

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

CAROLYNE BUENO MACHADO

Mudanças históricas de uso e cobertura da terra na Bacia Hidrográfica do Paraná e seus impactos em eventos extremos de precipitação

São Paulo

2022

CAROLYNE BUENO MACHADO

Mudanças históricas de uso e cobertura da terra na Bacia Hidrográfica do Paraná e seus impactos em eventos extremos de precipitação

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Edmilson Dias de Freitas

São Paulo

2022

Catálogo na Publicação (CIP)
Serviço de Biblioteca e Documentação
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
da Universidade de São Paulo

Machado, Carolyne Bueno

Mudanças históricas de uso e cobertura da terra na Bacia Hidrográfica do Paraná e seus impactos em eventos extremos de precipitação / Carolyne Bueno Machado; orientador Edmilson Dias de Freitas. -- São Paulo, 2022.

218 p. ; il.

Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Meteorologia) -- Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

1. BRAMS 2. Dinâmica EGO 3. Urbanização – circulações locais 4. Precipitação Atmosférica I. Freitas, Edmilson Dias, orient. II. Título.

Nome: MACHADO, Carolyne Bueno

Título: Mudanças históricas de uso e cobertura da terra na Bacia Hidrográfica do Paraná e seus impactos em eventos extremos de precipitação.

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Aprovado em: 25/11/2022

Banca Examinadora

Prof. (a) Dr.	Edmilson Dias de Freitas
Instituição	IAG / USP - orientador
Julgamento	Aprovada

Prof. (a) Dr.	Pedro Leite da Silva Dias
Instituição	IAG / USP
Julgamento	Aprovada

Prof. (a) Dra.	Maria Isabel Vitorino
Instituição	UFPA
Julgamento	Aprovada

Prof. (a) Dra.	Luciana Rodrigues Fagnoni Costa Travassos
Instituição	UFABC
Julgamento	Aprovada

Prof. (a) Dr.	Luiz Antônio Cândido
Instituição	INPA
Julgamento	Aprovada

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, não poderia deixar de agradecer a Deus pela conclusão de mais essa etapa em minha vida. Durante a pandemia, além da força e persistência, Ele me concedeu saúde, elemento mais valorizado e necessário.

Agradeço a toda minha família, pelo apoio que nunca faltou, em especial à minha mãe Neide, meu padrasto Douglas e minha irmã Alyne. O caminho nunca foi solitário. Nesse período em que nem a segurança de tê-los bem existiu, conseguimos fazer da ‘presença distante’ nossa casa. Em memória da querida tia Áurea, primeira acadêmica da família, sempre atenta à conclusão do meu doutorado. Espero minimamente corresponder às suas expectativas. Agradeço também à minha companheira de vida Ana Paula, pela alegria nos dias bons e paciência nos dias difíceis.

Agradeço de forma sincera ao meu orientador, professor Dr. Edmilson, pela confiança, apoio e formação profissional e pessoal exemplar. Quero seguir meu caminho com ao menos um pouquinho do seu desejo e coragem para melhorar as coisas ao redor.

Ao professor Dr. Jorge Martins, pela ajuda no projeto de pesquisa e ingresso no programa de doutorado.

Aos professores Dr. Pedro Silva Dias, Dra. Rita Yuri Ynoue e Dr. Humberto Rocha, pelas contribuições no exame de qualificação, assim como aos membros da banca examinadora de defesa.

À professora Dra. Alice Grimm pela preciosa ajuda no artigo publicado na JAMC, foi uma honra ter sua participação.

À professora Dra. Ligia Batista da UTFPR Londrina, por ter ajudado com a modelagem na Dinamica EGO. Estendo também os agradecimentos à professora Dra. Claudia Almeida do INPE, ao professor Dr. Britaldo Soares-Filho e colegas do Centro de Sensoriamento Remoto da UFMG pela recepção.

Às amigas Rafaela Squizzato, Noelia Rojas e Caroline Wikuats, por ajudarem a deixar o caminho mais leve. Estendo os agradecimentos a todos os amigos de longa data, por permanecerem comigo mesmo à distância. Em especial à Luana de Oliveira e todos os amigos da SCCON Geospatial.

Aos colegas do IAG, que contribuíram em vários momentos deste trabalho: Sameh Abou Rafee, Thamiris Brandão, Veronika Brand, Tailine Corrêa, Thais Fujita, Rafaela Alves,

Jean Peres, Luana Ribeiro e Isabela Siqueira. Em especial à Mariana Picolo pela grande ajuda com o modelo BRAMS e com o evento de tempo severo simulado.

O trabalho contribuiu para o projeto ANA/CAPES do Edital Mudanças do Clima e Recursos Hídricos nº 19/2015 (nº do processo 88887.115875/2015-01) e para o projeto Temático FAPESP: Governança ambiental da Macrometrópole Paulista face à variabilidade climática (nº do processo 2015/03804-9).

RESUMO

MACHADO, C. B. **Mudanças históricas de uso e cobertura da terra na Bacia Hidrográfica do Paraná e seus impactos em eventos extremos de precipitação.** 2022. 218 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

A necessidade de ocupação do solo gerou uma conversão histórica, extensa e irregular dos biomas originais brasileiros, para a consolidação das atividades humanas. A Bacia Hidrográfica do Paraná (BHPR) situa-se nos dois biomas mais antropizados, Cerrado e Mata Atlântica, englobando grandes áreas produtoras de alimentos e grandes centros urbanos, sendo de extrema importância climática e socioeconômica. Diante da necessidade em se entender como a paisagem de uma das regiões mais importantes do país evoluiu, bem como os efeitos dessas modificações nas condições atmosféricas, este trabalho teve o objetivo de comparar as simulações feitas com o BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*), utilizando cenários atuais de uso e cobertura da terra (LULC), com cenários construídos para o passado e futuro, obtendo uma evolução, tanto da ocupação da bacia, quanto das variáveis meteorológicas. O regime pluviométrico, a tendência de eventos extremos de precipitação e sua associação com oscilações climáticas também foram estudados. Para a construção dos cenários de LULC foi utilizada a plataforma de modelagem espacial Dinamica EGO, baseada em autômatos celulares, com o método dos pesos de evidência. Os modelos probabilísticos foram calibrados com base em transições espaço-temporais conhecidas, dados de censos demográficos e variáveis externas que influenciam o padrão espacial de antropização. No total, 40 mapas foram produzidos e estão disponíveis para a comunidade científica, com 150 m de resolução espacial, fornecendo informações sobre a evolução da paisagem de 17 % do território brasileiro, desde o início da ocupação até 2050. Seis cenários foram aplicados em experimentos com o BRAMS, durante a ocorrência de um evento chuvoso na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), com predominância de sistemas de mesoescala. Os resultados indicam que a BHPR possui um padrão espacial diferente tanto no regime pluviométrico, quanto na tendência de eventos extremos, aumentando no sentido N-S. A porção tropical da bacia foi antropizada primeiro, sendo a principal área de origem da agropecuária no país. Essa região não tem evidências de aumento da precipitação na análise de tendência regional. Porém, existem evidências de que as chuvas estão se tornando mais intensas em regiões mais urbanizadas, especialmente na RMSP. A região extratropical da BHPR, no sudoeste da bacia, passou pelo processo de supressão da vegetação natural mais recentemente e apresenta fortes evidências de aumento dos eventos extremos de precipitação. As projeções de LULC até 2050 estimam perda superior a 30 % das áreas de vegetação natural de 2015, enquanto as áreas de Infraestrutura Urbana podem crescer mais de 80 %. Toda esta modificação na superfície tem potencial de gerar um feedback importante para a atmosfera, alterando a rugosidade da superfície, bem como o balanço hidrológico e de energia. O efeito histórico do processo de antropização foi mais expressivo até a década de 80, indicando o aumento da temperatura do ar, diminuição da umidade relativa e modificação dos padrões de precipitação. As áreas urbanas tendem a aumentar a precipitação, sendo concentrada em curtos períodos, conferindo maior impacto sobre a população mais vulnerável.

Palavras-chave: BRAMS. Dinamica EGO. Urbanização. Circulações locais.

ABSTRACT

MACHADO, C. B. **Historical land use and land cover changes in the Paraná River Basin and their impacts on extreme precipitation events.** 2022. 218 p. Thesis (Doctorate) - Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo, 2022.

The need for land occupation generated a historic, extensive, and irregular conversion of the original Brazilian biomes to consolidate human activities. The Paraná River Basin (BHPR) is in the two most anthropized biomes, *Cerrado* and Atlantic Forest, encompassing large food-producing areas and large urban centers, being of extreme climatic and socioeconomic importance. Faced with the need to understand how the landscape of one of the most important regions of the country evolved, as well as the effects of these changes in atmospheric conditions, this work aimed to compare the simulations made with the BRAMS (Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System) model, using current land use and land cover (LULC) scenarios, with scenarios built for the past and future, obtaining an evolution, both in the occupation of the basin and in the meteorological variables. The pluviometric regime, the extreme precipitation events trends, and their association with climatic oscillations were also studied. For the construction of the LULC scenarios, the spatial modeling platform Dinamica EGO was used, based on cellular automata, with the weights of evidence method. The probabilistic models were calibrated based on known space-time transitions, demographic census data, and external variables that influence the spatial pattern of anthropization. In total, 40 maps were produced and are available to the scientific community, with 150 m of spatial resolution, providing information on the evolution of the landscape of 17% of the Brazilian territory, from the beginning of the occupation until 2050. Six scenarios were applied in experiments with BRAMS, during the occurrence of a rainy event in the Metropolitan Area of São Paulo (MASP), with a predominance of mesoscale systems. The results indicate that the BHPR has a different spatial pattern both in the pluviometric regime and in the trend of extreme events, increasing in the N-S direction. The tropical portion of the basin was first anthropized, being the main area of origin of agriculture in the country. This region has no evidence of increased precipitation in the regional trend analysis. However, there is evidence that rainfall is becoming more intense in more urbanized regions, especially in the MASP. The extratropical region of BHPR, in the southwest of the basin, has undergone the process of suppression of natural vegetation more recently and presents strong evidence of an increase in extreme precipitation events. The LULC projections until 2050 estimate a loss of more than 30% of the areas of natural vegetation in 2015, while the areas of Urban Infrastructure may grow by more than 80%. All this surface modification has the potential to generate important feedback to the atmosphere, by altering the surface roughness, as well as the hydrological and energy budget. The historical effect of the anthropization process was more expressive until the 80s, indicating an increase in air temperature, a decrease in relative humidity, and a change in the rainfall pattern. Urban areas tend to increase precipitation, being concentrated in short periods, providing more impact on the most vulnerable population.

Keywords: BRAMS. Dinamic EGO. Urbanization. Local Circulations.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Evolução da população rural e urbana nos Municípios da BHPR.....	24
Figura 1.2 - Mapeamento da evolução das áreas agrícolas (a) e de pastagem antrópica (b) no Brasil.	25
Figura 1.3 - Estimativa dos impactos da supressão do Cerrado e Mata Atlântica.	27
Figura 2.1 - Localização geográfica da BHPR e fitofisionomias da vegetação original.....	36
Figura 2.2 - Elevação do relevo e principais rios da BHPR.....	37
Figura 2.3 - Ordem dos tipos de solo da BHPR.	38
Figura 2.4 - Uso e cobertura da terra para o ano de 2020.....	40
Figura 2.5 - Precipitação média anual (a) e trimestral (b) de 1940 a 2016 da BHPR.	43
Figura 2.6 - Temperatura média compensada anual (a) e mensal (b) das Normais Climatológicas de 1991 a 2020 para o Brasil.	44
Figura 3.1 - Arquitetura de um modelo produzido na Dinamica EGO.	59
Figura 3.2 - Exemplificação da distribuição espacial de variáveis estáticas utilizadas nos modelos de simulação de mudança de uso e cobertura da terra na BHPR.....	65
Figura 3.3 - Sub-regiões da área de estudo, com base no crescimento populacional municipal entre os censos do IBGE de 1980 e 2010.....	68
Figura 3.4 - Esquematização do modelo dinâmico espacial para construção de cenários futuros de LULC na região da BHPR.....	71
Figura 3.5 - Sub-regiões da área de estudo, com base na divisão dos biomas brasileiros.	72
Figura 3.6 - Idealização das fases de reconstrução histórica de LULC na área de estudo.....	73
Figura 3.7 - Variáveis semiestáticas categóricas utilizadas nas fases do modelo de cenários passados.....	76
Figura 3.8 - Variáveis semiestáticas de distância utilizadas nas fases do modelo de cenários passados.....	77
Figura 3.9 - Ajuste da população da BHPR com uma função exponencial.....	78
Figura 3.10 - Ajuste do total antropizado com a curva de crescimento populacional e total esperado após a aplicação das matrizes de transição.	80
Figura 3.11 - Imagens Landsat em composição falsa-cor, sobre a mancha urbana de São Paulo, exemplificando a obtenção da classe Muito Urbano em 1985, 2015 e 2050.	83
Figura 3.12 - Regiões pluviométricas homogêneas da BHPR obtidas com a análise de agrupamento.	89

Figura 3.13 - Grades configuradas no modelo BRAMS-TEB 4.2, considerando o <i>vtype2</i> do experimento controle EC-2015.	103
Figura 3.14 - Localização das estações meteorológicas utilizadas na análise estatística das simulações de calibração do BRAMS.	106
Figura 4.1 - Similaridade da calibração do modelo de cenários futuros entre os mapas LULC-2015 e LULC-2015-S.	112
Figura 4.2 - Mapa observado LULC-2015 (a) e simulado LULC-2015-S (b), obtido na etapa de calibração do modelo dinâmico espacial para cenários futuros.	113
Figura 4.3 - Pesos de evidência de variáveis estáticas do modelo para a sub-região 1 (municípios com redução populacional entre 1980 e 2010).	117
Figura 4.4 - Pesos de evidência de variáveis estáticas do modelo para a sub-região 5 (municípios com crescimento populacional maior que 100 % entre 1980 e 2010).	118
Figura 4.5 - Mapa LULC-1985-C (a) utilizado na calibração do modelo dinâmico espacial para cenários futuros e mapa observado LULC-2015 (b). Mapas simulados LULC-2030 (c) e LULC-2050 (d), obtidos na etapa de projeção do modelo.	120
Figura 4.6 - Mudanças de uso e cobertura da terra entre 1985 e 2050, a cada cinco anos, para a área da BHPR. A porção sombreada representa o período de projeção do modelo.	121
Figura 4.7 - Mudanças de uso e cobertura da terra entre 1985 e 2050, a cada cinco anos, para as principais RMs da área de estudo. A porção sombreada representa o período de projeção do modelo.	122
Figura 4.8 - Similaridade da calibração do modelo de cenários passados entre os mapas LULC-1985 e LULC-1985-S.	126
Figura 4.9 - Mapa observado LULC-1985 (a) e simulado LULC-1985-S (b), obtido na etapa de calibração do modelo dinâmico espacial para cenários passados.	127
Figura 4.10 - Mapa estimado LULC-1940-C (a) e simulado LULC-1940 (b), obtido na Fase 2 do modelo dinâmico espacial para cenários passados.	130
Figura 4.11 - Mapa LULC-T0 (a) e simulado LULC-T0-S (b), obtido na Fase 4 do modelo dinâmico espacial para cenários passados.	130
Figura 4.12 - Mapa LULC-2015-C (a) utilizado na calibração do modelo dinâmico espacial para cenários passados e mapa observado LULC-1985 (b). Mapas simulados LULC-1970 (c) e LULC-1950 (d), obtidos na etapa de reconstrução do modelo.	133
Figura 4.13 - Mapas simulados LULC-1930 (a), LULC-1900 (b), LULC-1870 (c) e LULC-1820 (d), obtidos na etapa de reconstrução do modelo.	134

Figura 4.14 - Mudanças de uso e cobertura da terra entre T0 e 2050, a cada 50 anos (T0-1870), 10 anos (1870-1940) e 5 anos (1940-2050) para a área da BHPR. A porção sombreada representa o período de reconstrução e projeção do modelo.....	136
Figura 4.15 - Evolução do P95° com a janela móvel de 20 anos, na primavera-verão e outono-inverno, para as 4 regiões homogêneas da BHPR.....	140
Figura 4.16 - Tendência da intensidade de precipitação dentro e fora da mancha urbana da RMSP.	146
Figura 4.17 - Máxima precipitação diária durante o verão na estação pluviométrica Mirante Santana.	149
Figura 4.18 - Carta sinótica do CPTEC/INPE em 850 hPa de 18/12/2016 às 00:00 Z (a) e Imagem GOES-13 de temperatura realçada para 18/12/2016 às 18:00 Z (b).	149
Figura 4.19 - Precipitação acumulada entre 16:00 e 21:00 Z do dia 18/12/2022 obtida nas simulações de calibração do BRAMS.	151
Figura 4.20 - Imagens de radar (CAPPI em 3.100 m) para 18/12/2016, antes, durante e após o evento de tempo severo na RMSP.....	153
Figura 4.21 - Precipitação horária (mm) do dia 18/12/2022 simulada com o experimento EC-2015, antes, durante e após o evento de tempo severo na RMSP.	154
Figura 4.22 – Umidade volumétrica do solo simulada com o experimento EC-2015, para o nível mais e menos profundo (níveis 1 e 8), inicial, antes e após o evento de tempo severo na RMSP.....	155
Figura 4.23 - Temperatura em 2 m de altura, altura da CLP e razão de Bowen do dia 18/12/2022 simuladas com o experimento EC-2015, antes e durante o evento de tempo severo na RMSP.	157
Figura 4.24 – Divergência de massa, ventos, vento de brisa e umidade relativa do ar do dia 18/12/2022 simulados com o experimento EC-2015, no primeiro nível vertical do BRAMS, antes, durante e após o evento de tempo severo na RMSP.	159
Figura 4.25 - Perfil vertical dos ventos de brisa do dia 18/12/2022 simulados com o experimento EC-2015, nos primeiros 15 níveis verticais do BRAMS, antes, durante e após o evento de tempo severo na RMSP.	161
Figura 4.26 - Índices convectivos para o dia 18/12/2022 simulados com o experimento EC-2015, antes, durante e após o evento de tempo severo na RMSP.	162
Figura 4.27 - Temperatura do ar observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.....	165

