocidade e direção do vento e temperatura do ar a 2m. Entre as estações, o modelo teve melhor desempenho da velocidade do vento nas estações Cariacica e Aeroporto, respectivamente. Já a direção do vento apresentou melhores resultados para a estação Aeroporto. Em relação a temperatura do ar a estações que tiveram os melhores desempenhos, Carapina e Aeroporto, respectivamente que teve o melhor desempenho.

No estudo numérico, alguns aspectos da urbanização na formação da ilha de calor na RMGV, através do uso do modelo atmosférico WRF-BEP, foram verificados. Os resultados mostram que a ilha de calor alterou vários parâmetros

como a temperatura do ar, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente, camada limite planetária, direção e intensidade do vento.

A diferença média da temperatura do ar (a 2 metros) simulada nos dois experimentos propostos, entre 29/10/2017 e 03/11/2017, evidencia que a substituição da cobertura urbanizada por Mata Atlântica na RMGV provoca a diminuição da temperatura do ar média em até 5 °C em algumas áreas, sobretudo nas regiões do Parque Industrial, Grande Maruípe e Campo Grande, áreas mais urbanizadas.

Os dias 29, 30 e 31 de outubro, antecederam a entrada de uma frente fria, com forte atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, ASAS, a diferença entre as entre os experimentos VEGETAÇÃO e CIDADE, chegou a -18 °C, sobretudo nos horários de maior carga térmica, entre 09 e 14 HL, ou seja, a presença de áreas urbanizadas contribuiu significativamente no aquecimento da atmosfera local.

Em toda a RMGV aparecem diferenças no fluxo de calor sensível entre os cenários VEGETAÇÃO e CIDADE. No geral, sem a cidade (caracterizadas pelas áreas urbanizadas), o fluxo de calor sensível seria até 450 W/m² menor em algumas localidades. Os municípios de Serra, Vitória e norte de Vila Velha apresentam as maiores diferenças para o fluxo de calor sensível entre os dois experimentos. Os municípios de Cariacica e Guarapari, também apresentam diferenças no fluxo de calor sensível, porém, menores que Serra, Vitória e norte de Vila Velha. As maiores diferenças no fluxo de calor sensível estão associadas às áreas de alta densidade residencial e comercial/industrial, o que acarreta em maior aquecimento da atmosfera e modificação da circulação local. Caso a RMGV fosse composta apenas por vegetação característica da Mata Atlântica, possuiria maior umidade na atmosfera, o fluxo de calor latente seria, em média, 100 W/m² maior do que o estimado para o cenário urbano. Como a vegetação em região de clima tropical funciona como moderador de temperatura (ROTH,2007), a temperatura do ar nas áreas onde houve incremento do calor latente, com no cenário VEGETAÇÃO, é menor do que a estimada para o cenário CIDADE. Em síntese, a presença da cidade da RMGV fez com que o fluxo de calor latente fosse suprimido, enquanto o fluxo de calor sensível aumentou, resultando em maior aquecimento do ar e produzindo o efeito ilha de calor urbana. Na linha de costa da RMGV, houve o aumento do fluxo de calor latente, este influenciado pela urbanização. Observa-se que entre às 17 HL

e às 06 HL do dia seguinte o fluxo de calor latente no litoral aumenta e, entre às 10 e 16 HL, o calor latente diminui, provavelmente em função da aceleração da brisa marítima causada pela presença da cidade e consequente convergência do ar. Durante a madrugada e início da manhã há convergência acentuada pois há brisa continental e, durante o dia, há brisa marítima levando a umidade para o interior. Diante das características dos fluxos de calor sensível e latente, a presença da cidade favoreceu um incremento da razão de Bowen em até 10 vezes no caso do cenário CIDADE. Nas localidades correspondentes ao uso “industrial/comercial/transporte”, ocorrem as maiores diferenças da razão de Bowen, com destaque para o Parque Industrial e Carapina, na Serra e, o leste do município de Vitória. A diferença simulada dos fluxos de calor sensível e latente para a RMGV pelos dois experimentos numéricos propostos permite a modificação da circulação local, gerando a ilha de calor urbana.

As alterações observadas nos fluxos de calor sensível e latente alteram a divergência do ar nos níveis atmosféricos próximos à superfície. A presença da cidade (urbanização) contribui para que a convergência do ar na RMGV aumente. O aquecimento da superfície terrestre provê a elevação de correntes ascendentes térmicas e a formação de células de convecção. O movimento vertical resultante gera turbulência térmica, que aumenta com a intensidade do aquecimento superficial e o grau de instabilidade atmosférica. A turbulência térmica resultará em movimentos verticais devido ao aquecimento da superfície e subsequente elevação e subsidência do ar. Na presença da cidade, a formação da zona de convergência nas bordas faz com que a brisa chegue mais cedo, às 09 HL do dia 30/10. Com esses resultados, a hipótese do estudo mostrou-se verdadeira: as alterações do uso da terra, com transformações nos processos físicos da superfície terrestre, modificam o balanço energético em superfície e, portanto, as circulações atmosféricas locais sobre a Região Metropolitana da Grande Vitória.

A camada limite urbana para o experimento CIDADE é 700-1000 metros mais profundado que no caso do experimento VEGETAÇÃO. O uso de novas parametrizações pode fazer com que a simulação da CLP sobre vegetação melhore.

A partir da análise da direção do vento, identificou-se que, nos dois cenários, a direção do vento muda entre 10 e 13 HL, de oeste para leste, evidenciando a entrada da brisa marítima. No caso do cenário CIDADE, devido ao maior gradiente

de pressão, a direção do vento para componente leste muda um pouco antes, entre 9 e 10 HL, especificamente no dia 30/10, enquanto o cenário VEGETAÇÃO apresenta a entrada da brisa entre 10 e 11 HL. Estes resultados indicam que a entrada da brisa marítima no cenário CIDADE é acelerada em relação ao cenário VEGETAÇÃO em até uma hora (1) ao efeito térmico urbano da ilha de calor, que produz um efeito similar ao da brisa marítima. Resultados semelhantes foram observados por Khan e Simpson (2001), para a cidade de Brisbane, Austrália, por Freitas et al. (2007), para São Paulo, Brasil, e por Takahashi et al. (2009), para Tóquio, Japão.

Com a presença da cidade, a brisa marítima ficou estagnada no litoral no período vespertino, em relação ao experimento VEGETAÇÃO, tal constatação pode ser evidenciada com os mapas de umidade específica. Entre 09 HL e 18 HL são verificadas as maiores diferenças de umidade específica, entre os dois experimentos. A circulação oposta, convergência, provocada pela cidade, impede o avanço da frente da brisa, fazendo com que a umidade específica aumente no cenário CIDADE.

É interessante observar que a brisa marítima penetra no cenário CIDADE, no dia 30/10 às 09 HL, antes que no cenário VEGETAÇÃO, enquanto que a velocidade de fricção e vertical começam a se intensificar entre 9 e 10 HL no primeiro cenário e entre 10 e 11 HL no cenário VEGETAÇÃO. Isso ocorre porque o efeito dinâmico decorrente da maior rugosidade da superfície da área urbana costeira desempenha um papel mais importante na penetração da brisa marítima do que o efeito térmico durante o período da manhã, quando a intensidade da ilha de calor urbana ainda é fraca.

A velocidade friccional da frente da brisa é maior no cenário CIDADE do que no cenário VEGETAÇÃO, condição que explica o retardo da penetração da brisa do mar neste último cenário. As circulações mais fortes da brisa marítima, estão diretamente relacionadas à presença da área urbana, com o aumento da temperatura do ar. Pode-se dizer que a intensificação da ilha de calor induz um escoamento convergente relativamente forte sobre a superfície da área urbanizada, fazendo com que a frente de brisa penetre mais rapidamente para o interior do continente. Este processo intensifica a convergência do ar em níveis mais altos da atmosfera. Com esses resultados, verificamos que a área construída da RMGV

contribui para a modificação da intensidade do vento, tal como apresentado nos estudos de Hidalgo (2010); Masson (2010); Gimeno (2010), Rojas (2017), Ahmad et al. (2012), Takahashi (2011); Mikami (2011); Takahashi (2011).

Os resultados relativos à intensificação do vento e divergência do ar permitem responder dois dos questionamentos: o fato de a área urbanizada contribuir para a intensificação do vento, e, de a convergência do ar causada pela ilha de calor da RMGV favorecer a entrada da brisa para o interior do continente.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

A existência da ilha de calor e da brisa marítima na RMGV foi diagnosticada através da análise de dados observados em estações meteorológicas e de dados de sensoriamento remoto. Além de ser avaliado o papel da urbanização na RMGV com base em modelagem numérica.

Em relação aos dados observados nas estações meteorológicas, sugere-se a realização de estudo com um período maior, por exemplo, uma década, de forma a poder analisar as características da ilha de calor durante condições climáticas específicas. A influência do oceano Atlântico adjacente é um exemplo de condição climática a ser analisada sobre a ilha de calor da RMGV.

A análise da dispersão de poluentes atmosféricos associada à ilha de calor da RMGV em condições atmosféricas distintas. Em relação à modelagem numérica, pode-se realizar um experimento com resolução espacial do domínio 4 menor do que a utilizada nesta pesquisa, com 300 metros de resolução ao invés de 1 metro, tal como considerado neste estudo. A diminuição da resolução poderia melhorar os resultados obtidos, sendo assim, melhorando a precisão dos dados, representando melhor a realidade, bem como, a troca de energia entre superfície e atmosfera. A comparação entre os resultados das simulações obtidas com o BRAMS-TEB, WRF-UCM e WRF-BEP, para análise dos efeitos da urbanização na ilha de calor, pode indicar o modelo mais adequado para a RMGV.

A simulação dos efeitos do aumento da massa urbana na ilha de calor da RMGV, deve permitir a minimização dos impactos deletérios sobre a população e região.

Entender como o relevo contribui para a intensificação da ilha de calor e também sobre a dispersão de poluentes.

Em estudos de tempestades na RMGV, envolvendo a interação da brisa marítima com a ilha de calor, deve indicar quanto e onde a ilha de calor contribui para sua intensificação.