Figura 4.28 - Temperatura do ar observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.....	166
Figura 4.29 - Umidade relativa do ar observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.....	167
Figura 4.30 - Umidade relativa do ar observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.....	168
Figura 4.31 - Precipitação horária observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.....	169
Figura 4.32 - Precipitação horária observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.....	170
Figura 4.33 - Temperatura do ar (°C) simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.	174
Figura 4.34 - Temperatura do ar (°C) simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.	175
Figura 4.35 - Diferença de temperatura do ar, H e LE simulados no experimento EC-T0, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS, na manhã e tarde do dia 18/12/2016.....	176
Figura 4.36 - Diferença de temperatura do ar, H e LE simulados no experimento EC-1950, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS, na manhã e tarde do dia 18/12/2016.....	178
Figura 4.37 - Diferença de temperatura do ar, H e LE simulados no experimento EC-1985, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS, na manhã e tarde do dia 18/12/2016.....	179
Figura 4.38 - Diferença de temperatura do ar, H e LE simulados no experimento EC-2050, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS, na manhã e tarde do dia 18/12/2016.....	180
Figura 4.39 - Diferença de temperatura do ar, H e LE simulados no experimento EC-2050-V2, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS, na manhã e tarde do dia 18/12/2016.....	181
Figura 4.40 - Média espacial de temperatura do ar simulada nos experimentos sobre a RMSP, para a grade 3 do BRAMS, no dia 18/12/2016.	182
Figura 4.41 - Umidade relativa do ar simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.	183

Figura 4.42 - Umidade relativa do ar simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.	184
Figura 4.43 - Precipitação simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.	185
Figura 4.44 - Precipitação simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.	186
Figura 4.45 - Diferença de umidade relativa do ar, na manhã e tarde, e de precipitação acumulada entre 16:00 Z e 21:00 Z do dia 18/12/2016, simuladas no experimento EC-T0, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS.	187
Figura 4.46 - Diferença de umidade relativa do ar, na manhã e tarde, e de precipitação acumulada entre 16:00 Z e 21:00 Z do dia 18/12/2016, simuladas no experimento EC-1950, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS.	188
Figura 4.47 - Diferença de umidade relativa do ar, na manhã e tarde, e de precipitação acumulada entre 16:00 Z e 21:00 Z do dia 18/12/2016, simuladas no experimento EC-1985, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS.	189
Figura 4.48 - Diferença de umidade relativa do ar, na manhã e tarde, e de precipitação acumulada entre 16:00 Z e 21:00 Z do dia 18/12/2016, simuladas no experimento EC-2050, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS.	190
Figura 4.49 - Diferença de umidade relativa do ar, na manhã e tarde, e de precipitação acumulada entre 16:00 Z e 21:00 Z do dia 18/12/2016, simuladas no experimento EC-2050-V2, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS.	190
Figura 4.50 - Média espacial de umidade relativa do ar simulada nos experimentos sobre a RMSP, para a grade 3 do BRAMS, no dia 18/12/2016.	191
Figura 4.51 - Volume de precipitação simulado nos experimentos sobre a RMSP, para a grade 3 do BRAMS, no dia 18/12/2016.	192
Figura 4.52 - Ventos de brisa e umidade relativa do ar às 17:00 Z do dia 18/12/2022, simulados com os 6 experimentos, no primeiro nível vertical da grade 3 do BRAMS.	193
Figura 4.53 - Evolução horária do perfil vertical dos ventos de brisa do dia 18/12/2016, simulados com os 6 experimentos, de um ponto na RMSP, nos primeiros 15 níveis verticais da grade 3 do BRAMS.	194

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Percentual histórico de cada tipo de uso e cobertura da terra na BHPR.	41
Tabela 2.2 - Uso e Cobertura da terra de 2020 na BHPR.....	41
Tabela 3.1 - Banco de dados e processamento.	62
Tabela 3.2 - Reclassificação do produto original MapBiomas coleção 4.1.	64
Tabela 3.3 - Matriz de transição do modelo de cenários futuros, apresentando o percentual de células que mudaram o tipo de LULC entre 1985 e 2015, por sub-região da área de estudo.....	69
Tabela 3.4 - Matriz de transição do modelo de cenários passados, apresentando o percentual de células que mudaram o tipo de LULC em cada fase de reconstrução, por sub-região da área de estudo.	79
Tabela 3.5 - Imagens dos satélites Landsat utilizadas para obter a classe Muito Urbano.....	82
Tabela 3.6 - Municípios que receberam a classe Muito Urbano e taxa de crescimento.....	84
Tabela 3.7 - Reclassificação dos mapas de LULC produzidos para as classes internas do BRAMS.....	85
Tabela 3.8 - Reclassificação do MODIS 2015 IGBP para as classes internas do BRAMS.	86
Tabela 3.9 - Descrição dos dados utilizados na etapa de modelagem atmosférica.	98
Tabela 3.10 - Experimentos numéricos com o modelo BRAMS-TEB 4.2.	99
Tabela 3.11 - Parametrizações do modelo BRAMS-TEB 4.2.....	100
Tabela 3.12 - Parametrizações do TEB ativado no modelo BRAMS-TEB 4.2.....	101
Tabela 3.13 - Estações meteorológicas utilizadas para a análise estatística de calibração do BRAMS e tipos de LULC predominantes em cada cenário simulado.....	105
Tabela 4.1 - Matriz de confusão entre o mapa simulado LULC-2015-S e o mapa observado LULC-2015, para a área da BHPR.....	114
Tabela 4.2 - Processo de antropização das principais RMs da área de estudo. Crescimento populacional (1980-2010) e taxa de antropização estimada (1985-2050).	123
Tabela 4.3 - Percentual de áreas que o modelo simulou como transição para Infraestrutura Urbana, entre 2015 e 2050, sobre regiões em áreas de relevo forte ondulado.....	125
Tabela 4.4 - Matriz de confusão entre o mapa simulado LULC-1985-S e o mapa observado LULC-1985, para a área da BHPR.....	129

Tabela 4.5 - Área de cada classe de LULC nos mapas produzidos, antropizado total e antropizado ajustado com a curva de crescimento populacional, para a área da BHPR.	131
Tabela 4.6 - Percentil 5° e 95° da distribuição GEV para pântadas acima de 5 mm, calculados de 1950 a 2016, para as regiões homogêneas da BHPR.	138
Tabela 4.7 - Índices extremos anuais e tendência de 1950 a 2016.....	139
Tabela 4.8 - Correlação entre os índices extremos de precipitação e os índices climáticos, de 1950 a 2016, para as regiões homogêneas da BHPR.	141
Tabela 4.9 - Correlação linear múltipla entre os índices climáticos e índices extremos de precipitação.	144
Tabela 4.10 - Análise de tendência para os índices extremos anuais (1940 - 2014)* para as séries temporais dentro e fora da mancha urbana.....	145
Tabela 4.11 - Análise estatística de acurácia do modelo BRAMS no experimento EC-2015.	171

LISTA DE SIGLAS

APP	Área de Preservação Permanente
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
BHPR	Bacia Hidrográfica do Rio Paraná
BIAS	Erro Médio
BRAMS	Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System
CAPPI	Constant Plan Position Indicator
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CETESB	Companhia Ambiental do Estado de São Paulo
DJF	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
DNRV	Denominador do Número de Richardson Volumétrico
EGO	Environment for Geoprocessing Objects
EN	El Niño
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FVC	Fator de Visão do Céu
GEV	Generalized Extreme Value
GrADS	Grid Analysis and Display System
HL	Hora Local
IAF	Índice de Área Foliar
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICU	Ilha de Calor Urbano
IGBP	International Geosphere-Biosphere Programme
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IOD	Indian Ocean Dipole
JBN	Jatos de Baixos Níveis
JJA	Junho, Julho e Agosto
JST	Jato Subtropical
LEAF	Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model
LN	La Niña

LR	Lapse rate
LULC	Land Use and Land Cover
MAM	Março, Abril e Maio
MMP	Macrometrópole Paulista
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NCE	Nível de Convecção Espontânea
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NEB	Nordeste do Brasil
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NPE	Nível de Perda de Empuxo
OAA	Oscilação Antártica
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecadal do Atlântico Norte
OMJ	Oscilação Madden-Julian
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RM	Região Metropolitana
RMSE	Raiz do Erro Médio Quadrático
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
SB	Sul do Brasil
SEB	Sudeste do Brasil
SEEG	Sistema de Estimativa de Emissões de Gases de Efeito Estufa
SON	Setembro, Outubro e Novembro
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TEB	Town Energy Budget
TSA	Temperatura da superfície do Atlântico Sul tropical
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
USGS	United States Geological Survey
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	23
1.1	IMPACTOS DAS MUDANÇAS DE LULC NO CLIMA	27
1.1.1	Ilha de Calor Urbano.....	30
1.1.2	Eventos atmosféricos extremos.....	32
1.2	OBJETIVOS DO TRABALHO	33
2	BACIA HIDROGRÁFICA DO PARANÁ	35
2.1	CARACTERIZAÇÃO DA SUPERFÍCIE	35
2.1.1	Uso e cobertura da terra	39
2.2	CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA.....	42
2.3	SISTEMAS ATMOSFÉRICOS PRECIPITANTES	45
2.3.1	Sistemas sinóticos.....	45
2.3.2	Circulações locais.....	47
2.3.3	Variabilidade da precipitação.....	50
3	MATERIAIS E MÉTODOS	54
3.1	CONSTRUÇÃO DOS CENÁRIOS DE LULC	54
3.1.1	Modelagem dinâmica espacial com a plataforma Dinamica EGO.....	55
3.1.2	Banco de dados.....	61
3.1.3	Criação de mapas auxiliares na calibração do modelo.....	65
3.1.4	Calibração e validação do modelo	67
3.1.4.1	<i>Cenário futuro</i>	<i>67</i>
3.1.4.2	<i>Cenário passado</i>	<i>71</i>
3.1.5	Criação da classe Muito Urbano	81
3.1.6	Inserção dos arquivos de LULC no modelo BRAMS	84
3.2	ANÁLISE DE EVENTOS EXTREMOS	87
3.2.1	Banco de dados.....	87
3.2.2	Índices extremos e análise de tendência.....	88
3.2.3	Índices climáticos	90
3.3	MODELAGEM ATMOSFÉRICA	91
3.3.1	Modelagem atmosférica com o BRAMS.....	91
3.3.1.1	<i>Parametrizações de superfície.....</i>	<i>92</i>
3.3.2	Trabalhos na literatura com abordagens similares	95
3.3.3	Banco de dados.....	98
3.3.4	Experimentos numéricos com o BRAMS e parametrizações.....	99
3.3.5	Análise estatística de acurácia das simulações com o BRAMS.....	104

3.3.6	Parâmetros meteorológicos utilizados na avaliação das simulações	106
3.3.6.1	<i>Razão de Bowen.....</i>	106
3.3.6.2	<i>Índices CAPE e CINE.....</i>	107
3.3.6.3	<i>Denominador do Número de Richardson Volumétrico (DNRV)</i>	108
3.3.6.4	<i>Taxa de queda da temperatura ambiental com a altura (Lapse rate - LR)</i>	109
3.3.6.5	<i>Componente do vento de brisa marítima</i>	109
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	111
4.1	CENÁRIOS FUTUROS DE USO E COBERTURA DA TERRA.....	111
4.1.1	Validação do modelo de cenários futuros de LULC	111
4.1.2	Forçantes do processo de antropização.....	114
4.1.3	Projeção de LULC até 2050	119
4.2	CENÁRIOS PASSADOS DE USO E COBERTURA DA TERRA.....	125
4.2.1	Validação do modelo de cenários passados de LULC	126
4.2.2	Mudanças históricas da paisagem na BHPR.....	132
4.3	EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO	137
4.3.1	Eventos extremos de precipitação na Macrometrópole Paulista.....	144
4.4	EXPERIMENTOS NUMÉRICOS DA ATMOSFERA	147
4.4.1	Características do evento simulado.....	147
4.4.2	Testes de calibração do experimento EC-2015.....	150
4.4.3	Simulação controle EC-2015.....	152
4.4.4	Avaliação qualitativa e quantitativa da simulação controle EC-2015	163
4.4.5	Efeito da mudança de uso e cobertura da terra no evento simulado	172
4.4.5.1	<i>Efeitos na temperatura do ar e balanço de energia</i>	173
4.4.5.2	<i>Efeitos na umidade relativa do ar e na precipitação.....</i>	182
4.4.5.3	<i>Efeitos na entrada de brisa marítima</i>	192
4.4.5.4	<i>Discussões dos resultados observados</i>	195
5	CONCLUSÕES.....	197
5.1	CONCLUSÕES DA ANÁLISE DE MUDANÇAS NA SUPERFÍCIE	197
5.2	CONCLUSÕES DA ANÁLISE DE EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO	198
5.3	CONCLUSÕES DA MODELAGEM ATMOSFÉRICA	199
6	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	201
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	202
	APÊNDICE A - PUBLICAÇÕES E TRABALHOS APRESENTADOS EM REUNIÕES CIENTÍFICAS.....	217

1 INTRODUÇÃO

Entender os processos que causam as mudanças na superfície, bem como avaliar e mensurar os impactos ambientais, econômicos e sociais associados, tem se tornado cada vez mais uma tarefa multidisciplinar e não trivial. Esta abordagem ganhou espaço nas últimas décadas, devido à necessidade de se conciliar o desenvolvimento e a expansão das atividades humanas com a sustentabilidade e manutenção dos serviços ambientais, frente também à realidade das mudanças climáticas.

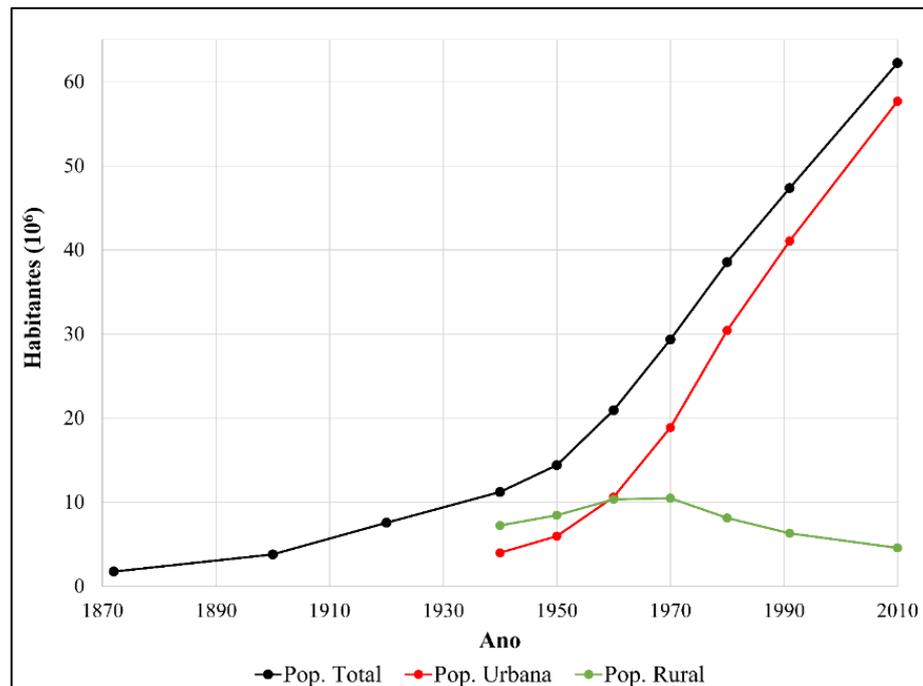
O crescimento populacional causa o aumento de várias demandas em um país, como moradia, transporte, geração de energia, produção de alimentos, abastecimento hídrico e consumo de recursos naturais. Como consequência, existe a necessidade crescente de ocupação do solo, que no Brasil impulsionou um processo histórico de substituição da vegetação natural por outros usos (BAYER, 2014). Nas últimas décadas, principalmente as áreas de pastagens naturais foram sendo substituídas por pastagens cultivadas e atividades agrícolas mais rentáveis (JUÁREZ, 2004). Atualmente, o Brasil ainda está passando pelo processo de supressão de vegetação natural, de forma bastante heterogênea espacialmente, sendo que entre os anos 2000 e 2018 o país perdeu cerca de 7,6 % da sua vegetação florestal e 10 % da vegetação campestre nativa, predominantemente pela expansão de pastagens com manejo (IBGE, 2020).

Dessa forma, nas últimas décadas, houve um aumento considerável na demanda por recursos naturais no Brasil, devido ao crescimento populacional exponencial (PAIVA et al., 2020). Por volta de 1870 a população do Brasil era próxima a 9,9 milhões de habitantes. Já no censo de 2010 esse valor superou a marca de 190,7 milhões, com projeção de ultrapassar os 230 milhões de habitantes em 2030 (IBGE, 2010a). A Figura 1.1 apresenta a evolução da população dos Municípios situados dentro da Bacia Hidrográfica do Paraná (BHPR), de acordo com os censos do IBGE, destacando o crescimento exponencial da população a partir de 1960, que passou a residir prioritariamente nos setores urbanos. De acordo com a Figura 1.1, a população dos municípios dentro da BHPR aumentou de aproximadamente 11 milhões em 1940 para mais de 62 milhões em 2010.