Analisar os efeitos das mudanças climáticas globais na intensificação da ilha de calor na RMGV, de acordo com os cenários propostos pelo IPCC, também subsidia o desenvolvimento mais sustentável da região.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADACHI, S. A. et al. Improvement of the single-layer UCM in the WRF model. **Icuc8**, p. 1–4, 2012.
- ADO, H. Y. **Numerical Study of the Daytime Urban Effect and Its Interaction with the Sea Breeze** *Journal of Applied Meteorology*, 2002. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281992%29031%3C1146%3ANSOTDU%3E2.0.CO%3B2>>
- AHMAD, S. et al. The impacts of sea breeze on urban thermal environment in tropical coastal area. **Advances in Natural and Applied Sciences**, v. 6, n. 1, p. 71–78, 2012.
- AHRENS, C. D. Meteorology today an introduction to weather, climate, and the environment. In: 9th ed. ed. [s.l.] Belmont, CA Brooks/Cole, CengageLearning 2009, 2009. p. 621.
- ALHAWITI, R. H.; MITSOVA, D. Using Landsat-8 Data to Explore the Correlation between Urban Heat Island and Urban Land Uses. **International Journal of Research in Engineering and Technology**, v. 5, n. 3, p. 457–466, 2016.
- ALMUTAIRI, M. K. Derivation of Urban Heat Island for Landsat-8 TIRS Riyadh City (KSA). **Journal of Geoscience and Environment Protection**, v. 3, n. November, p. 18–23, 2015.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 15, p. 2017–2030, 2005.
- ARAUJO, T. L. **Estudo Numérico Da Interação Entre Uma Região Urbanizada E a Convecção Rasa**. [s.l.] Universidade Federal de Campina Grande - UFCG, 2010.
- ARNFIELD, A. J. Two decades of urban climate research: A review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 1, p. 1–26, 2003.
- ASHIE, Y.; HIRANO, K.; KONO, T. Effects of sea breeze on thermal environment as a measure against Tokyo's urban heat island. **The seventh International Conference on Urban Climate**, n. 29 July-3 July, p. 29–32, 2009a.
- ASHIE, Y.; HIRANO, K.; KONO, T. **Effects of sea breeze on thermal environment as a measure against Tokyo's urban heat island** *The seventh International Conference on Urban Climate*, 2009b.
- ASSIS, W. L. **O SISTEMA CLIMA URBANO DO MUNICÍPIO DE BELO HORIZONTE NA PERSPECTIVA TÊMPORO-ESPACIAL** Belo Horizonte Instituto de Geociências da UFMG Agosto de 2010. [s.l.] Unversidade Federal de Minas gerais, 2010.
- ATKINS, N. T., R. M. WAKIMOTO, AND T. M. W. Observations of the sea-breeze front during CaPE, Part II: Dual-Doppler and aircraft analysis. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 944–969, 1995.
- ATKINSON, B. W. **Meso-scale atmospheric circulations**. London Aca ed. Maryland Heights: London Academic Press, 1981.
- AVISSAR, R.; SCHMIDT, T. An Evaluation of the Scale at which Ground-Surface Heat Flux Patchiness Affects the Convective Boundary Layer Using Large-Eddy Simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, n. 16, p. 2666–2689,

1998.

AYLAS, G. Y. R. **Análise da influência da especificação do uso e ocupação do solo e do uso da técnica de assimilação de dados meteorológicos na performance do modelo WRF.** [s.l.] Universidade Federal do Espírito Santo, 2017.

BARLOW, J. F. Progress in observing and modelling the urban boundary layer. **Urban Climate**, v. 10, n. P2, p. 216–240, 2014.

BARRY, ROGER & CHORLEY, R. J. **Atmosphere, weather and climate.** 9^a ed. [s.l.] Routledge, 2009.

BE, A. Identification of Sea Breezes , their Climatic Trends and Causation , with Application to the Adelaide Coast. n. July, 2015.

BLAKE, R. et al. Urban climate: Processes, trends and projections. **First Assessment Report of the Urban Climate Change Research Network**, p. 43–81, 2011.

BORGE, R. et al. A comprehensive sensitivity analysis of the WRF model for air quality applications over the Iberian Peninsula. **Atmospheric Environment**, v. 42, n. 37, p. 8560–8574, dez. 2008.

CENEDESE, A.; MONTI, P. Interaction between an Inland Urban Heat Island and a Sea-Breeze Flow: A Laboratory Study. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, n. 11, p. 1569–1583, 2003.

CHEN, F. et al. A numerical study of interactions between surface forcing and sea breeze circulations and their effects on stagnation in the greater Houston area. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 116, n. 12, p. 1–19, 2011a.

CHEN, F. et al. The integrated WRF/urban modelling system: Development, evaluation, and applications to urban environmental problems. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 2, p. 273–288, 2011b.

CHEN, F.; YANG, X.; ZHU, W. WRF simulations of urban heat island under hot-weather synoptic conditions: The case study of Hangzhou City, China. **Atmospheric Research**, v. 138, p. 364–377, 2014.

CHEN, G.; ZHAO, L.; MOCHIDA, A. Urban Heat Island Simulations in Guangzhou, China, Using the Coupled WRF/UCM Model with a Land Use Map Extracted from Remote Sensing Data. **Sustainability**, v. 8, n. 7, p. 628, 2016.