A ocupação das atividades humanas no país, principalmente pelo agronegócio, possui ainda uma considerável heterogeneidade na distribuição espacial. A partir do início do século XX, a expansão da agricultura, de forte influência da cultura europeia, tem resultado em ampla transformação dos ecossistemas (SALAZAR et al., 2015). Como pode ser observado na Figura 1.2, a agropecuária se expandiu no país preferencialmente a partir da região central (onde se

grande parte da BHPR) em direção às regiões Sul, Norte e Nordeste (LEITE et al., 2012; DIAS et al., 2016). Além disso, o Brasil passou por um processo de urbanização mais avançado na região da BHPR, afinal, a bacia abriga quase um terço da população brasileira, em que 93 % residem em áreas urbanas, principalmente em regiões metropolitanas como Brasília, Campo Grande, Curitiba, Goiânia e São Paulo (ABOU RAFEE et al., 2020).

Figura 1.1 - Evolução da população rural e urbana nos Municípios da BHPR.

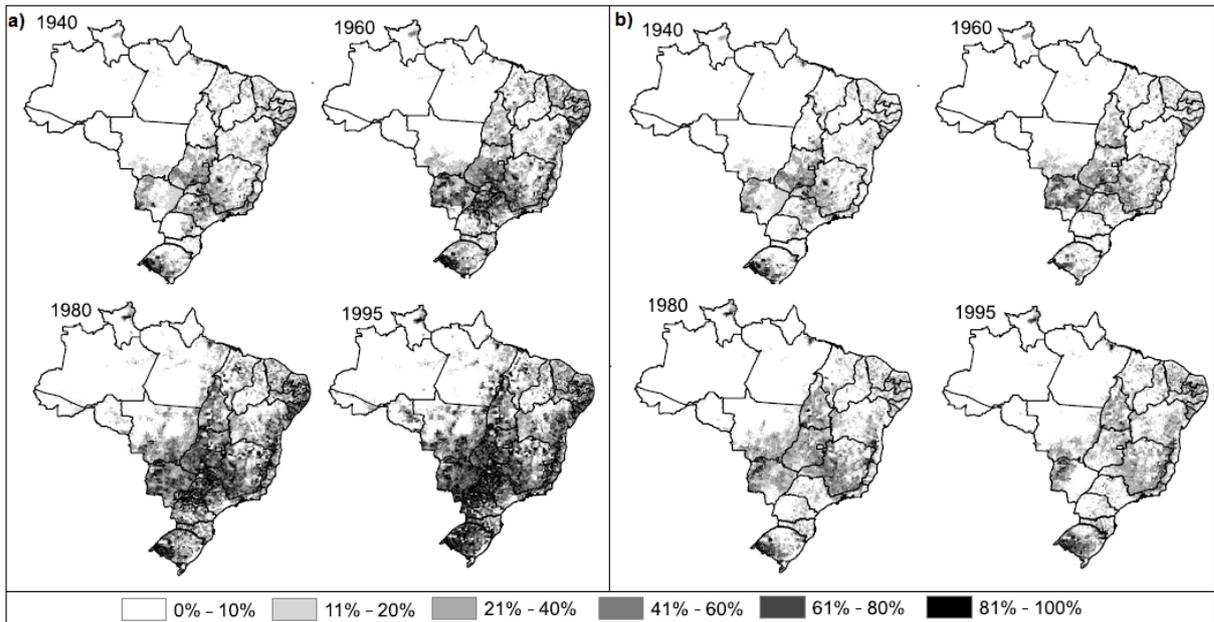


Fonte: Censo demográfico 2010 (IBGE, 2010a). Produção da autora.

Como observado na Figura 1.2, as mudanças históricas de uso e cobertura da terra na BHPR contribuíram para a devastação e fragmentação de dois importantes biomas, o Cerrado e a Mata Atlântica, que juntos ocupam aproximadamente 35% do território brasileiro. Mapeamentos oficiais produzidos pelo governo brasileiro, do projeto TerraClass Cerrado, mostraram em 2013 um remanescente de apenas 54% da vegetação natural total do bioma Cerrado (BRASIL, 2015). Dentro da BHPR, da qual o bioma Cerrado anteriormente ocupava quase a metade da área, apenas 5% da cobertura original permanecia em 2015 (RUDKE et al., 2019). Segundo o monitoramento do projeto PRODES Cerrado do INPE, entre 2001 e 2020 ocorreu a supressão de mais de 290 mil km² da vegetação nativa do Cerrado (INPE, 2021). Em relação ao bioma Mata Atlântica, de acordo com o Atlas de 2019 da Fundação SOS Mata Atlântica, o Brasil possui atualmente apenas 12,4 % da área original de matas nativas desse bioma, o equivalente a 162.647 km², passando por uma queda exponencial nas taxas de

desmatamento desde a década de 80, porém, apresentando ainda valores significativos (FUNDAÇÃO SOS MATA ATLÂNTICA, 2020).

Figura 1.2 - Mapeamento da evolução das áreas agrícolas (a) e de pastagem antrópica (b) no Brasil.



Fonte: Adaptado de Leite et al. (2012).

Neste aspecto, é bastante provável que toda a supressão da vegetação natural que ocorreu historicamente na região central do Brasil (em especial na BHPR) tenha gerado impactos diversos no meio ambiente, com aspectos relevantes nos padrões climáticos. Segundo Marengo, Tomasella e Nobre (2010), mesmo o Brasil possuindo grande disponibilidade hídrica, o acesso à água é desigual, e regiões que contavam com grandes reservas hídricas, como o Sul e Sudeste do Brasil, passaram a enfrentar estiagens e racionamentos de água mais frequentes, de forma local ou generalizada. Exemplo disso foi a crise hídrica dos reservatórios do Sistema Cantareira em São Paulo, que tiveram seu volume esgotado em julho de 2014, após anomalias negativas de precipitação, causadas por um longo período com bloqueio atmosférico (MARENGO; ALVES, 2015; COELHO et al., 2016). A situação dessas regiões é bastante preocupante, uma vez que eventos atmosféricos extremos chuvosos também estão se tornando mais recorrentes (TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2011; SILVA DIAS et al., 2013; MARENGO et al., 2020; MACHADO et al., 2021). Outro agravante é que o uso agrícola é um dos que mais vem modificando a BHPR e as mudanças climáticas podem aumentar a demanda por água e a pressão sobre as fontes de abastecimento, pelo aumento do uso de água na irrigação em regiões propensas à estiagem, sendo este o setor de maior consumo no Brasil (WANG et al., 2016).

De acordo com Salazar et al. (2015), a maioria dos estudos na América do Sul, voltados à mudança no uso e cobertura da terra (LULC - do inglês *Land Use and Land Cover*), focam no bioma Amazônia, porém, as demais regiões também possuem grande potencial regulador do clima. Estima-se que a área não-Amazônica antropizada, em toda a América do Sul, seja quatro vezes maior que o desmatamento histórico da Amazônia, causando reduções significativas na precipitação e aumento na temperatura de superfície, com impactos até mesmo em áreas vizinhas ou remotas (SALAZAR et al., 2015). Estima-se que até 2019, todo o desmatamento do bioma Cerrado, considerando a substituição dos diversos tipos de fitofisionomias originais em pastagem ou agricultura, tenham causado a redução de cerca de 10 % na evapotranspiração média anual, além de um aumento médio de 0,9 °C na temperatura de superfície (RODRIGUES et al., 2022).

O grande foco sobre o bioma Amazônia é devido às fortes ameaças atuais por desmatamento e queimadas que suas florestas vêm sofrendo. Porém, tanto o desmatamento Amazônia quanto do Cerrado, na região do arco do desmatamento, influenciam no regime de precipitação, prolongando a estação seca nessa região (COSTA; PIRES, 2010). Além disso, outros trabalhos já demonstraram que a mudança na cobertura de áreas florestais tropicais pode afetar o clima extratropical e as condições oceânicas, por meio das teleconexões atmosféricas (AVISSAR; WERTH, 2005; FEDDEMA, 2005; NOBRE et al., 2009), sendo exemplo a diminuição no fluxo de umidade para a Bacia do Rio da Prata, vindo da região tropical, associado ao desmatamento da Amazônia (ZEMP et al., 2014). De acordo com Nobre et al. (2009) o desmatamento na Amazônia pode ainda aumentar a variabilidade das anomalias de temperatura no Pacífico, com padrão similar ao do El Niño Oscilação Sul (ENOS), como resultado das interações oceano-atmosfera. Os efeitos observados surgem da redução da convecção profunda na Amazônia que causa o enfraquecimento dos ventos alísios e das células de Hadley, diminuindo a ressurgência equatorial e aumentando assim a temperatura média sobre o Pacífico Leste (NOBRE et al., 2009). No entanto, é muito importante também entender as transformações ocorridas na superfície no passado, nas áreas dos demais biomas, compreendendo a interação biosfera-atmosfera das mudanças históricas de LULC, que potencialmente afetaram os padrões climáticos atuais e ainda podem afetar.

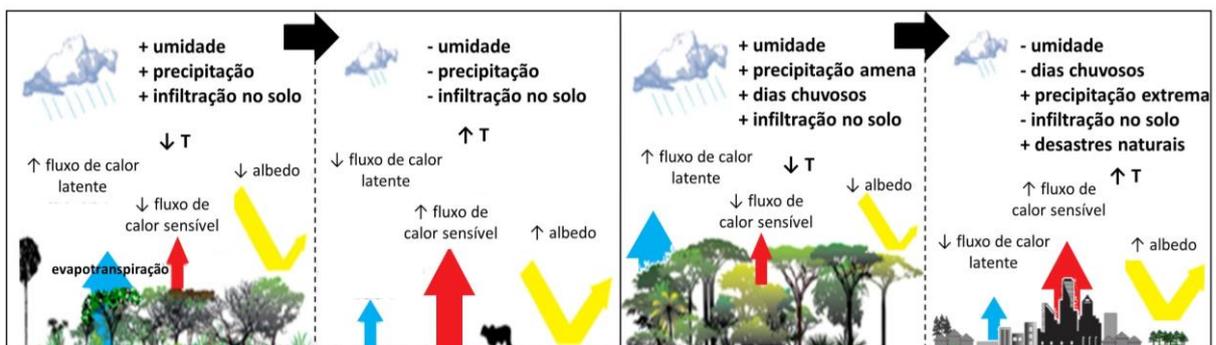
Assim, o entendimento da transformação da paisagem é de grande importância para estudos ambientais, bem como para a aplicação de modelos meteorológicos e hidrológicos. Os resultados de simulações numéricas da atmosfera com essa abordagem podem auxiliar em tomadas de decisão ao nível das bacias hidrográficas, por exemplo, em busca de minimizar a

vulnerabilidade da população a eventos atmosféricos extremos. A modelagem dinâmica espacial, com modelos estocásticos baseados em autômatos-celulares, pode facilitar o estudo das alterações na superfície e das condições circundantes que causam esses tipos de processos evolutivos. Nas últimas décadas existe um crescente interesse nessa abordagem, amplamente aplicada para representar a dinâmica de conversão entre diferentes tipos de LULC, projetando cenários futuros de ocupação do solo (ALMEIDA et al., 2003; SOARES-FILHO et al., 2004; MAEDA et al., 2011; SINGH et al., 2015; GHOSH et al., 2017; SHAFIZADEH-MOGHADAM et al., 2017; PAIVA et al., 2020; MACHADO; FREITAS, 2021).

1.1 IMPACTOS DAS MUDANÇAS DE LULC NO CLIMA

A Figura 1.3 apresenta de forma simplificada como a substituição da vegetação nativa do Cerrado e Mata Atlântica por pastagens, áreas urbanas ou alguns tipos de cultivos agrícolas, tende a diminuir a absorção da radiação solar para a realização da fotossíntese, em função do aumento do albedo superficial. Isso também resulta em menor energia disponível para a evaporação da água na superfície. A substituição das florestas também impede que uma grande quantidade de água retorne para a atmosfera em forma de vapor de água (fluxo de calor latente), fazendo com que uma maior quantidade de energia fique disponível para aquecer o ar (fluxo de calor sensível). Além disso, a conversão da vegetação natural em vegetação rasteira também reduz a rugosidade da superfície, de forma a diminuir os fluxos turbulentos, impactando o transporte de água, calor e momentum, o que pode resultar em maiores temperaturas próximo à superfície (JUÁREZ, 2004).

Figura 1.3 - Estimativa dos impactos da supressão do Cerrado e Mata Atlântica.



Fonte: Adaptado de Salazar et al. (2015).

Dessa forma, a quantidade de água presente na superfície, assim como a presença ou ausência de vegetação, afeta em como a energia recebida é transformada em fluxo de calor latente e sensível. Juárez (2004) observou que, de forma geral, a substituição das florestas nativas produz mudanças nos padrões de distribuição espacial de chuvas e temperatura, reduzindo a evapotranspiração e a precipitação, e conseqüentemente aumentando a temperatura do ar. Porém, a resposta sobre as circulações secundárias não tem a mesma lógica linear. Além disso, o tipo de cultura no solo também pode aumentar as taxas de evapotranspiração durante o máximo desenvolvimento das plantas, como é o caso da cana-de-açúcar (JUÁREZ, 2004).

A vegetação composta por raízes profundas tem ainda mais participação no ciclo hidrológico por favorecer o escoamento subsuperficial no solo, aumentando a infiltração de água na superfície, o que pode evitar também: deslizamentos, contaminação por agrotóxicos e assoreamento dos recursos hídricos. No entanto, sob situação de estresse hídrico as plantas fecham seus estômatos e não transpiram, de forma a evitar a perda excessiva de água, reduzindo então o fluxo de calor latente para a atmosfera (GOUVÊA, 2007). A formação de nuvens é ainda favorecida pelas plantas, não somente pelo vapor d'água, mas também por liberarem compostos orgânicos voláteis (COV) que servem de núcleos de condensação (NOBRE, 2014).

Em resumo, de acordo com Feddema et al. (2005), os impactos das mudanças de LULC ocorrem principalmente nos ciclos biogeoquímicos, com alterações na composição química da atmosfera, e nos biogeofísicos, com alterações no particionamento da radiação no balanço de energia. Assim, embora os efeitos na superfície sejam locais/regionais, eles podem compensar ou agravar os efeitos das mudanças climáticas globais (FEDDEMA et al., 2005). Os impactos observados no clima regional são frequentemente representados por mudanças na quantidade e frequência de precipitação, alteração da temperatura do ar (SALAZAR et al., 2015) e ocorrência de eventos extremos (SILVA DIAS et al., 2013; MACHADO et al., 2021). Segundo Abou Rafee et al. (2021), a tendência a longo prazo de aumento da vazão do Rio Paraná pode também ser associada com as mudanças de uso e cobertura da terra. Por meio da modelagem hidrológica, os autores verificaram que as alterações da superfície, entre 1985 e 2015, conferem aumento do escoamento superficial, vazão e umidade do solo de grande parte das sub-bacias da BHPR, através da diminuição das taxas de evapotranspiração, durante primavera-verão, e padrão oposto no outono-inverno (ABOU RAFEE et al., 2021).

O efeito do processo de antropização na superfície ocorre cumulativamente, através de emissões de gases do efeito estufa (RUHOFF; RISSO, 2017), de forma que as atividades industriais, o desmatamento e as queimadas acabam gerando desequilíbrio no ciclo de carbono

global, causando um incremento líquido de carbono na atmosfera (JUÁREZ, 2004). Segundo o relatório de emissões de gases do efeito estufa do SEEG (Sistema de Estimativa de Emissões de Gases de Efeito Estufa), o setor de mudanças no uso da terra no Brasil, de 1990 a 2014, emitiu 56 bilhões de toneladas de CO₂, equivalente a 65% das emissões nacionais no mesmo período, sendo o desmatamento do bioma Amazônia o principal contribuinte. Neste período, a supressão da vegetação da Mata Atlântica e do Cerrado contribuíram com 22 e 20%, respectivamente, das emissões deste setor (BRANDÃO JR.; BARRETO, 2016).

No trabalho de Georgescu et al. (2013) foi simulada a substituição do Cerrado por plantação de cana-de-açúcar no interior do Brasil, observando um resfriamento de mais de 1 °C durante a estação chuvosa e um aquecimento de mesma magnitude durante a estação seca. A queda na temperatura foi associada a um aumento no albedo, já o ganho de temperatura foi referente à perda de evapotranspiração e aumento do calor sensível (GEORGESCU et al., 2013). Pongratz et al. (2006) avaliaram os efeitos das mudanças espaciais da vegetação, sobre o centro-norte do Estado do Mato Grosso, no balanço de água e energia. A conversão para áreas agrícolas das florestas de transição, entre o Cerrado e Amazônia, resultou em um aumento de 0,7 °C, já a conversão dessas coberturas da terra para pastagem causou um aumento de 0,5 °C. A resposta da temperatura é intensificada quando essas áreas são substituídas por solo exposto, podendo gerar anomalias positivas de 1,2 °C na estação seca (PONGRATZ et al., 2006). Por sua vez, Rodrigues et al. (2022) estimaram os efeitos do desmatamento do Cerrado na taxa de evapotranspiração e temperatura de superfície, entre 2006 e 2019, utilizando regressão linear entre os dados do sensor MODIS (do inglês *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) e mapeamentos do MapBiomas. Os resultados observados indicaram que quanto maior a densidade de vegetação na fitofisionomia do Cerrado, maior o impacto na atmosfera causado pelo desmatamento. A conversão de florestas em agricultura ou pastagem reduziram cerca de 44 % e 39 % da evapotranspiração, respectivamente, e aumentaram em 3,5 °C a temperatura de superfície. Já para a transição entre savanas e agricultura ou pastagem esses números foram de 27 % e 21 % para evapotranspiração e 1,9 °C para temperatura de superfície. Contudo, a substituição dos campos naturais do Cerrado em pastagem aumentou em 15 % a evapotranspiração e 0,9 °C na temperatura de superfície (RODRIGUES et al., 2022).