CHENG, F. Y. et al. Investigation of the effects of different land use and land cover patterns on mesoscale meteorological simulations in the Taiwan area. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 3, p. 570–587, 2013.

CHILDS, P. P.; RAMAN, S. Observations and numerical simulations of urban heat island and sea breeze circulations over New York City. **Pure and Applied Geophysics**, v. 162, n. 10, p. 1955–1980, 2005.

COELHO, A. L. N.; CORREA, W. D. S. C.; NASCIMENTO, F. H. USO DE PRODUTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO PARA A CLASSIFICAÇÃO VELHA/ES, ANÁLISE DE TEMPERATURAS DE SUPERFÍCIE NO MUNICÍPIO DE VILA (BRASIL). **GeoFocus (Informes y aplicaciones)**, v. 13, p. 61–76, 2013.

COELHO, A. L. N.; CORREA, W. DE S. C. Temperatura De Superfície Celsius Do Sensor Tirs/Landsat-8: Metodologia E Aplicações. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 7, n. 1, p. 31, 2013.

COMARAZAMY, D. E. et al. **A VALIDATION STUDY OF THE URBAN HEAT ISLAND IN THE TROPICAL COASTAL CITY OF SAN JUAN , PUERTO RICO.** (I. A. for U. C. (IAUC), Ed.)Lodz: Fifth International Conference on Urban Climate, 2007Disponível em: <<http://meteo.geo.uni.lodz.pl/icuc5/>>

CORREA, W. DE S. C.; COELHO, A. L. N.; VALE, C. C. DO V. Influência de distintos

sistemas atmosféricos na temperatura de superfície do município de Vitória (ES). **Caminhos de Geografia**, v. 16, n. 53, p. 37–54, 2015.

CORREA, W. DE S. C.; VALE, C. C. DO. CONTRIBUTION TO THE UNDERSTANDING OF THE REGIONAL FIELD. **R. Ra'e Ga**, v. 38, p. 50–81, 2016.

COTTA, H. H. A. **ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS ROBUSTA EM DADOS DE POLUIÇÃO DO AR: APLICAÇÃO, OTIMIZAÇÃO DE UMA REDE DE MONITORAMENTO**. [s.l.] Universidade Federal do Espírito Santo, 2014.

CUI, Y. Y.; DE FOY, B. Seasonal Variations of the Urban Heat Island at the Surface and the Near-Surface and Reductions due to Urban Vegetation in Mexico City. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, n. 5, p. 855–868, 2012.

DE FARIA PERES, L. et al. The urban heat island in Rio de Janeiro, Brazil, in the last 30 years using remote sensing data. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 64, p. 104–116, 2018.

DOAN, Q. VAN; KUSAKA, H.; HO, Q. B. Impact of future urbanization on temperature and thermal comfort index in a developing tropical city: Ho Chi Minh City. **Urban Climate**, v. 17, p. 20–31, 2016.

DOS SANTOS, A. R. et al. Spatial and temporal distribution of urban heat islands. **Science of The Total Environment**, v. 605–606, p. 946–956, 2017.

DU, L. et al. Urban heat island effects derived from dense Landsat thermal observations in Nanjing, China. **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, v. 17, n. 1, 2014.

DUURSMA, E. K. **Rainfall, River Flow and Temperature Profile Trends; Consequences for Water Resources**. N. V. Comp ed. Amsterdam: N. V. Compnay, 2002.

EMERY, C.; TAI, E.; YARWOOD, G. Enhanced Meteorological Modeling and Performance Evaluation for Two Texas Ozone Episodes. **Environ International Corporation**, p. 235, 2001.

EMMANUEL, R.; KRÜGER, E. Urban heat island and its impact on climate change resilience in a shrinking city: The case of Glasgow, UK. **Building and Environment**, v. 53, p. 137–149, 2012.

EPA, U. S. Reducing Urban Heat Islands: Compendium of Strategies Urban Heat Island Basics. **Reducing Urban Heat Islands Compendium of Strategies**, p. 1–19, 2008.

FERREIRA, M. J. et al. Radiation balance at the surface in the city of São Paulo, Brazil: diurnal and seasonal variations. p. 229–246, 2012.

FIALHO, E. S. Ilha de calor em cidade de pequeno porte: Caso de Viçosa, na Zona da Mata Mineira. 2009.

FITZ, P. R. **Geografia Tecnológica. In: Geoprocessamento sem complicação**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FRANCISCO, M. et al. O Climanálise e o monitoramento da ZCAS nos últimos 30 anos. n. 1992, p. 19–25, 2013.

FREITAS, E. D. DE. **Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 29 abr. 2003.

FREITAS, E. D. DE; DIAS, P. L. DA S. Alguns efeitos de áreas urbanas na geração de uma ilha de calor. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 3, p. 355–366, 2005.

FREITAS, E. D. et al. Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 122, n. 1, p. 43–65, 2007.