Diante dos importantes impactos que as mudanças de LULC podem gerar, o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC - do inglês *Intergovernmental Panel on Climate Change*) publicou recentemente um Relatório Especial destacando a importância de uma melhor gestão dos recursos naturais para retardar e reverter a degradação da terra, sendo

medidas necessárias para uma maior resiliência frente às mudanças climáticas e segurança alimentar. O relatório do IPCC apresenta evidências de que as mudanças climáticas estão associadas às mudanças na superfície que ocorreram desde o período pré-industrial, devido ao aumento da demanda por alimentos e à desertificação. Estima-se que a produção global de grãos aumentou mais de 240% de 1961 a 2017, devido à expansão das terras agrícolas e ao aumento da produtividade (IPCC, 2019).

1.1.1 Ilha de Calor Urbano

O processo de urbanização produz mudanças radicais na superfície e nas propriedades da atmosfera, alterando as características radiativas, térmicas, de umidade e aerodinâmicas (OKE, 1987). De forma geral, o tipo de cobertura da superfície influencia diretamente na formação e característica da Camada Limite Planetária (CLP), que é definida como a região mais baixa da atmosfera, que sofre aquecimento direto da superfície. Assim, quanto maior a temperatura do ar próximo à superfície, maior será o desenvolvimento da CLP, que pode ir de 1.000 a 3.000 m durante o dia e de 100 a 300 m durante a noite (FREITAS, 2003). Quando a superfície é coberta por vegetação a CLP é mais rasa e existe maior estabilidade atmosférica, em relação à cobertura do tipo urbana (GOUVÊA, 2007).

A Ilha de Calor Urbano (ICU) é uma circulação caracterizada por um núcleo mais quente sobre as áreas urbanas, rodeado por regiões rurais mais frias (MARTILLI; KRAYENHOFF; NAZARIAN, 2020), fazendo com que as isotermas apresentem um aspecto circular nos campos atmosféricos (GOUVÊA, 2007). Segundo Freitas (2003), diversos fatores contribuem para a formação da ICU: a) a presença de inúmeras fontes de calor; b) as propriedades térmicas dos materiais de construção nas cidades, que conduzem o calor mais rápido que o solo e a vegetação das áreas rurais; c) o fato da perda radiativa de calor durante a noite ser compensada pela liberação de calor das fontes antropogênicas, como veículos, indústrias e construções em geral; d) o aprisionamento da energia solar por reflexões múltiplas entre os edifícios altos em ruas estreitas; e) a baixa taxa de evapotranspiração, pois além da pouca presença de vegetação, o sistema de drenagem urbano remove rapidamente a água das chuvas, então a maior parte da radiação absorvida é utilizada para aquecer o ar e a terra; f) a ocorrência de ventos fracos de escala sinótica, que são incapazes de misturar o ar, favorecendo a condição convectiva sobre a cidade.

A combinação do baixo albedo, principalmente das áreas cobertas por asfalto, e o baixo calor específico, permite que os componentes das áreas urbanas absorvam e armazenem calor de forma mais eficiente que a vegetação, liberando calor para a atmosfera até mesmo depois do pôr-do-sol (BENDER, 2018). Sendo assim, as maiores diferenças de temperatura entre as áreas urbanas e rurais podem ocorrer durante a noite. Em muitos casos o calor proveniente da cidade é suficientemente grande para manter uma camada mista de convecção rasa à noite, mesmo enquanto uma camada limite estável se desenvolveu sobre a área rural adjacente (STULL, 1988).

De acordo com Wallace e Hobbs (2006), quando um vento moderado de escala sinótica está soprando sobre a ICU, o excesso de calor local e o aumento de poluentes estendem-se a favor do vento como uma pluma urbana, atingindo as áreas adjacentes. Com isso, regiões rurais e próximas a grandes centros urbanos, como a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), podem sofrer com a alta concentração de poluentes, em especial poluentes secundários - como o ozônio troposférico - que podem se formar a uma certa distância da fonte de emissão (CAVALCANTI, 2010; SQUIZZATO et al., 2021). A ICU pode gerar intensas correntes térmicas ascendentes sobre a cidade, de fraca circulação de retorno na área adjacente, fazendo com que os poluentes sejam continuamente recirculados na cidade (WALLACE; HOBBS, 2006). Além disso, devido à grande emissão veicular no início da manhã e noite, horários em que a CLP não está muito desenvolvida, pelo pouco aquecimento da superfície, as concentrações dos poluentes podem atingir valores acima dos padrões recomendados (FREITAS, 2003).

Em um estudo observacional qualitativo, com estações meteorológicas na RMSP, Gouvêa (2007) observou que áreas com maior adensamento urbano, sem a presença de vegetação, tendem a apresentar maior ocorrência de desconforto térmico por calor, enquanto áreas urbanas vegetadas apresentam temperatura efetiva mais agradável.

A presença/expansão de cidades também pode gerar outros efeitos na atmosfera, devido à rugosidade da superfície. De acordo com Stull (1988), quando os ventos fluem de uma superfície suave para uma superfície rugosa eles desaceleram, o que resulta em convergência horizontal e movimento ascendente acima da fronteira entre os dois componentes de cobertura do solo. Esses movimentos verticais interagem com outras circulações, sendo que frequentemente se observa um dipolo de convergência/divergência à barlavento/sota-vento das bordas de cidades, devido à mudança de rugosidade. Porém, quando o fluxo é de uma região

mais fria para uma mais quente, forma-se uma camada limite interna térmica e estável, que suprime a turbulência (STULL, 1988).

A intensidade da ICU está diretamente relacionada ao tamanho da cidade e à densidade de construções, bem como ao efeito amplificador que as áreas urbanas tem umas sobre as outras (LI et al., 2020). Além das características da área urbana e tamanho da população, os efeitos da sazonalidade, da localização geográfica e do clima local também interferem na intensidade da ICU, de forma que se a cidade não tiver alta densidade de construções a ICU ocorre em função da estação do ano, sendo mais propensa a ocorrer no verão (LEE et al., 2019).

Em São Paulo, durante o verão, Umezaki et al. (2020) observaram que o tamanho da ICU é maior durante o período noturno, além disso, dias com a ocorrência de brisa marítima apresentaram maior intensidade e amplitude da ICU durante o dia, enquanto dias com passagem de frentes frias apresentaram a menor intensidade de ICU.

1.1.2 Eventos atmosféricos extremos

Nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, as chuvas severas são as principais responsáveis pela ocorrência de desastres naturais, que causam perdas humanas e materiais (LIMA; SATYAMURTY; FERNÁNDEZ, 2010; MARENGO et al., 2020; TRAVASSOS et al., 2021). Segundo Nascimento (2005), as tempestades convectivas severas possuem capacidade de gerar granizo grande, apresentam correntes ascendentes e descendentes intensas, com rajadas de ventos destrutivas e até mesmo tornados. Estes eventos são mais raros que outros tipos de sistemas, como as chuvas frontais, mas representam grande ameaça ao setor de energia, aviação e defesa civil, sendo importante sua antecipação e adoção de estratégias que minimizem o impacto negativo (NASCIMENTO, 2005).

A forte convecção gerada na mancha urbana pode causar aumento de nuvens convectivas, tempestades e eventos extremos meteorológicos (WALLACE; HOBBS, 2006). Segundo Silva Dias et al. (2013), a urbanização intensa na cidade de São Paulo confere um aumento nos extremos de precipitação durante a estação chuvosa, que não é explicada apenas pela variabilidade climática. Em Curitiba, Pedron et al. (2016) observaram tendência negativa no número de dias chuvosos, mas positiva no número de dias acima de 10 mm e do somatório anual de precipitação, de 1890 a 2010, indicando que as chuvas passaram a ser mais intensas. Em Belo Horizonte também ocorre aumento da precipitação acumulada em cinco dias, da intensidade diária e da precipitação anual (NUNES; PINTO; BAPTISTA, 2018).

De fato, existem evidências de que a precipitação está se tornando mais intensa em regiões mais urbanizadas da Macrometrópole Paulista (MACHADO et al., 2021). O efeito da ilha calor urbano (ICU), que se forma sobre a RMSP, se soma aos efeitos da maritimidade e da topografia da região, contribuindo para a formação de forte convecção e de tempo severo (FREITAS et al., 2007; PEREZ; SILVA DIAS, 2017). Bender, Freitas e Machado (2019), por meio da modelagem numérica da atmosfera, observaram que as mudanças das áreas rurais para as urbanas, projetadas para o ano de 2030 na RMSP, podem contribuir para a instabilidade atmosférica, aumento da precipitação e formação de tempo severo.

O grande impacto desses eventos hidrometeorológicos nas áreas urbanas é principalmente sobre a população mais vulnerável, devido à expansão inadequada das cidades, gerando regiões com pouca infraestrutura, em áreas de risco (MARENGO et al., 2020; TRAVASSOS et al., 2021). A supressão da vegetação natural causa a impermeabilização do solo, de forma que a infiltração não ocorre, fazendo com que a rede de drenagem não seja suficiente para escoar grandes volumes de precipitação, que tendem cada vez mais a acontecer em curtos períodos. Isso favorece a ocorrência de deslizamentos, alagamentos e enchentes, assim como o assoreamento dos corpos hídricos e problemas de acesso ao saneamento básico (MACHADO; FREITAS, 2022).

1.2 OBJETIVOS DO TRABALHO

O objetivo geral deste trabalho foi avaliar a evolução da paisagem na região da Bacia Hidrográfica do Paraná, bem como os impactos das mudanças históricas de uso e cobertura da terra sobre as condições atmosféricas.

Para alcançar o objetivo geral proposto, foram considerados os seguintes objetivos específicos:

- Fazer um levantamento histórico de alteração da superfície, compilando dados de mapeamentos da ocupação do solo, censos demográficos, vegetação original, fundação de municípios, rodovias e ferrovias, de forma a entender o processo histórico de ocupação do solo.
- Construir um modelo para reconstruir a evolução histórica de LULC na BHPR, desde o início da ocupação do solo até o período atual, em resolução espacial e temporal satisfatória para a aplicação em estudos hidrológicos e meteorológicos.

- Construir um modelo para projetar as mudanças de LULC futuras na BHPR até 2050, em resolução espacial e temporal satisfatória para a aplicação em estudos hidrológicos e meteorológicos.
- Analisar a tendência de eventos extremos de precipitação na BHPR e sua associação com oscilações climáticas e mudanças na superfície da bacia.
- Simular as condições atmosféricas durante um evento extremo de precipitação com o modelo BRAMS, utilizando o cenário de LULC mais recente, de forma a calibrar as parametrizações do modelo e validar os resultados com os dados meteorológicos observados.
- Simular o mesmo evento com o modelo BRAMS, utilizando os cenários de LULC construídos para o passado e futuro, e avaliar a influência das mudanças da ocupação do solo nas condições atmosféricas, com impacto nos padrões de precipitação, temperatura e umidade relativa do ar, bem como nos fluxos de superfície.

2 BACIA HIDROGRÁFICA DO PARANÁ

2.1 CARACTERIZAÇÃO DA SUPERFÍCIE

A BHPR tem extensão superior a 870 mil km² e abrange parte dos estados brasileiros do Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais, Santa Catarina e Distrito Federal (Figura 2.1). Embora sua extensão seja de cerca de 10 % do território nacional, a região é responsável pela maior parte da eletricidade e bioenergia produzidas no Brasil e, como observado na Figura 1.2, tem participação expressiva na produção nacional de alimentos, tornando a economia do país altamente dependente de seu comportamento climático. Esta região hidrográfica possui a maior demanda por recursos hídricos do País, equivalente a 736 m³ s⁻¹, que corresponde a 31 % da demanda nacional, sendo que a irrigação é a maior usuária (42 % da demanda total), seguida do abastecimento industrial (28 %) (ANA, 2015).

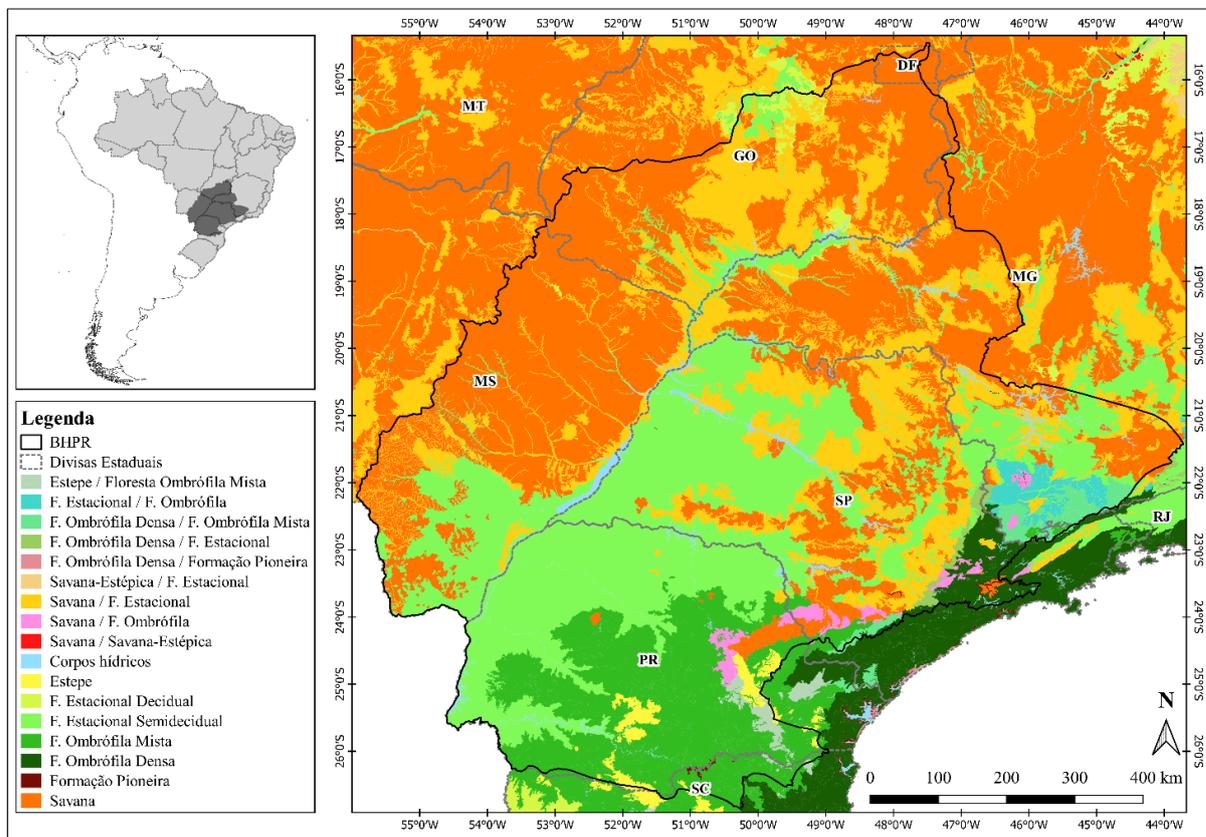
A Figura 2.1 apresenta a delimitação da BHPR no território brasileiro e a distribuição da vegetação teórica original do IBGE, versão 2019, proveniente do projeto RADAMBRASIL (IBGE, 2018). Cerca de 35 % da BHPR era originalmente coberta pela vegetação de Savana, pertencente ao bioma Cerrado. As formações florestais do bioma Mata Atlântica se distribuem principalmente na Floresta Estacional Semidecídua (27 %) e a Floresta Ombrófila Mista (11 %). O restante da área é composto por fitofisionomias originais de contato entre os dois biomas, também apresentadas na Figura 2.1, e descrevem a influência marítima do Oceano Atlântico, com florestas mais densas, até o interior do continente, onde predomina a vegetação savânica.

A BHPR é uma bacia sedimentar planáltica, com alta capacidade hidrogeológica de armazenamento de água subterrânea e hidrelétrica, que faz parte da Bacia do Rio da Prata (Bacia Platina), uma das maiores e mais importantes bacias hidrográficas da América do Sul, localizada sobre o aquífero Guarani. Dentro da área de estudo, a confluência dos rios Paranaíba e Grande dá origem ao rio Paraná (Figura 2.2), que tem vazão média superior a 14.000 m³ s⁻¹, fluindo para o sul até chegar na fronteira entre Brasil, Argentina e Paraguai. Existem 57 grandes reservatórios na Bacia do Paraná e as usinas com maior capacidade instalada são Itaipu, Furnas e Porto Primavera (ITAIPU BINACIONAL, 2017).

A Figura 2.2 apresenta as faixas de altitude do relevo da região em que a BHPR está inserida, com base nos dados da missão SRTM (do inglês *Shuttle Radar Topography Mission*). Dentro da bacia, há grande amplitude de elevações do relevo, sendo que as regiões de maior altitude (> 2.500 m) estão na Serra da Mantiqueira, na porção leste da BHPR, próximo aos

limites dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro, onde nascem os rios Grande, Pardo e Mogi-Guaçu. As regiões de altitudes mais baixas (≤ 200 m) estão próximas à foz da bacia, na porção sudoeste do Paraná. Ao norte e noroeste da bacia ocorre a delimitação com o Planalto Central do Brasil, tendo como divisor de águas a Serra dos Pirineus e as chapadas onde ocorre a vereda de Águas Emendadas, no Distrito Federal, importantes regiões de conservação do bioma Cerrado, onde nascem os principais afluentes do Rio Paranaíba, como o Rio Corumbá e São Bartolomeu. Já a noroeste, a Serra do Caiapó atua como importante divisor de águas entre a Bacia Tocantins-Araguaia e Paraná, onde nasce o Rio Verde de Goiás.

Figura 2.1 - Localização geográfica da BHPR e fitofisionomias da vegetação original.



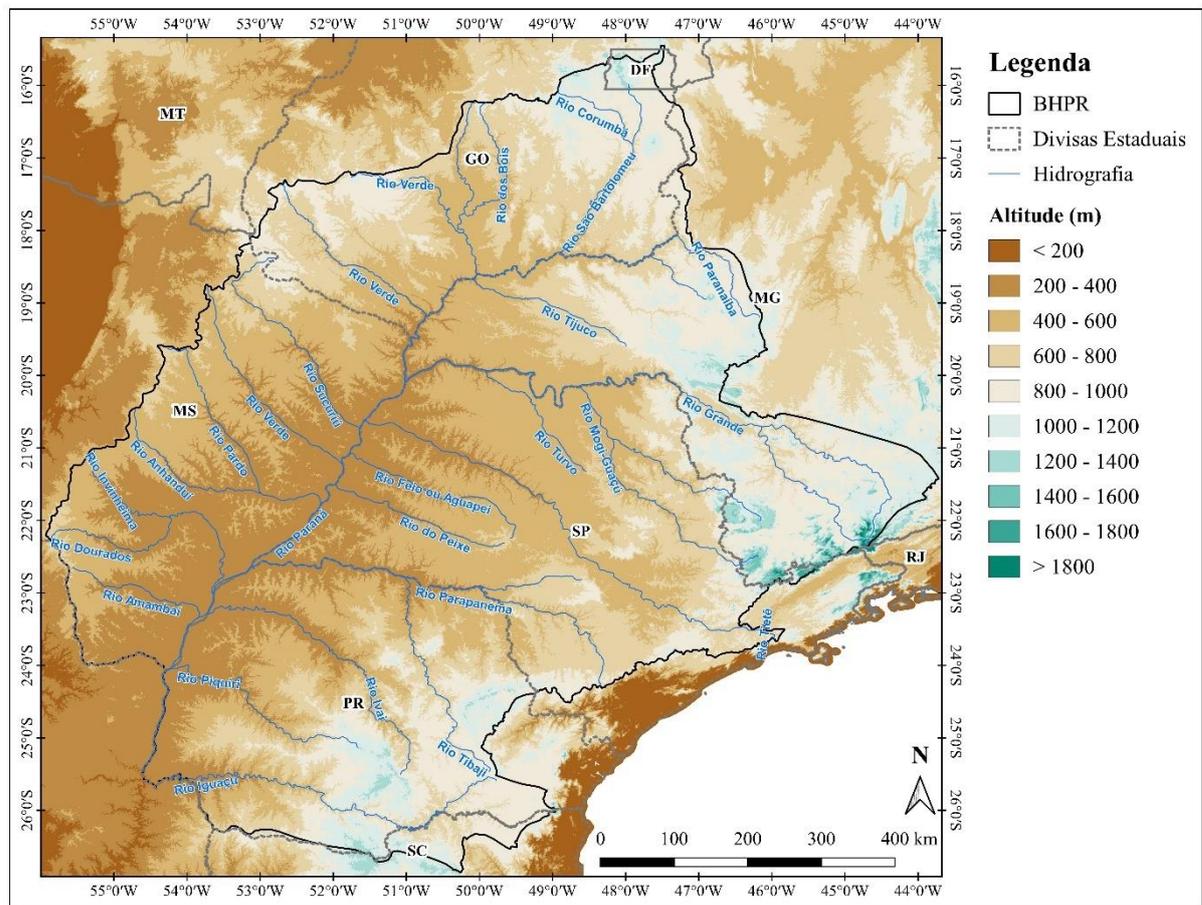
As áreas de contato entre dois tipos de fitofisionomias estão indicadas na legenda com uma barra (/).

Fonte: Vegetação teórica original (IBGE, 2018). Produção da autora.

Por sua vez, a porção oeste da bacia é delimitada pela Serra de Maracaju, no Mato Grosso do Sul, que atua como uma barreira natural separando a Planície do Pantanal e é responsável pela formação de rios mais curtos que os rios da margem leste da BHPR (ABOU RAFEE et al., 2019). Destacam-se ainda as regiões de altitude superior a 1.200 m na Serra da Esperança, no centro-sul do Paraná, onde nascem os rios Ivaí e Piquiri, sendo parte da formação

Serra Geral, assim como a região da Serra da Canastra e Serra da Mata da Corda, no triângulo Mineiro, onde nasce o Rio Paranaíba. A porção leste da bacia é separada da região costeira também pela Serra do Mar no estado de São Paulo, onde nasce o Rio Tietê, importante curso hídrico que atravessa a RMSPP e todo o estado, de leste a oeste. Na porção sudeste, já no estado do Paraná, a BHPR é delimitada pela Escarpa Devoniana, onde nascem os rios Tibagi e Iguaçú. É possível observar na Figura 2.2 também as regiões planas e de baixa altitude (200 - 400 m) que seguem o leito dos principais rios afluentes do Rio Paraná.

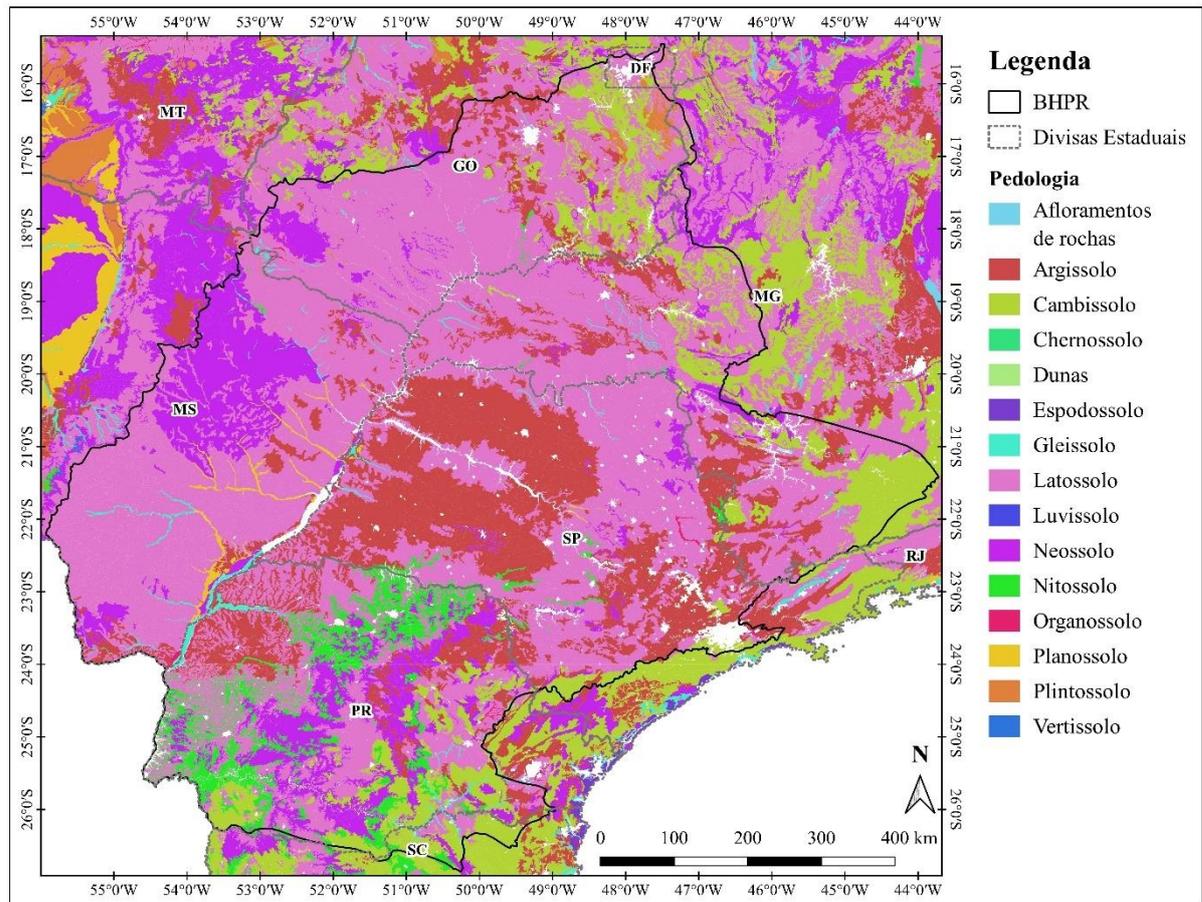
Figura 2.2 - Elevação do relevo e principais rios da BHPR.



Fonte: Modelo digital de elevação (USGS, 2018). Produção da autora.

A Figura 2.3 apresenta a ordem dos tipos de solo da região em que a BHPR está inserida, com base nos dados de pedologia do IBGE, versão 2017. A ordem do solo é o 1º nível categórico utilizado no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), representando diferenças no tipo e grau de desenvolvimento de um conjunto de processos que atuaram na formação de um tipo específico de solo (IBGE, 2015).

Figura 2.3 - Ordem dos tipos de solo da BHPR.



As cores brancas dentro da área de estudo correspondem a regiões ocupadas por massas d'água ou áreas urbanas no arquivo de tipos de solo do IBGE.

Fonte: Pedologia (IBGE, 2015). Produção da autora.

É possível observar na Figura 2.3 a predominância em toda a área da BHPR dos latossolos, caracterizados por solos profundos, bastante intemperizados e homogêneos ao longo do perfil, com alto teor de argila e boa drenagem, se diferenciando pela coloração e teores de óxidos de ferro. Dentro da BHPR destaca-se a presença do latossolo vermelho, derivado de basaltos da Formação Serra Geral, com alto teor de óxidos de ferro e coloração vermelho-escura, de elevado potencial agrícola (IBGE, 2015). Os argissolos também se destacam bastante dentro da bacia, principalmente no estado de São Paulo, tendo como característica marcante um aumento de argila do horizonte superficial A para o subsuperficial B textural, se diferenciando também pela coloração e outras características (IBGE, 2015).

Por sua vez, os neossolos, que são relativos a solos jovens, também ocorrem em áreas significativas da bacia, sendo constituídos por material mineral ou material orgânico pouco espesso, com profundidade rasa (Neossolos Litólicos no Paraná) ou ainda com presença

considerável de minerais primários de fácil intemperização (Neossolos Regolíticos no Mato Grosso do Sul) (IBGE, 2015). No Paraná ainda se destacam os nitossolos vermelhos, caracterizados pela presença de um horizonte B nítico (brilhante), relacionado com a cerosidade ou superfícies de compressão, que apresentam textura argilosa e boa drenagem (IBGE, 2015). Nas regiões serranas da bacia ainda se destacam os cambissolos, que são relativos a solos em transformação, com bastante variedade em relação à profundidade e outras características, podendo ser pedregosos, cascalhentos e rochosos (IBGE, 2015).

2.1.1 Uso e cobertura da terra

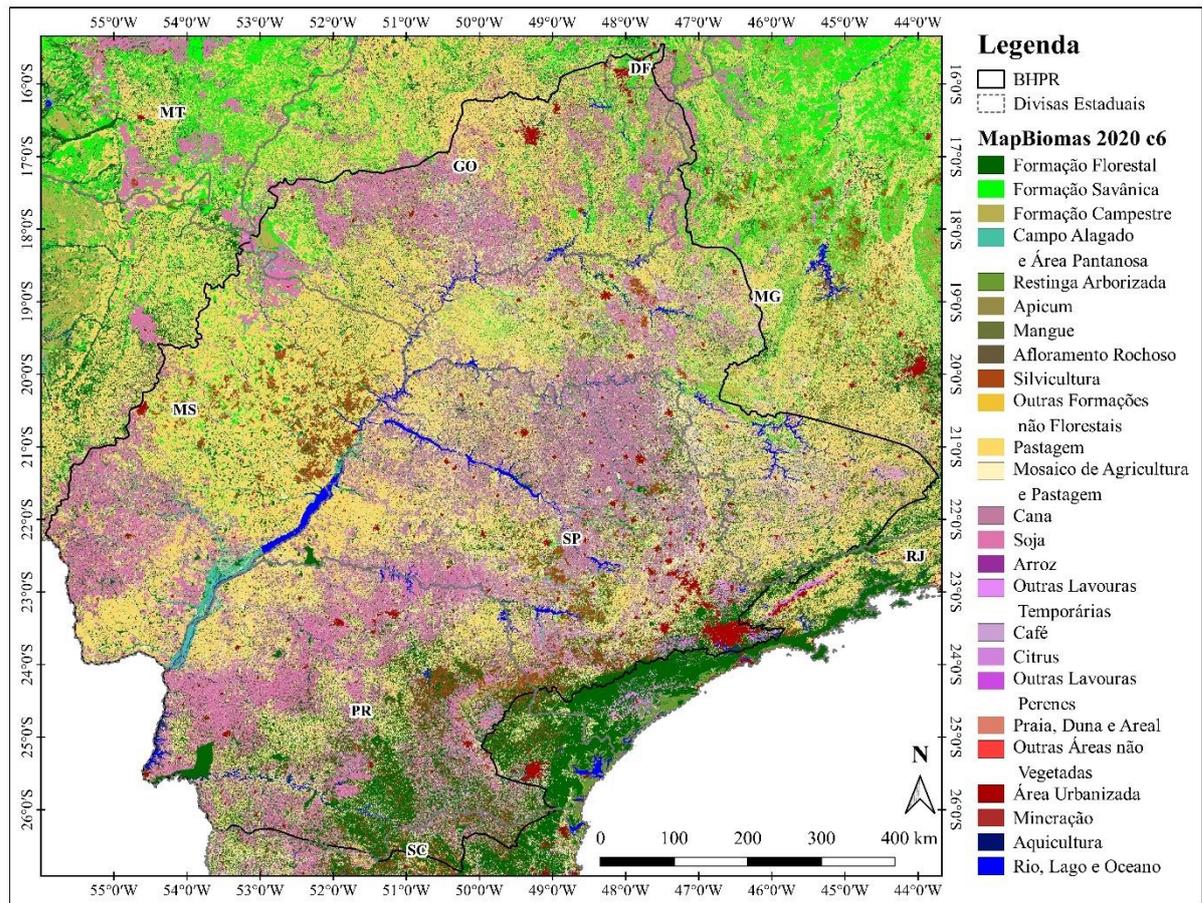
A Figura 2.4 apresenta o uso e cobertura da terra atual (2020) para a região da BHPR, proveniente do mapeamento original do MapBiomass coleção 6. É importante notar o quanto a bacia sofreu historicamente a alteração de sua superfície, em relação à vegetação natural não alterada, apresentada na Figura 2.1. A vegetação natural do Cerrado sofreu historicamente com o desmatamento e fragmentação para a abertura de pastagens e áreas agrícolas, visando a produção de carne e grãos, respectivamente, sendo atualmente o segundo bioma mais antropizado do país. A Mata Atlântica, por sua vez, é o bioma mais antropizado e foi o primeiro a sofrer colonização com a chegada europeia no país, inicialmente devido à exploração do pau-brasil, seguida pela ocupação de espaço territorial próximo às áreas costeiras e os ciclos de produção de cana-de-açúcar, café e mineração para exploração de ouro (BAYER, 2014).

A Tabela 2.1 mostra estimativas históricas de mudança na superfície da BHPR na literatura, indicando que grande parte das áreas cobertas por florestas foi desmatada entre as décadas de 1940 e 1990, período em que a população apresentou um crescimento exponencial na região (Figura 1.1) e no Brasil. Além disso, é possível verificar a expansão das áreas com produção de alimentos na bacia, representadas pelos tipos de LULC Agricultura e Campo na Tabela 2.1, que cresceram 328 % e 131 %, respectivamente, entre 1940 e 1990.

Assim, como observado por Rudke et al. (2019), atualmente, grande parte da bacia é coberta por vegetação gramínea, proveniente de áreas de pastagens, cultivos agrícolas e remanescentes do Cerrado. Os maiores remanescentes florestais situam-se na parte sul da bacia, dentro dos estados do Paraná e São Paulo, predominantemente dentro de áreas protegidas, em regiões costeiras e serranas (ver Figura 2.2 e 2.4). Em relação à regulamentação do uso do solo, Soares-Filho et al. (2014) estimaram o nível de conformidade da vegetação nativa remanescente no Brasil, quando foi lançado o Código Florestal vigente, Lei nº 12.727 de 2012, que estabelece

novas áreas de Reserva Legal e Área de Preservação Permanente (APP) em rios, nascentes, topos de morros e encostas. A área ocupada pela BHPR se destaca nesta análise, por estar predominantemente localizada em áreas de intensa inconformidade com a legislação brasileira, principalmente nos estados do Paraná e São Paulo (SOARES-FILHO et al., 2014).

Figura 2.4 - Uso e cobertura da terra para o ano de 2020.



Fonte: Projeto MapBiomias coleção 6. Produção da autora.

A Tabela 2.2 apresenta a área percentual ocupada por cada classe de LULC, de acordo com os dados extraídos da plataforma MapBiomias coleção 6 de 2020, somente para a Região Hidrográfica do Paraná. Segundo a Tabela 2.2, a superfície da bacia é atualmente ocupada majoritariamente por usos na agricultura e pecuária (75,6 %). As áreas de pastagens se distribuem em toda a região, principalmente no Mato Grosso do Sul e Goiás, parte do Triângulo Mineiro e Sul de Minas Gerais, oeste de São Paulo e noroeste do Paraná, totalizando cerca de 27,7 % da área da BHPR. O cultivo de soja é o que mais se destaca entre os usos agrícolas na bacia, ocupando cerca de 14,3 % da área e se estendendo principalmente no Paraná, Goiás e sul

de MS. As áreas ocupadas pela cana-de-açúcar também se destacam na BHPR (9,5 %), sendo em grande parte cultivada em São Paulo.

Tabela 2.1 - Percentual histórico de cada tipo de uso e cobertura da terra na BHPR.

Tipo de LULC	1940	1950	1960	1970	1980	1990
Floresta	67,4	58,9	49,6	47,4	47,1	25,1
Agricultura	4,6	5,7	7,8	7,3	9,4	19,7
Campo	20,6	27,9	34,9	37,7	35,9	47,5
Várzea	4,8	4,8	4,8	4,8	4,8	4,9
Áreas semi-impermeáveis	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Água	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	2,3

Fonte: Adaptado de Bayer (2014) e Leite et al. (2012).

Tabela 2.2 - Uso e Cobertura da terra de 2020 na BHPR.