- FU, P.; WENG, Q. Responses of urban heat island in Atlanta to different land-use scenarios. **Theoretical and Applied Climatology**, 2017.
- GONG, D.; WANG, S. . Definition of Antarctic Oscillation Index. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 459–462, 1999.
- GOUVÊA, M. L. Cenários de impacto das propriedades da superfície sobre o conforto térmico humano na cidade de São Paulo. **Departamento de Ciências Atmosféricas**, v. Mestrado, p. 87, 2007.
- GROSSMAN-CLARKE, S. et al. Contribution of land use changes to near-surface air temperatures during recent summer extreme heat events in the Phoenix metropolitan area. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, n. 8, p. 1649–1664, 2010.
- GUERRERO, V. V. U. **Características das circulações locais em regiões metropolitanas do Chile Central**. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-20042016-161502/pt-br.php>>.
- GUERRERO, V. V. U. **Características das circulações locais em regiões metropolitanas do Chile Central**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 23 abr. 2010b.
- HIDALGO, J.; MASSON, V.; GIMENO, L. Scaling the daytime urban heat island and urban-breeze circulation. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, n. 5, p. 889–901, 2010.
- HOLZ, S.; LORENA, R. B.; MARCHIORO, E. O uso de sensoriamento remoto para análise do campo térmico da superfície urbana completa do município de Vitória (ES). **Revista Geonorte**, v. 2, n. 4, p. 1674–1682, 2012.
- HOMANN, C. T. Avaliação dos efeitos urbanos sobre circulações de mesoescala em função da expansão territorial da Região Metropolitana de São Paulo. p. 141, 2014a.
- HOMANN, C. T. **Avaliação dos efeitos urbanos sobre circulações de mesoescala em função da expansão territorial da Região Metropolitana de São Paulo**. São Paulo: 10.11606/D.14.2014.tde-08012015-140709, 13 nov. 2014b.
- 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.
- HULME, M.; SHEARD, N. **Cenários de alterações climáticas para o Brasil**. Disponível em: <<http://www.cru.uea.ac.uk/~mikeh/research/brazil.pdf>>. Acesso em: 17 set. 2018.
- IFGI, J. J. et al. REDD + Policy Assessment Centre. In: [s.l: s.n.]. p. 1–69.
- Influence of Synoptic Sea Breeze Fronts on the Urban Heat Island Intensity in Dallas Fort.** , [s.d.].
- IPCC. **Alterações Climáticas 2013: A Base Científica - Perguntas Frequentes**. [s.l: s.n.].
- JESUS, R. J. D. E. **AVALIAÇÃO DO COMPORTAMENTO DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE TERRESTRE DO MUNICÍPIO DE CARIACICA (ES) EM 1985 E 2013 AVALIAÇÃO DO COMPORTAMENTO DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE TERRESTRE DO MUNICÍPIO DE CARIACICA (ES) EM**. [s.l.] Universidade Federal do Espírito Santo - UFES, 2016.
- JI, H. E.; LEE, S. H.; LEE, H. W. Characteristics of sea breeze front development with various synoptic conditions and its impact on lower troposphere ozone formation. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 30, n. 5, p. 1461–1478, 2013.
- JULIO, I. et al. Variação Sazonal Do Balanço De Energia Em Cidade. p. 85–106,

2016.

KAWAMOTO, Y. Effect of urbanization on the urban climate in coastal city , Fukuoka-Kitakyushu metropolitan area , Japan. **ICUC9 - 9th International Conference on Urban Climate jointly with 12th Symposium on the Urban Environment**, 24 jul. 2015.

KERR, R. A. A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries. **Science**, v. 288, n. 5473, p. 1984–1985, 2000.

KHAN, S. M.; SIMPSON, R. O. D. W. Effect of a heat island on the meteorology of a complex urban airshed. n. 1978, p. 487–506, 2001.

KUSAKA, H. et al. A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer and slab models. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 101, n. 3, p. 329–358, 2001.

KUSAKA, H.; KIMURA, F. Thermal Effects of Urban Canyon Structure on the Nocturnal Heat Island: Numerical Experiment Using a Mesoscale Model Coupled with an Urban Canopy Model. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, n. 12, p. 1899–1910, 2004.

LANDSBERG, H. O clima das cidades. **RDG Revista do Departamento de Geografia- ...**, v. 18, p. 95–111, 2011.

LEMES, MARCO ANTONIO MARINGOLO E MOURA, A. D. **Fundamentos de dinâmica aplicados à meteorologia e oceanografia**. 1. ed. São José dos Campos: [s.n.].

LI, X. X. et al. A multi-resolution ensemble study of a tropical urban environment and its interactions with the background regional atmosphere. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 118, n. 17, p. 9804–9818, 2013.

Li, H., Zhou, Y., Li, X., Meng, L., Wang, X., Wu, S. and Sodoudi, S., A new method to quantify surface urban heat island intensity. **Science of the total environment** 624, 262-272, 2018.

LIMA, E. A. DE. **DE TEMPERATURA DO AR POR SEMIVARIOGRAFIA UNIVARIADA: INTERPOLAÇÃO SPLINE E DE TEMPERATURA DO AR POR SEMIVARIOGRAFIA UNIVARIADA: INTERPOLAÇÃO SPLINE E**. [s.l.] Universidade Federal de Mato Grosso, 2015.

LIMBERGER, L. **Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira: teleconexões com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976 - 2010**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 28 set. 2015.