Classe LULC MapBiomias C6	Área (km²)	%
Formação Florestal	129.286,0	14,73
Formação Savânica	24.734,4	2,82
Campo Alagado e Área Pantanosa	16.022,4	1,83
Formação Campestre	11.672,6	1,33
Afloramento Rochoso	89,9	0,01
Pastagem	243.255,2	27,72
Soja	125.741,0	14,33
Cana	83.055,1	9,47
Arroz	32,3	0,00
Outras Lavouras Temporárias	19.927,0	2,27
Café	5.962,7	0,68
Citrus	3.688,6	0,42
Silvicultura - Floresta Plantada	30.964,6	3,53
Mosaico de Agricultura e Pastagem	150.346,0	17,13
Área Urbanizada	14.292,7	1,63
Mineração	72,0	0,01
Outra Área Não Vegetada	1.264,7	0,14
Rio Lago e Oceano	17.048,4	1,94
Aquicultura	0,5	0,00
Total	877.456,0	100

Fonte: Projeto MapBiomias coleção 6. Produção da autora.

Em relação à cobertura por vegetação natural, se destacam as formações florestais, com área percentual remanescente de 14,7 % da BHPR. Todos os tipos de cobertura natural da Tabela 2.2 somados cobrem cerca de 20,7 % apenas da bacia, o que reforça o importante processo de antropização que ocorreu nessa região. As áreas não vegetadas somam um

percentual de 1,8 % da BHPR, sendo ocupadas principalmente por áreas urbanizadas, que se destacam na Figura 2.4 principalmente na Macrometrópole Paulista.

2.2 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA

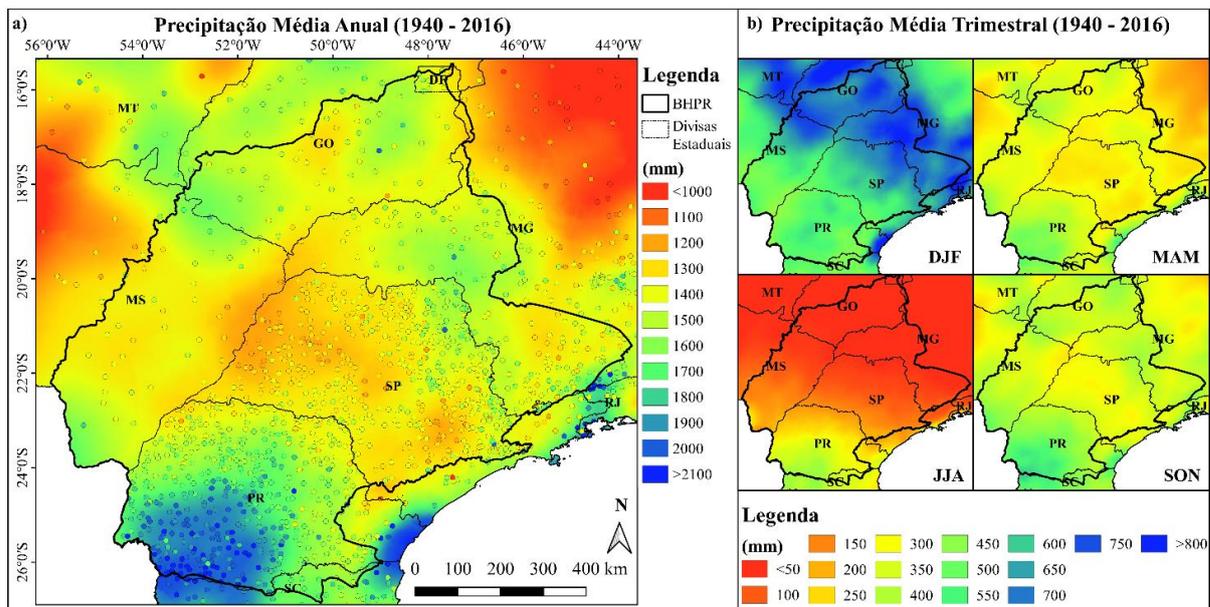
Existe uma grande diversidade geográfica na região compreendida pela BHPR, associada à latitude, com a transição entre os trópicos e extratropicais, o que confere uma intensa variabilidade climática. Outros fatores influenciam também nos padrões climáticos observados, como: a maritimidade e continentalidade, que alteram os padrões de temperatura e disponibilidade de umidade; a topografia, que gera turbulência e cria mecanismos dinâmicos de levantamento das massas de ar. Dessa forma, a região fica suscetível à interação das correntes tropicais marítimas de leste e nordeste, das correntes polares do sul e das correntes do interior do continente a norte e noroeste (NUNES; VICENTE; CANDIDO, 2009).

De acordo com Grimm (2009a), a região norte do Paraná marca a transição entre dois importantes regimes pluviométricos: 1) ao norte, o de Monções da América do Sul, na faixa tropical da BHPR, com seis meses secos e seis meses chuvosos, tendo a maior parte da precipitação durante os meses quentes (primavera-SON e verão-DJF); 2) ao sul, na faixa subtropical, o de máximos de inverno, que se destaca do restante da bacia por apresentar chuva o ano todo, inclusive no inverno (JJA).

A Figura 2.5-a apresenta a precipitação média anual na BHPR (1940-2016), enquanto a Figura 2.5-b apresenta a precipitação média trimestral. A análise do regime pluviométrico apresentada na Figura 2.5 foi produzida com dados de estações pluviométricas disponibilizadas pela Agência Nacional de Águas (ANA), cujo tratamento utilizado está descrito na seção 3.2. A metodologia de espacialização da precipitação buscou separar aleatoriamente 1.578 estações pluviométricas em um conjunto de interpolação e um conjunto de validação do interpolador, referente a 10 % do total. A resolução espacial final das grades de interpolação foi de 5 km. O método de interpolação utilizado para gerar a Figura 2.5 foi a chamada krigagem ordinária, ajustada com o modelo gaussiano, selecionado após apresentar a melhor correlação com o conjunto de validação (maior coeficiente de determinação $R^2 = 0,72$). Esse é um método geostatístico de interpolação que considera a variância dos pontos, se tornando muito aplicável aos dados de precipitação, que podem conter erros sistemáticos, com mudanças bruscas de valor entre estações muito próximas (MELLO; OLIVEIRA, 2016; MACHADO; ARAGÃO, 2017).

Conforme a Figura 2.5-a, a região tropical da bacia possui precipitação anual média de 1.200 a 1.800 mm, com variações locais (principalmente em regiões de maior altitude), sendo consideravelmente inferior à precipitação anual do sudoeste do Paraná e regiões costeiras, que superam os 2.000 mm. A precipitação anual na porção tropical da BHPR se concentra principalmente durante o verão (DJF), conforme mostra a Figura 2.5-b, no qual os valores ultrapassam 800 mm. Durante as estações de transição (outono-MAM e primavera-SON) a precipitação é mais bem distribuída na BHPR. Porém, ainda é superior no sudoeste do Paraná, em especial na primavera. Durante o inverno a faixa tropical da bacia tem precipitação média trimestral muito baixa, inferior a 50 mm, enquanto no sudoeste do Paraná os valores superam 400 mm. Estes resultados são bastante similares aos observados por Abou Rafee et al. (2020).

Figura 2.5 - Precipitação média anual (a) e trimestral (b) de 1940 a 2016 da BHPR.



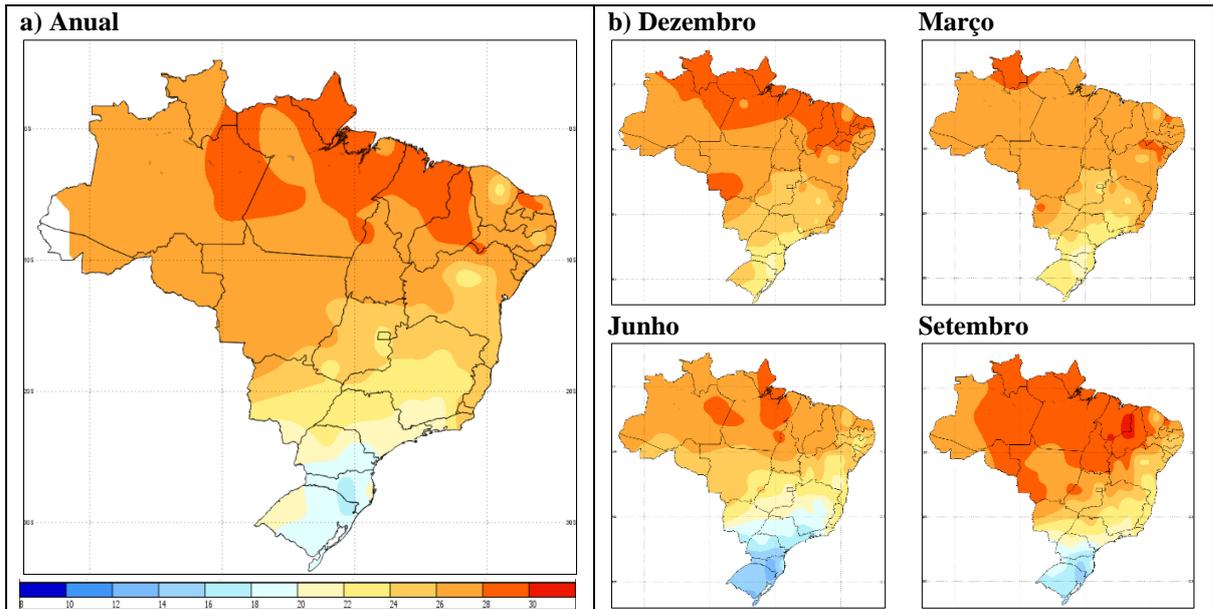
Os pontos em (a) correspondem às estações pluviométricas utilizadas na interpolação e validação, estando em mesma escala de cor que a grade interpolada, de acordo com o valor observado de precipitação média anual.

Fonte: Produção da autora.

A Figura 2.6 apresenta mapas das Normais Climatológicas, disponibilizadas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) para o período de 1991-2020, considerando a temperatura média compensada. De acordo com a Figura 2.6-a, na região da BHPR a temperatura média anual varia entre 18 e 26 °C, com valores mais altos na região tropical da bacia. Nos meses de junho a porção subtropical da BHPR apresenta temperaturas médias

inferiores a 16 °C, enquanto a região tropical não ultrapassa 24 °C. Em dezembro e março as temperaturas médias ficam entre 22 e 26 °C em toda a área da bacia. Setembro é o mês da Figura 2.6-b que ocorre o maior gradiente de temperatura na BHPR, em que a temperatura média na porção tropical ultrapassa 26 °C.

Figura 2.6 - Temperatura média compensada anual (a) e mensal (b) das Normais Climatológicas de 1991 a 2020 para o Brasil.



Fonte: Adaptado de INMET (2022). Produção da autora.

De acordo com a Classificação climática do IBGE (2002), grande parte da região central da BHPR é caracterizada pelo clima quente, com temperatura média mensal acima de 18 °C em todos os meses do ano, úmido e com 1 a 3 meses de seca no ano. Já as regiões ao norte e noroeste da bacia apresentam clima subquente, com média entre 15 e 18 °C em pelo menos 1 mês, semiúmido e com 4 a 5 meses de seca. A porção sul da bacia, predominantemente no estado do Paraná, apresenta clima mesotérmico brando, com média entre 10 e 15 °C, superúmido e sem seca no ano (IBGE, 2002).

É importante destacar ainda que as classificações climáticas, como a do IBGE, não descrevem bem as variações regionais e temporais que ocorrem no clima, sendo essencial acompanhar as variabilidades e mudanças climáticas. Exemplo disso são as Normais Climatológicas de 1991-2020 do INMET, que apresentaram mudanças significativas em relação aos períodos anteriores analisados, com alterações indicando principalmente a

tendência de aumento da temperatura mínima, média e máxima, bem como mudanças no regime pluviométrico e aumento de eventos extremos em algumas regiões (INMET, 2022).

2.3 SISTEMAS ATMOSFÉRICOS PRECIPITANTES

O regime pluviométrico da BHPR é dependente da interação de sistemas de diferentes escalas temporais e espaciais, indo da escala local até a planetária. Segundo Orlanski (1975), as escalas das circulações se classificam em: microescala, mesoescala e macroescala. A microescala vai até aproximadamente 2 km, variando de segundos até horas de duração, incluindo pequenos vórtices turbulentos, camada limite planetária e nuvens cumulus. A macroescala inclui sistemas de escala espacial superior a 200 km, sendo dividida em: escala sinótica, que vai aproximadamente até 2.000 km com duração de dias até semanas, incluindo tempestades tropicais, sistemas frontais, furacões, centros de alta e baixa pressão; e escala global, que vai até cerca de 5.000 km, com duração de semanas ou mais, relativa às ondas longas no escoamento de oeste. Já a mesoescala, por sua vez, é intermediária às demais, por isso ocorre sobreposição dos sistemas meteorológicos na classificação, podendo variar de 200 m a 200 km e de minutos a dias, incluindo circulações locais, Jatos de Baixos Níveis (JBN), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), tempestades e tornados (ORLANSKI, 1975).

2.3.1 Sistemas sinóticos

Como mencionado anteriormente, por se tratar de uma região de transição climática, existe na BHPR a influência da interação de sistemas atmosféricos distintos, de origem tropical e extratropical (GRIMM, 2011). Assim, a sazonalidade observada na Figura 2.5 é resultado da variabilidade dos sistemas atmosféricos atuantes na bacia (SANTOS et al., 2021).

De acordo com Grimm (2009a), os ventos da região da BHPR são influenciados principalmente pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), um sistema de alta pressão quase estacionário, que é mais intenso e mais próximo do continente durante o inverno, conferindo ventos em baixos níveis de leste, nordeste e até de norte no interior do continente. A Baixa do Chaco, um sistema intermitente originado pela interação do escoamento de oeste com os Andes e pelo aquecimento da superfície, também influencia na região. Esse sistema aprofunda-se no verão, conferindo uma circulação ciclônica em baixos níveis, no centro do

continente Sul-americano, fortalecendo assim os ventos de noroeste, que transportam umidade dos trópicos (GRIMM, 2009a).

De acordo com Gan, Rodrigues e Rao (2009), no início da primavera a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) mais ao sul favorece a entrada do fluxo de umidade vindo do Alta Subtropical do Atlântico Norte para a América do Sul, que interage com a barreira topográfica dos Andes, encontrando em baixos níveis a Baixa do Chaco e formando em altos níveis a Alta da Bolívia e um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) no Nordeste do Brasil (NEB). Este fluxo de umidade é reciclado pela intensa convergência na Amazônia, sendo desviado para o Sudeste do Brasil (SEB), onde converge com o fluxo de umidade vindo do Atlântico Sul, formando a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), responsável por grande parte da precipitação que ocorre na porção tropical da BHPR (GRIMM, 2009a; REBOITA et al., 2010), sendo o principal componente do sistema de Monções da América do Sul no Brasil.

No final do verão e outono a convecção na região tropical diminui e o fluxo de umidade retorna gradualmente do SEB para a região equatorial (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2002), circulação que também é favorecida pela ASAS, que está mais próxima do continente nos meses frios. Assim, durante o inverno e nas fases inativas das monções, ocorre anomalia de pressão positiva em baixos níveis no continente e ventos de leste que enfraquecem a ZCAS e fazem com que o fluxo de umidade tropical se direcione ao Sul do Brasil (SB) (GAN; RODRIGUES; RAO, 2009), formando frequentemente o JBN, que produz muita chuva e vento, e podendo formar ainda os CCM, principais responsáveis pela precipitação no sudoeste da BHPR (GRIMM, 2009a). No inverno também ocorre forte baroclinia na região, além do Jato Polar de altos níveis estar mais ao norte, o que favorece a ciclogênese e a penetração de sistemas frontais até as latitudes baixas, porém, sendo mais frequentes no sudoeste da BHPR (GRIMM, 2009a; REBOITA et al., 2010).

Dessa forma, na região do SB também se originam condições frontogênicas e/ou ciclogênicas para o desenvolvimento de frentes frias e ciclones, devido à presença de vórtices ciclônicos ou cavados em altos níveis, sobre a costa oeste da América do Sul (REBOITA et al., 2010; PINHEIRO; GAN; HODGES, 2021). Estes aspectos revelam a circulação geral da atmosfera sobre a região do BHPR, onde há um equilíbrio dinâmico entre o anticiclone polar migratório e a ASAS, sobre a região central da bacia, notadamente no verão, o que resulta na permanência das frentes polares, causando chuvas intensas por vários dias (NUNES; VICENTE; CANDIDO, 2009).

Em resumo, os principais sistemas meteorológicos que atuam no regime de precipitação da BHPR (GRIMM, 2009a; NUNES; VICENTE; CANDIDO, 2009; REBOITA et al., 2010; MARENGO; ALVES, 2015), são: 1) ZCAS, que gera maior aporte de precipitação durante o verão, na faixa tropical da bacia; 2) frentes frias, principal sistema atuante durante o ano todo, gerando instabilidade e precipitação, alcançando menores latitudes da BHPR durante o inverno; 3) JBN, que transporta grande aporte de umidade da região Amazônica para o SB e SEB, principalmente no sudoeste do Paraná; 4) CCM, que atua principalmente nas estações de transição, gerando maior aporte de precipitação no sudoeste da BHPR; 5) bloqueios atmosféricos, que favorecem a circulação anticiclônica no continente, causando longos períodos de estiagem; 6) circulações locais de brisa, vale-montanha e ICU, que podem gerar precipitação localizada, devido ao aquecimento diferencial da superfície, que favorece a convecção.

2.3.2 Circulações locais

As circulações locais são termicamente induzidas por heterogeneidades na superfície, sendo definidas como movimentos atmosféricos em escala de tempo e espaço de até um dia e poucas centenas de quilômetros, respectivamente, enquadrando-se na mesoescala (FREITAS, 2003). Essas circulações resultam principalmente do aquecimento e resfriamento diferencial à superfície, dependente das propriedades térmicas dos objetos, de forma que o ciclo diurno de temperatura é a causa principal para ocorrência das brisas marítima, terrestre e para os ventos vale-montanha.