LIN, C. Y. et al. Numerical study of the impact of urbanization on the precipitation over Taiwan. **Atmospheric Environment**, v. 42, n. 13, p. 2934–2947, 2008.

LINDEN, R. Técnicas de Agrupamento. **Revista de Sistemas de Informação da FSMA**, v. 4, p. 18–36, 2009.

LOPES, A. et al. Summer sea breeze influence on human comfort in Funchal (Madeira Island) - Application to urban climate and tourism planning. **Berichte des Meteorologischen Instituts der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg**, n. 2007, p. 352–357, 2010.

LOUGHNER, C. P. et al. Roles of urban tree canopy and buildings in urban heat island effects: Parameterization and preliminary results. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, n. 10, p. 1775–1793, 2012.

MA, S. et al. The impact of an urban canopy and anthropogenic heat fluxes on Sydney's climate. **International Journal of Climatology**, 2017.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal

Wind in the Tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 5, p. 702–708, 1 jul. 1971.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation. v. 58, n. 1991, p. 35–44, 2002.

MARCHIORO, E. A incidência de frentes frias no município de Vitória (ES). **Revista ACTA Geográfica**, p. 49–60, 2012.

MARENGO, J. A. **Marengo 2001_mudancas climaticas globais e regionais.pdf**, 2001.

MARENGO, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade - caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI**. Brasília: Brasilia, 2007. v. 1

MARQUES FILHO, E. P. MIRANDA, A. G.; FRANÇA, J. R. A, H. A. K. Rio de Janeiro's Tropical Urban Climate. v. 1, n. June, 2009.

MARTILLI, A.; CLAPPIER, A.; ROTACH, M. W. Mesoscale Models. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 104, p. 261–304, 2002a.

MARTILLI, A.; CLAPPIER, A.; ROTACH, M. W. An urban surface exchange parameterisation for mesoscale models. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 104, n. 2, p. 261–304, 2002b.

MASSELINK, GERHARD AND PATTIARATCHI, C. B. The effect of sea breeze on beach morphology, surf zone hydrodynamics and sediment resuspension. **Marine Geology**, v. 146, n. 1–4, p. 115–135, 1998.

MEDINA, J. F. **AVALIAÇÃO DAS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DO MODELO WRF PARA A CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA PARA A REGIÃO METROPOLITANA DA GRANDE VITÓRIA**. [s.l.] Universidade Federal do Espírito Santo, 2017.

MEIR, T. et al. Forecasting the New York City Urban Heat Island and Sea Breeze during Extreme Heat Events. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 6, p. 1460–1477, 2013.

MILLER, S. T. K. Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. **Reviews of Geophysics**, v. 41, n. 3, p. 1011, 2003.

MORAES, N. O.; MARTON, E.; PIMENTEL, L. C. G. Simulações Numéricas da Formação de Ilha de Calor na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 116–138, 2005.

MORAIS, M. V. B. DE. Efeitos da vegetação sobre os termos do balanço de energia em áreas urbanas. p. 145, 2014.

MOREIRA, G. A. A. **MODELAGEM NUMÉRICA DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA COM VALIDAÇÃO EXPERIMENTAL**. [s.l.] UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS, 2007.

MUSK, L. Movimentos Atmosféricos. In: CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS (Ed.). **Weather Systems**. [s.l: s.n.].

NAKAYAMA, T.; HASHIMOTO, S. Analysis of the ability of water resources to reduce the urban heat island in the Tokyo megalopolis. **Environmental Pollution**, v. 159, n. 8, p. 2164–2173, 2011.

NCAR. ARW version 3.9 Modeling System User's Guide. 2017.

NCEP. The GFS Atmospheric Model, Note 442. n. November, p. 14, 2003.

NEGRÓN - JUÁREZ, R. I. **Variabilidade Climática Regional e Controle da Vegetação no sudeste: Um estudo d observações sobre cerrado e cana-de-açúcar e modelagem numérica da atmosfera**. [s.l.] Universidade de São Paulo,

2004.

NOBRE, C. A. et al. **Vulnerabilidades Das Megacidades Brasileiras Às Mudanças Climáticas: Região Metropolitana de São Paulo - Relatório Final**. [s.l.: s.n.].

OHASHI, Y.; KIDA, H. **Observational results of the sea breeze with a weak wind region over the northern Osaka urban area** *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2001.

OKE, T. . **Boundary Layer Climates**. 2. ed. London: [s.n.]. v. 1

OKE, T. R. The Heat Island of the Urban Boundary Layer: Characteristics, Causes and Effects. In: CERMAK, J. E. et al. (Eds.). . **Wind Climate in Cities**. Dordrecht: Springer Netherlands, 1995. p. 81–107.

OLIVEIRA, F. S. DE. Mapeamento Da Vegetação Urbana E Distribuição Espacial E Temporal De Ilhas De Calor. p. 92, 2015.

ORLANSKI, I. **A rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes** *American Meteorological Society*, 1975.

PAZ, S. R. DA. **Simulação numérica da atmosfera utilizando modelo digital de superfície para o estudo de dispersão de poluentes na região de Candiota** **Simulação numérica da atmosfera utilizando modelo digital de superfície para o estudo de dispersão de poluentes na região**. [s.l.] UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL - UFRGS, 2004.

PHILANDER, S. G. **El Niño and La Niña** *Journal of Atmospheric Sciences*, 1985.

RABELO, D. Estudo Observacional dos Fluxos Turbulentos de Calor Sensível e Latente na Superfície da Região Metropolitana da Cidade de São Paulo. 2013.

RAJAGOPALAN, P.; LIM, K. C.; JAMEI, E. Urban heat island and wind flow characteristics of a tropical city. **Solar Energy**, v. 107, n. May, p. 159–170, 2014.

REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010.

REBOITA, M. S. et al. Ciclones em Superfície nas Latitudes Austrais: Parte II Estudo de Casos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 4, p. 633–647, 2017.

REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. DA. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48–55, 2009.

REBOREDO, B.; ARASA, R.; CODINA, B. Evaluating Sensitivity to Different Options and Parameterizations of a Coupled Air Quality Modelling System over Bogotá , Colombia . Part I : WRF Model Configuration. n. June, p. 47–64, 2015.

RIBEIRO, F. N. D. et al. Effect of sea breeze propagation on the urban boundary layer of the metropolitan region of Sao Paulo, Brazil. **Atmospheric Research**, v. 214, n. February, p. 174–188, 2018.

RIZWAN, A. M.; DENNIS, L. Y. C.; LIU, C. A review on the generation, determination and mitigation of Urban Heat Island. **Journal of Environmental Sciences**, v. 20, n. 1, p. 120–128, 2008.

ROJAS, J. L. F. **Modelagem da camada limite planetária urbana com o sistema ARPS - tTEB**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2017.

ROTH, M. Review of urban climate research in (sub)tropical regions. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 14, p. 1859–1873, 2007.

ROTH, M. Urban Heat Islands. **Handbook of Environmental Fluid Dynamics, Volume Two**, p. 143–159, 2013.

ROTH, M. Urban Climate and Livability Considerations from a Tropical City. n. March 2015, 2015.

ROUNSEVELL, M. D. A.; REAY, D. S. Land use and climate change in the UK. **Land Use Policy**, v. 26, n. SUPPL. 1, p. 160–169, 2009.

Streutker, D.R. A remote sensing study of the urban heat island of Houston, Texas. **International Journal of Remote Sensing** 23(13), 2595-2608, 2002.

RYU, Y. H.; BAIK, J. J. Daytime local circulations and their interactions in the Seoul metropolitan area. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 4, p. 784–801, 2013.

SAJI, N. H. et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. **Nature**, v. 401, p. 360, 23 set. 1999.

SALAMANCA, F.; MARTILLI, A. A detailed study of the different turbulent fluxes in an urban environment considering a Building Energy Model coupled with an Urban Canopy Parameterization (one dimension off-line simulations). **The 7th International Conference on Urban Climate**, n. July, 2009.

SALAMANCA, F.; MARTILLI, A.; YAGÜE, C. A numerical study of the Urban Heat Island over Madrid during the DESIREX (2008) campaign with WRF and an evaluation of simple mitigation strategies. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 15, p. 2372–2386, 2012.

SALVADOR, N. **Estudo da Camada Limite Atmosférica em Regiões Metropolitanas Costeiras com Simulações de Brisa Marítima Estudo da Camada Limite Atmosférica em Regiões**. [s.l.: s.n.].

SALVADOR, N. et al. Study of the thermal internal boundary layer in sea breeze conditions using different parameterizations: Application of the WRF model in the greater Vitória region. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 4, p. 593–609, 2016.

SANTIAGO, A. M. **FORMAÇÃO E TRANSPORTE DE MATERIAL PARTICULADO NA REGIÃO METROPOLITANA DA GRANDE VITÓRIA/ES: UTILIZAÇÃO E AVALIAÇÃO DE DESEMPENHO DO MODELO CMAQ**. [s.l.] Universidade Federal do Espírito Santo, 2015.

SANTOS, J. G. M. DOS. **INTRODUÇÃO AO CLIMATE DATA OPERATORS (VERSÃO ATUALIZADA)**. 2016.

SATTERTHWAITE, D. Cities' contribution to global warming: Notes on the allocation of greenhouse gas emissions. **Environment and Urbanization**, v. 20, n. 2, p. 539–549, 2008.

SCHICKER, I.; ARNOLD ARIAS, D.; SEIBERT, P. Influences of updated land-use datasets on WRF simulations for two Austrian regions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 128, n. 3, p. 279–301, 2016.

SIEM JAN KOOPMAN, NEIL SHEPHARD, J. A. D. Statistical algorithms for models in state space using SsfPack 2.2. **Econometrics Journal**, v. 2, p. 113–166, 1999.

SILVA, M. E. S.; SILVA, C. B. . Influência da oscilação decadal do pacífico e do padrão pacific south america no clima da américa do sul para o período 1970-2003. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 19, n. 1985, p. 20–35, 2016.

SILVA, C. B. DA. **Variabilidade Climática nos oceanos e a vazão fluvial no Pantanal brasileiro**. [s.l.] Universidade de Sao Paulo, 2012.