A circulação de brisa é uma das principais circulações locais estudadas, sendo bastante importante na região da Macrometrópole Paulista, parcialmente inserida na BHPR, que fica próximo à região costeira. A brisa é causada pela diferença na capacidade térmica de superfícies terrestres e da água. Como a água possui capacidade térmica maior que o solo, ela precisa de mais energia para ser aquecida. Os oceanos, e demais corpos hídricos, têm ainda a capacidade de distribuir o calor verticalmente de forma mais eficiente, além de utilizarem parte da energia recebida para evaporar a água (calor latente). Assim, áreas continentais experimentam maior aquecimento diurno, também devido à condução dentro das camadas do solo ser mais lenta e ao maior fluxo de calor sensível (KOUSKY; ELIAS, 1982). Então, durante o dia, a radiação solar gera maiores temperaturas sobre as áreas continentais, o que resulta em maiores espessuras da atmosfera, em relação às áreas vizinhas cobertas por água.

Segundo Kousky e Elias (1982) este padrão diferencial de aquecimento gera uma pressão relativamente baixa próximo à superfície do continente, e relativamente alta na superfície dos oceanos. Porém, em níveis mais altos, ocorre uma distribuição reversa dos níveis de pressão. Ou seja, no continente ocorre convergência em baixos níveis e, por continuidade, divergência em altos níveis, produzindo movimento ascendente (KOUSKY; ELIAS, 1982). Essa circulação trata-se da brisa marítima ao longo de uma costa oceânica, sendo que o padrão oposto pode ser observado na situação noturna, dando origem à circulação de brisa terrestre.

As brisas geralmente se confinam nas primeiras camadas da troposfera ($\ll 10$ km), ocorrendo quando as forçantes sinóticas estão fracas (como ventos geostróficos calmos), geralmente em condições de céu limpo e na ocorrência de um contraste de 5°C entre o solo e o água (FREITAS, 2003). A brisa lacustre ou fluvial ocorre de forma análoga, nas margens de lagos ou rios extensos, enquanto as brisas não convencionais se formam ao longo dos limites entre regiões terrestres adjacentes de características diferentes (como desertos *versus* vegetação). Essa circulação pode ainda se comportar de forma similar a um fraco sistema frontal ou a uma frente de rajada, então, se existir umidade suficiente na linha de frente da brisa, uma linha de nuvens cumulus pode se formar à frente, e uma linha de tempestade pode se desencadear, caso a atmosfera esteja convectivamente instável (SILVA DIAS et al., 2004; SANTOS et al., 2019).

Existem ainda, como comentado anteriormente, as brisas não convencionais, que são circulações de brisa formadas onde superfícies cobertas por vegetação estão adjacentes a superfícies mais secas (SAAD et al., 2010). Essa circulação pode, em alguns casos, ser grande o suficiente para gerar ou aumentar a precipitação, tendo um comportamento similar ao da brisa marítima/lacustre. Regiões que retêm umidade, em contraste com regiões secas, assim como cultivos irrigados e áreas de desmatamento/urbanização, podem gerar o mesmo efeito e propiciar a formação das brisas não convencionais (STULL, 1988).

Outra circulação local importante para o regime de precipitação em várias regiões da BHPR é a brisa vale-montanha. Segundo Wallace e Hobbs (2006) essa circulação ocorre quando a costa de uma montanha é aquecida durante o dia pelos raios solares, em condições de bom tempo, e o ar quente sobe ao longo da encosta como um vento anabático (do vale para a montanha). Ao percorrer a crista da montanha, onde os ventos anabáticos vindos dos dois lados se encontram, o ar sobe acima do topo e pode criar nuvens cumulus, se existir umidade suficiente. Podem ainda existir ventos descendentes no centro do vale, associados a esta circulação. Porém, durante a noite, as encostas estão mais frias devido a uma perda radiativa

mais rápida, então o ar frio desce acompanhando o declive da montanha como um vento catabático (da montanha para o vale), de forma que este fluxo é compensado por ventos ascendentes no centro do vale. O ar frio que se acumula no vale propicia a formação de neblina e as camadas de vento menos resfriadas não descem até o vale, sendo espalhadas horizontalmente no nível de flutuabilidade neutra (WALLACE; HOBBS, 2006). Em algumas situações essas circulações, relativamente fracas, são superpostas por ventos mais fortes que evoluem de acordo com a escala sinótica (BITENCOURT et al., 2009). Os ventos vale-montanha desempenham um papel importante na determinação da hora do dia em que ocorre a precipitação convectiva (KOUSKY; ELIAS, 1982).

Diferentes circulações locais podem interagir entre si, em uma mesma região, o que pode favorecer ou enfraquecer os ventos locais, além de dificultar a identificação individual de algum dos sistemas. Quando as áreas montanhosas estão situadas próximas às costas marítimas, essa circulação se combina com a brisa marítima/terrestre, formando um sistema de vento local bem mais forte, o que ocorre ao longo da maior parte da costa leste do Brasil (FREITAS, 2003; RIBEIRO et al., 2018). Esse padrão, combinado com o escoamento geral no sentido do continente, muitas vezes resulta em forte entranhamento de ar marítimo, que excede 100 km (KOUSKY; ELIAS, 1982).

As circulações locais também são importantes nos padrões de precipitação da região da BHPR, a brisa marítima, por exemplo, pode ser responsável por mais de um terço da precipitação total anual na RMSP (PEREZ; SILVA DIAS, 2017). Contudo, essas circulações podem ser enfraquecidas quando um sistema sinótico é atuante. Exemplo disso ocorre na região da Macrometrópole Paulista, quando o ASAS está muito próxima ao continente, dominando o padrão sinótico. Nessas ocasiões prevalecem os ventos de Norte e Nordeste, impedindo a entrada da circulação local de brisa marítima, ou até mesmo bloqueando a entrada de sistemas frontais na região Sudeste do país (FREITAS, 2003; RIBEIRO et al., 2018).

Macedo (2021), por meio dos dados da estação meteorológica do IAG Água Funda (2000 - 2017), na cidade de São Paulo, verificou que durante o período da manhã os ventos são predominantemente da direção NE. No entanto, a partir das 13/14h até as 20/21h os ventos em superfície passam a ser predominantemente de SE, sendo associados à entrada da brisa marítima na região (MACEDO, 2021). Os ventos predominantes de NE na RMSP são então associados com a atuação da ASAS. Quando um sistema frontal se aproxima da região os ventos mudam para SW e em seguida para SE, devido ao sistema de alta pós-frontal associado, que pode

persistir por alguns dias, diferentemente dos ventos de SE associados à brisa marítima, que respondem ao ciclo diurno (PEREZ; SILVA DIAS, 2017).

2.3.3 Variabilidade da precipitação

A variabilidade interanual e interdecadal da precipitação na BHPR tem um aspecto marcante e forte influência na disponibilidade hídrica. Assim, é imprescindível estudar a variabilidade do regime de precipitação desta bacia, afinal, trata-se de uma região extremamente voltada à agricultura e pecuária, com grande demanda hídrica e matriz energética dependente de hidrelétricas.

As influências do ENOS sobre o regime de precipitação de todo o globo são bem estabelecidas na literatura. Diversos estudos mostram que o fenômeno ENOS pode desencadear secas em algumas regiões e inundações em outras. Além disso, as mudanças na precipitação claramente influenciam na disponibilidade de água na superfície terrestre, particularmente na umidade do solo e na evapotranspiração, o que ocasiona um forte feedback na circulação atmosférica (TRENBERTH et al., 1998).

As fontes anômalas tropicais de calor associadas aos episódios de ENOS perturbam as circulações divergentes de Walker (zonal) e de Hadley (meridional) sobre a América do Sul e produzem trens de ondas de Rossby (devido à divergência anômala em altos níveis) (TRENBERTH et al., 1998; GRIMM, 2009b).

Segundo Grimm (2009b), a principal fonte de variabilidade climática interanual global é o ENOS, que produz alterações da temperatura da superfície do mar (TSM) no Oceano Pacífico, na pressão e na convecção tropical, com efeitos remotos na circulação atmosférica. Durante episódios de El Niño (EN), o oceano Pacífico Equatorial Central e Leste tem anomalias positivas de TSM, aumentando a convecção atmosférica, o que reflete em anomalias negativas de precipitação anual no Norte/Nordeste do Brasil e positivas ao sul de 20° S. O oposto é observado em episódios de La Niña (LN) (GRIMM; BARROS; DOYLE, 2000).

Os fenômenos de EN e LN tendem a se alternar de 3 a 7 anos, sendo que a intensidade varia em cada evento. O ENOS pode ser identificado por meio do índice Niño (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4), que são anomalias de TSM calculadas em diferentes regiões do Pacífico Equatorial. Além disso, o ENOS pode ser quantificado pelo Índice de Oscilação Sul (IOS), que representa a diferença entre a pressão ao nível do mar entre o Pacífico Central (Taiti) e o Pacífico do Oeste (Darwin/Austrália), sendo relacionado com as mudanças na circulação

atmosférica nos níveis baixos da atmosfera, consequência do aquecimento/resfriamento das águas superficiais na região (CPTEC, 2017). Portanto, valores negativos e positivos da IOS são indicadores da ocorrência do El Niño e La Niña, respectivamente.

Já o principal modo de variabilidade interdecadal na região é a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). A ODP apresenta padrões de vento, temperatura na superfície do mar e pressão ao nível médio do mar similares àqueles observados durante o ENOS, só não tão direcionado para o Pacífico leste equatorial (GRIMM et al., 2016). Assim como o ENOS, a ODP alterna em duas fases. A fase quente (ODP+) se configura como intensificação da Baixa das Aleutas, as águas superficiais no Pacífico Norte Central/Oeste ficam mais frias que o normal ao longo da costa oeste dos Estados Unidos e no Pacífico Tropical Leste e Central as águas ficam mais quentes que o normal (MANTUA et al., 1997; ZHANG et al., 1997). Assim como no ENOS, a ODP+ também influencia na ocorrência de maior precipitação no SB e SEB (GRIMM; SABOIA, 2015; GRIMM et al., 2016). As mudanças de fase da ODP demoram de 20 a 30 anos e são bastante abruptas (1924, 1947, 1976, 1998/1999), sendo que na fase quente da ODP os eventos de EN são mais frequentes e mais intensos (KAYANO; ANDREOLI, 2009).

Anos em ODP+ e de EN possuem estação chuvosa iniciando mais cedo (NUNES; VICENTE; CANDIDO, 2009). Segundo Silva, Drumond e Ambrizzi (2011), durante EN combinados com a ODP+ ocorrem fortes anomalias positivas de precipitação sobre a região sudeste da América do Sul, associadas com a intensificação do fluxo convergente de umidade nessa região, além disso, os ciclones extratropicais mostram uma maior frequência. Porém, quando o fenômeno EN ocorre na ODP- esse padrão é enfraquecido e surgem também anomalias negativas de precipitação sobre o centro-leste do Brasil, não observadas na condição anterior. Esse padrão é associado ao movimento descendente e divergência anômala nessa região, enfraquecendo o JBN (SILVA; DRUMOND; AMBRIZZI, 2011).

De acordo com Grimm, Barros e Doyle (2000), a primavera é a estação que possui as mais fortes correlações das anomalias de precipitação com o ENOS, por ser um período propício aos padrões de teleconexões. Assim, nesta estação observa-se o padrão clássico de El Niño, com forte anomalia positiva de precipitação no SB e negativa no norte da ZCAS (“efeito gangorra” - dipolo SB/SEB) e NEB. As anomalias positivas de precipitação no SB (sudoeste da BHPR), associadas aos anos de EN, principalmente na primavera, são relacionadas a uma maior ocorrência de CCMs e de ciclones extratropicais (aumento da ciclogênese). Segundo Carvalho e Jones (2009), no verão seguinte ao início do EN, como houve aquecimento do Centro-leste do Brasil, devido às anomalias negativas de precipitação na primavera, ocorre um

fortalecimento da baixa pressão continental e da convergência em baixos níveis, favorecida também por mecanismos de levantamento orográficos. Esses padrões de circulação favorecem a precipitação na região da ZCAS, que pode permanecer mais de 4 dias, pois o Jato Subtropical (JST) fica mais a oeste no Atlântico Sul (CARVALHO; JONES, 2009). Nesta situação ocorrem anomalias positivas intensas de precipitação no SEB e negativas no SB (“efeito gangorra” inverso), então a maior nebulosidade associada à convergência na região da ZCAS diminui a radiação incidente no Atlântico Sul, diminuindo sua TSM (GRIMM, 2009b). O oeste do Paraná é a região que possui anomalias positivas de precipitação mais persistentes durante eventos de EN (GRIMM; BARROS; DOYLE, 2000).

O Dipolo do Oceano Índico (IOD - do inglês *Indian Ocean Dipole*) também é capaz de modular os padrões de precipitação sobre a América do Sul (DRUMOND; AMBRIZZI, 2008). De acordo com Taschetto e Ambrizzi (2012), o IOD apesar de ser uma resposta remota aos eventos do El Niño tem o potencial de retroalimentar a atmosfera e induzir teleconexões tropicais e extratropicais, causando anomalias na circulação de Walker. Dessa forma, quando o Oceano Índico está aquecido, durante eventos de EN, ocorre um aumento na intensidade e duração das respostas típicas do ENOS na América do Sul, durante o outono (TASCETTO; AMBRIZZI, 2012).

Além disso, sinais com escalas interanuais a decenais da TSM do Oceano Atlântico Norte também modulam as mudanças na intensidade e deslocamento da ZCAS, por influenciar na posição da ZCIT (KAYANO; ANDREOLI, 2009). Assim, a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) tem variabilidade decenal e está associada com a posição e intensidade da Alta pressão Subtropical no Atlântico Norte, a qual afeta o escoamento de umidade em baixos níveis que entram no norte da América do Sul e influenciam na precipitação associada à ZCAS (ROBERTSON; MECHOSO, 1998).

De acordo com Taschetto e Wainer (2008), a TSM do Atlântico Sul também modula a intensidade e posição da ZCAS durante o verão, podendo ser mais importante que o ENOS para os padrões de precipitação no SEB. A frequência de ocorrência e horário de entrada da brisa marítima na RMSP também é dependente das oscilações climáticas de escala interanual e decadal (PEREZ; SILVA DIAS, 2017).

Os principais aspectos de variabilidade intrassazonal na BHPR também afetam a caracterização da ZCAS e do JBN. A Oscilação de Madden-Julian (OMJ) é o modo equatorial mais importante nessa escala de tempo, com influências marcantes principalmente no NEB, mas também nas demais regiões. Trata-se de uma célula de circulação zonal no plano equatorial

que se propaga para leste com período de 30 a 60 dias. A convecção inicia na Indonésia e se propaga para leste, com sinais fortes no Pacífico Oeste e no Oceano Índico, mas bem fracos no Pacífico Leste, África e América do Sul (KAYANO; JONES; SILVA DIAS, 2009).

As oscilações de 30 a 60 dias da ZCAS durante o verão pode ser associada com a fase ativa da Oscilação de Madden-Julian (OMJ), que aumenta a atividade convectiva (CARVALHO; JONES, 2009). Quando a ZCAS é mais intensa ocorre chuva forte no SEB e menos chuva no SB. Porém, quando não ocorre a ZCAS ocorre chuva fraca no SEB, o fluxo de umidade tropical é mais direcionado para o SB, favorecendo os CCMs no sudoeste da BHPR, com chuvas e JBN mais intensos (FREITAS, 1998).

Shimizu e Ambrizzi (2016) observaram que os efeitos do ENOS na América do Sul podem ser modulados pela OMJ, de forma que as anomalias de precipitação/temperatura podem ser fortalecidas ou enfraquecidas quando as oscilações ocorrem simultaneamente, especialmente no verão, e mais que isso, a intensidade de tais anomalias depende da fase em que se encontra a OMJ. Ou seja, existe interação entre os diferentes modos de variabilidade. Algumas fases específicas da OMJ (quando a célula de convecção passa do Oceano Índico para o Pacífico Oeste), combinadas com eventos LN no verão, ocorrem fortes anomalias negativas de precipitação sobre a área central e no Nordeste do país. Contudo, esta mesma condição de OMJ, gera fortes anomalias positivas de precipitação no SB (SHIMIZU; AMBRIZZI, 2016).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta seção são apresentados os métodos, o banco de dados e o referencial teórico, necessários para: 1) a aplicação do modelo dinâmico espacial para construção de cenários de LULC, na região da BHPR; 2) a análise de tendência dos eventos extremos de precipitação; 3) a aplicação do modelo numérico da atmosfera para avaliação dos impactos gerados, devido às mudanças na superfície da bacia, sobre os padrões de precipitação, temperatura e umidade.

3.1 CONSTRUÇÃO DOS CENÁRIOS DE LULC

A primeira etapa deste trabalho foi construir cenários de uso e cobertura da terra, na região da BHPR, de forma a estudar as alterações históricas de sua superfície, bem como fornecer a condição de fronteira inferior do modelo atmosférico. Além disso, um dos objetivos principais dessa etapa foi desenvolver uma metodologia aplicável para outras regiões, até mesmo para todo o território brasileiro, ou de outros países. Para isso, duas abordagens principais foram aplicadas com a modelagem dinâmica espacial da superfície: 1) criação de cenários futuros, por meio da construção de um modelo de projeção de LULC até 2050; 2) criação de cenários passados, com a construção de um modelo inverso, para reconstrução de LULC até a paisagem inalterada (Tempo zero - T0). Ambas as abordagens utilizaram como referência as mudanças reais na superfície entre 1985 e 2015, no entanto, algumas especificações da calibração dos modelos, bem como das variáveis utilizadas e passos de tempo, foram diferentes em cada uma, sendo descritas nas próximas seções.