SILVA, F. B. **ESTUDO DE ILHA DE CALOR NA REGIÃO METROPOLITANA DO RIO DE JANEIRO: ASPECTOS DAS CIRCULAÇÕES LOCAIS COM UTILIZAÇÃO DO MODELO ATMOSFÉRICO BRAMS**. [s.l.] Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2010.

SIMON, H.; BAKER, K. R.; PHILLIPS, S. Compilation and interpretation of photochemical model performance statistics published between 2006 and 2012.

Atmospheric Environment, v. 61, p. 124–139, dez. 2012.

SIMPSON J. E. **Sea Breeze and Local Wind**. 1ª ed. [s.l.] Cambridge Univ, 1994.

SIMPSON, M. et al. Urban effects of Chennai on sea breeze induced convection and precipitation. **Journal of Earth System Science**, v. 117, n. 6, p. 897–909, 2008.

SKAMAROCK, W. C. et al. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. **Technical Report**, n. June, p. 113, 2008.

STULL, R. B. **An introduction to Boundary Layer Meteorology**. 1. ed. Dordrecht: Springer Netherlands, 1988.

SURVEY, D. OF THE I. U. S. G. LANDSAT 8 (L8) DATA USERS HANDBOOK. v. 8, p. 98, 2016.

TAKAHASHI, K.; MIKAMI, T.; TAKAHASHI, H. Influence of the Urban Heat Island Phenomenon. v. 2003, n. July, p. 7–10, 2009.

TAKAHASHI, K.; MIKAMI, T.; TAKAHASHI, H. Influence of the Urban Heat Island Phenomenon in Tokyo on the Local Wind System at Nighttime in Summer. **Journal of Geography (Chigaku Zasshi)**, v. 120, n. 2, p. 341–358, 2011.

TAO, Z. et al. Effect of land cover on atmospheric processes and air quality over the continental United States—a NASA Unified WRF (NU-WRF) model study. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 13, p. 6207–6226, 2013.

TAYT-SOHN, F. C. O.; MORAES, N. O.; MARTON, E. Estudo da Influencia dos Efeitos da Brisa Marítima Sobre a Ilha de Calor Urbana na Região Metropolitana do Rio de Janeiro Utilizando o Modelo MM5. n. 1, p. 3–7, 2010.

TEAM, R. C. **R: A language and environment for statistical computing**. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing; 2016, , 2017. Disponível em: <<https://www.r-project.org/>>

TEIXEIRA, C.; CAMPOS JUNIOR; GONÇALVES, T. M. PRODUÇÃO DO ESPAÇO URBANO DA SERRA-ESPÍRITO SANTO: estratégias recentes da construção imobiliária. v. 8, n. Figura 1, p. 69–78, 2009.

TEWARI, M. et al. Coupled WRF/Unified Noah/urban-canopy modeling system. **NCAR WRF Documentation**, p. 1–20, 2007.

VILELA, J. A. Variáveis do clima urbano: análise da situação atual e prognósticos para a região do bairro Belvedere III, Belo Horizonte, MG. p. 213, 2007.

VITANOVA, L. L.; KUSAKA, H. Study on the urban heat island in Sofia City: Numerical simulations with potential natural vegetation and present land use data. **Sustainable Cities and Society**, v. 40, p. 110–125, 2018.

VOOGT, J.A. e OKE, T.R., Thermal remote sensing of urban climates. **Remote sensing of environment** 86(3), 370-384, 2003.

WAYLAND, R. Modeling Guidance for Demonstrating Attainment of Air Quality Goals for Ozone, PM2s, and Regional Haze. n. October, 2014.

WILKS, D. S. (DEPARTMENT OF E. AND A. S. C. U. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. [s.l: s.n.]. v. 14

WILLMOTT, C. J. . K. M. **Terrestrial Air Temperature and Precipitation: Monthly and Annual Time Series (1900 - 2014) - Version 4.01**. Disponível em: <http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/Global2014/README.GlobalTsP2014.html>.

WILLMOTT, C. J.; ROBESON, S. M. Climatologically aided interpolation (CAI) of terrestrial air temperature. **International Journal of Climatology**, v. 15, n. 2, p. 221–229, 1995.

WONG, N. H.; CHEN, Y. **Tropical Urban Heat Islands: Climate, Buildings and Greenery**. [s.l.] Routledge, 2015.

Yuan, F. e Bauer, M.E. Comparison of impervious surface area and normalized difference vegetation index as indicators of surface urban heat island effects in Landsat imagery, 2007.

YEN, W. M. . et al. Analysis of urban heat island intensity and its impact on regional precipitation over Tainan city in Taiwan. **35th Asian Conference on Remote Sensing 2014, ACRS 2014: Sensing for Reintegration of Societies**, v. 84, n. 2003, p. 57646, 2014.

YOSHIKADO, H. Interaction of the sea breeze with urban heat islands of different sizes and locations. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 72, p. 139–143, 1994.

ZHANG, H. et al. Evaluation of a seven-year air quality simulation using the Weather Research and Forecasting (WRF)/Community Multiscale Air Quality (CMAQ) models in the eastern United States. **Science of The Total Environment**, v. 473–474, p. 275–285, mar. 2014.