O modelo de cenários futuros foi construído primeiro pois os trabalhos revisados na literatura, que utilizam a modelagem dinâmica espacial na Dinâmica EGO, descrita a seguir, seguem a abordagem de simulação futura. Assim, a criação dos cenários futuros auxiliou na compreensão do funcionamento da plataforma, bem como do processo de antropização da área de estudo, sendo importante na idealização do modelo de reconstrução dos cenários passados.

Os cenários de LULC foram produzidos para a área retangular de 1,44 milhões de km², correspondente à área no entorno da BHPR (Figura 2.1), equivalente a quase 17 % do território brasileiro.

3.1.1 Modelagem dinâmica espacial com a plataforma Dinamica EGO

Os diversos fenômenos que ocorrem na paisagem/superfície não são estáticos e possuem uma dinâmica espaço-temporal que é muito importante para o clima. Dentre estes, podemos citar: o processo de urbanização e expansão da agropecuária; a desertificação, desmatamentos e queimadas; regeneração de vegetação secundária e reflorestamentos; eventos de inundação, seca e represamentos; e, de forma geral, todo tipo de evolução da ocupação do solo. Porém, de acordo com Câmara e Monteiro (2003), os mapas representam apenas uma abstração estática de tais fenômenos da paisagem, ou seja, um dos grandes desafios da Ciência da Informação Espacial é o desenvolvimento de técnicas que sejam capazes de representar adequadamente a dinâmica espaço-temporal. O objetivo dos modelos dinâmicos espaciais é realizar a simulação numérica de processos do mundo real, no qual o estado de um ponto na superfície terrestre muda de acordo com as variações de forçantes externas (CÂMARA; MONTEIRO, 2003). Dessa forma, a modelagem dinâmica espacial auxilia no entendimento dos mecanismos causais e processos de desenvolvimento de sistemas ambientais, entendendo sua evolução sob as condições circundantes, sendo uma importante ferramenta no planejamento regional (SOARES-FILHO et al., 2007; FERRARI, 2008).

Nos modelos dinâmicos espaciais os diversos elementos geográficos que compõem a paisagem são sobrepostos em um raster 2D, que corresponde a uma matriz (grade regular) composta por pixels de mesmo tamanho (células) e de mesmo valor para cada elemento mapeado. O tempo, representado de forma discreta, é a terceira dimensão do modelo, descrevendo a evolução da paisagem matricial. Dessa forma, de acordo com Soares-Filho et al. (2007), o desenvolvimento de um modelo espacial da paisagem passa pela solução da Equação 3.1, descrevendo as mudanças do padrão espacial X_t , no tempo t , para o novo padrão espacial X_{t+v} , no tempo $t + v$.

$$X_{t+v} = f(X_t, Y_t) \quad (3.1)$$

Na Equação 3.1, Y_t é o vetor ou conjunto de escalares que afetam a transição do modelo, ou seja, representa a função de mudança do padrão espacial e corresponde à parte mais complexa a ser resolvida, sendo geralmente dividida em duas funções: uma de quantificação das mudanças (matriz de transição); e outra de alocação espacial das transições (SOARES-FILHO et al., 2007).

De acordo com Soares-Filho et al. (2007), o primeiro passo para construir um modelo espacial dinâmico é definir um modelo conceitual com as possíveis transições da paisagem, que pode ser representado por uma matriz de transição, que contém todas as probabilidades de cada mudança acontecer. A matriz de transição é obtida por meio de taxas de transição conhecidas, de um estado para outro da paisagem, em um intervalo de tempo discreto. Com essas premissas, modelos matemáticos simples, como as Cadeias de Markov, podem resolver a função de transição, tendo a limitação de utilizar taxas de transição estáticas no tempo (FERRARI, 2008). Utilizar a Cadeia de Markov representa que a mudança da paisagem para outro estado ocorre apenas em função do seu estado atual. A Equação 3.2 representa esse modelo matemático, onde a probabilidade (P_{ij}) de X_t sair de um estado i para um estado j (sendo i e j tipos de LULC), no tempo $t + v$, depende apenas de $X_t = i$, sendo que para todos os estados $P_{ij} \geq 0$ e $\sum P_{ij} = 1$. Esse tipo de modelo estocástico é aplicável para o uso e cobertura da terra apenas por curtos intervalos de tempo (SOARES-FILHO et al., 2007).

$$P(X_{t+v} = j | X_0 = i_0, X_1 = i_1, \dots, X_t = i) = P(X_{t+v} = j | X_t = i) \quad (3.2)$$

Para a resolução da Equação 3.1 é necessário identificar mudanças reais na paisagem, bem como definir os processos que integram a função Y_t , com potencial de tornar a paisagem diferente ao longo do tempo. Neste sentido os produtos de sensoriamento remoto representam uma fonte primordial de informações para os modelos (SOARES-FILHO et al., 2007). O método bayesiano de pesos de evidência é bastante utilizado na definição das variáveis externas (forçantes) que influenciam nas mudanças da superfície, ponderando a distribuição de probabilidade do modelo markoviano (SOARES-FILHO; CERQUEIRA; PENNACHIN, 2002; MAEDA et al., 2011; KAWASHIMA et al., 2016). Trata-se de um método simples de calcular, baseado no Teorema de Bayes, de probabilidade condicional, em que se utiliza a probabilidade *a priori* de um evento ocorrer e, a probabilidade desse evento ocorrer, em consequência de uma forçante externa (ALMEIDA et al., 2003).

Os pesos podem ser obtidos com o resultado da tabulação cruzada entre o mapa de mudanças de LULC e os mapas das variáveis proximais, com a premissa de que as variáveis utilizadas sejam espacialmente independentes (SOARES-FILHO et al., 2007). Quando se pretende testar diferentes variáveis no modelo, combina-se a evidência de vários mapas, calculando os pesos independentemente, sendo então combinados em uma única equação final de probabilidade (FERRARI, 2008).

Um exemplo de aplicação é extrair a influência da proximidade de uma rodovia no processo de desmatamento de uma floresta, para uso do solo em pecuária. Assim, podemos considerar uma primeira faixa de distância (*e.g.* categoria de 0 a 100 m) e um mapa contendo no tempo t floresta e no tempo $t + v$ floresta e pastagem, de forma que o método vai avaliar qual a probabilidade de ocorrer a transição floresta-pastagem nesta faixa de proximidade da rodovia, considerando que a transição pode ocorrer também independente da presença da rodovia. Portanto, o peso de evidência (W^+) é a probabilidade de ocorrer o evento (transição floresta-pastagem), dada uma variável externa (faixa de 0 a 100 m da rodovia). Assim, a probabilidade *a posteriori* de uma transição de estado $i \Rightarrow j$ é definida pela Equação 3.3, que considera o somatório dos pesos de W associados ao vetor (V) de k variáveis espaciais (SOARES-FILHO et al., 2007). A saída desta etapa da modelagem são mapas de probabilidades espaciais de uma determinada transição ocorrer, dado um conjunto de k variáveis e um ponto de partida (mapa de LULC inicial).

$$P(i \Rightarrow j(x, y)/V) = \frac{e^{\sum_k W_{kn_{i \Rightarrow j}(V)xy}}}{1 + \sum_{ij} e^{\sum_k W_{kn_{i \Rightarrow j}(V)xy}}} \quad (3.3)$$

onde x e y são as coordenadas espaciais das variáveis, representadas pelos pesos $W_{k1xy}, W_{k2xy}, \dots, W_{knxy}$, sendo n o número de categorias (*e.g.* faixas de distância) de cada variável k (SOARES-FILHO et al., 2007).

A etapa seguinte da modelagem dinâmica espacial é alocar as quantidades desejadas de mudança, por meio do ordenamento e sorteio das células com maior probabilidade, identificadas na etapa anterior. Para isso são utilizadas técnicas de autômatos celulares, com algoritmos de interação da célula com as células vizinhas, uma característica importante e necessária ao considerar mudanças na paisagem (SOARES-FILHO; CERQUEIRA; PENNACHIN, 2002). O sistema de autômatos celulares trata-se de um arranjo n -dimensional de células, cujo estado futuro é dependente de seu estado prévio e de regras de transição, com base também no arranjo da vizinhança (SOARES-FILHO et al., 2007; FERRARI, 2008). Todas as células do sistema são atualizadas simultaneamente a passos discretos de tempo, por meio de regras homogêneas para toda a grade.

No Brasil, a abordagem de modelagem espacial dinâmica, utilizando autômatos celulares e modelos estocásticos, é muito aplicada utilizando a plataforma Dinamica EGO (do inglês *Environment for Geoprocessing Objects*). Segundo Ferreira, Soares-Filho e Pereira

(2018) essa plataforma foi implantada em 1998, no Centro de Sensoriamento Remoto da Universidade Federal de Minas Gerais, e desde então foi sendo otimizada, tendo ganhado reconhecimento internacional em diversas aplicações. Contudo, inicialmente a plataforma foi desenvolvida de uma forma genérica, mas visando principalmente aplicações em estudos sobre desmatamento na Amazônia (SOARES-FILHO; CERQUEIRA; PENNACHIN, 2002; SOARES-FILHO et al., 2004, 2006, 2007), atribuído à extração ilegal de madeira, grilagem de terras, mineração e expansão da produção de gado. A plataforma atual foi desenvolvida para apoiar a implementação do modelo SimAmazonia, também reconhecido internacionalmente, que integra diversos modelos interagindo entre si para projetar cenários de desmatamento para a bacia amazônica (SOARES-FILHO et al., 2006).

De acordo com Ferreira, Soares-Filho e Pereira (2018) o núcleo da Dinamica EGO é escrito em C++, onde se cria e executa os modelos, e a interface gráfica é escrita em Java. Por trás de uma interface gráfica amigável, os modelos rodam em uma máquina virtual, a DinamicaVM, que oferece aos desenvolvedores uma arquitetura de conjunto de instruções de alto nível, sendo implementada para que a plataforma seja mais flexível. A plataforma foi criada como uma montagem de complementos chamados de “*functores*”, visualizados como caixas que compreendem as entradas, procedimentos e saídas, sendo ligadas por linhas que indicam como os dados fluem dentro do modelo (FERREIRA; SOARES-FILHO; PEREIRA, 2018).

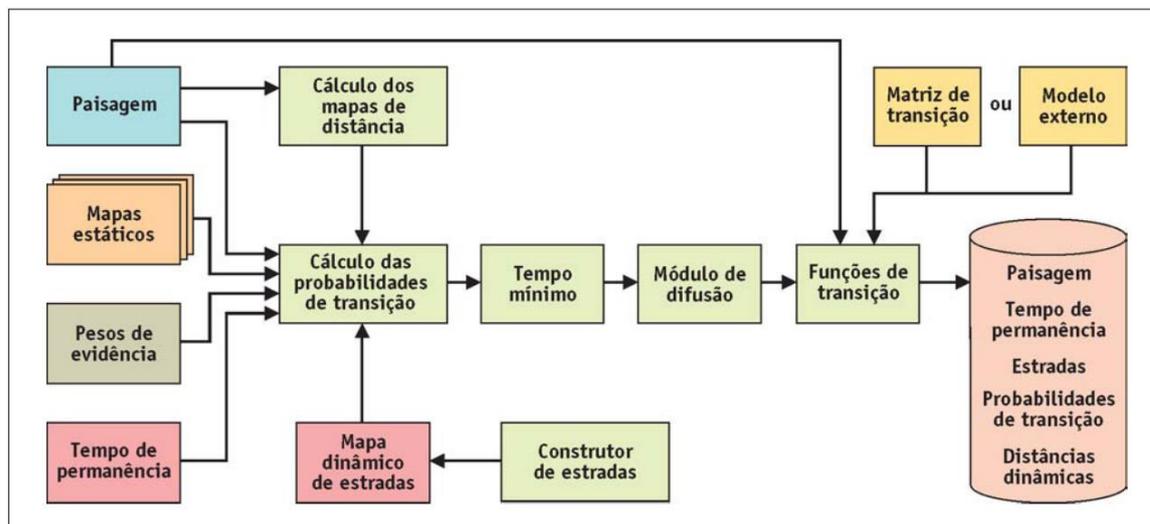
Em relação às técnicas de autômatos celulares, segundo Soares-Filho et al. (2007), a plataforma Dinamica EGO usa uma ferramenta para alocar as mudanças, por meio de dois processos locais de transição complementares, o *expander* (função expansora) e *patcher* (função formadora de manchas), além de um módulo de difusão. A função expansora trabalha na expansão ou contração de manchas prévias de cada classe, já a formadora cria novas manchas. A divisão entre as duas funções deve ser especificada pelo usuário, através de testes e calibrações, alterando diretamente o padrão espacial das mudanças de LULC (SOARES-FILHO et al., 2007).

A Figura 3.1 apresenta um resumo da arquitetura de modelos que podem ser construídos na plataforma Dinamica EGO, tendo como parâmetro principal de entrada mapeamentos históricos de LULC (paisagem), como mapas temáticos obtidos via classificação de imagens de sensoriamento remoto (SOARES-FILHO; CERQUEIRA; PENNACHIN, 2002). Esta primeira entrada do modelo será utilizada para o cálculo da matriz de transição, função de pesos de evidência e mapas de probabilidades. Os mapas de distância das variáveis externas, provenientes de bases cartográficas e classificadas em dinâmicas e estáticas se destacam como

segunda entrada do modelo. É essencial também definir os parâmetros dos algoritmos de autômatos celulares, para gerar as funções de transição. Como saída, o modelo produz mapas de probabilidades de transição e mapas simulados de LULC, para cada passo de tempo simulado (SOARES-FILHO et al., 2007).

A modelagem espacial dinâmica oferece a possibilidade de antecipar os impactos das mudanças de LULC, de forma a prevenir e mitigar o desmatamento, o que pode facilitar o manejo de biomas ainda pouco antropizados (MAEDA et al., 2011; DE OLIVEIRA et al., 2020). Existe também ampla aplicação em biomas já fragmentados, indicando a importância da manutenção das áreas protegidas remanescentes, embora existam menos dados disponíveis sobre o tema. O projeto REDD-PAC (do inglês *Reducing Emissions from Deforestation and forest Degradation-Policy Assessment Center*) produziu uma projeção de LULC para 2050 no Brasil, com um modelo econômico global, orientando o país para as metas de emissão de carbono e para maximizar a produção sustentável de alimentos (CÂMARA et al., 2015). No entanto, essa projeção tem um pixel com área de 100 km² em altas latitudes e 1.000 km² no Equador, não sendo aplicável na modelagem hidrológica e atmosférica, que requerem uma melhor discretização da superfície.

Figura 3.1 - Arquitetura de um modelo produzido na Dinâmica EGO.



Fonte: Soares-Filho et al. (2007).

Além das aplicações mencionadas, a modelagem com a Dinâmica EGO também pode simular o processo de urbanização, a partir da influência de fatores externos, como proximidade de sistemas hidrográficos, redes de transporte e áreas protegidas (ALMEIDA et al., 2003; KAWASHIMA et al., 2016), gerando informações importantes para o planejamento urbano.

Outras áreas de estudo também podem se beneficiar das estimativas de cenários futuros de LULC, produzidos com esta abordagem, como a análise do impacto do desmatamento na ocorrência de deslizamentos (YOUNG, 2013; MALEK; BOERBOOM; GLADE, 2015), na propensão ao fogo e emissões de carbono (BRANDO et al., 2020), bem como o impacto das mudanças de LULC na qualidade da água (SERPA et al., 2017), balanço hídrico (MARHAENTO; BOOIJ; HOEKSTRA, 2018; PAIVA et al., 2020) e tempo severo (BENDER; FREITAS; MACHADO, 2019).

Maeda et al. (2011) usaram modelagem espacial dinâmica para simular cenários de conversão de floresta em outros usos rurais, na fronteira de um parque nacional dentro do bioma Amazônia. O objetivo do trabalho foi identificar as forçantes que impulsionam o desmatamento. Para tanto, foi utilizado o método de pesos de evidência, que associa forças externas com as transições observadas de LULC. Após calibrar o modelo para os dados os mapas conhecidos de 2000–2005, os autores simularam o cenário de LULC para 2015, estimando uma expansão acentuada das terras agrícolas (MAEDA et al., 2011).

Kawashima et al. (2016) simularam cenários futuros de ocupação do solo na região portuária de Santos-SP, com base em alterações pretéritas de LULC entre 2005 e 2013, utilizando uma classificação supervisionada das imagens Landsat. Com base nessa investigação, os autores estimaram cenários futuros de alterações, contemplando as propostas de expansão portuária previstas para o ano de 2024. Foram utilizados mapas de distância de bases vetoriais (área industrial, área urbana, hidrografia, rodovia, vias secundárias, hidrografia, áreas protegidas etc.), gerando grades regulares de 30 m de resolução. Foi aplicada também a tabulação cruzada, de forma que o mapa de 2013 conteve somente as regiões de permanência e transição de degradação. Este trabalho também utilizou os autônomos celulares como método matemático-computacional para a construção do modelo dinâmico espacial. Vários procedimentos foram realizados para conversão dos dados de entrada no Dinamica EGO, compondo as variáveis estáticas. As principais etapas seguidas para a construção da modelagem no Dinamica EGO foram: i) cálculo do percentual de mudanças das classes através das matrizes de transição; ii) cálculo das faixas de discretização das variáveis explicativas; iii) cálculo dos pesos de evidência ($W+$), método bayesiano baseado na teoria da probabilidade condicional; iv) análise da associação ou dependência espacial entre as variáveis de entrada para todas as transições; v) simulação e calibração; vi) validação do mapa simulado, com base no mapa final observado, derivado da classificação da imagem Landsat. As simulações foram realizadas a partir da calibração do modelo, com a definição dos percentuais de contribuição dos algoritmos

expander e patcher. O modelo simulado apresentou áreas com potencial de expansão da classe urbana, incluindo áreas de empreendimentos em processo de licenciamento ambiental, se relacionando com as futuras tendências para a região portuária de Santos nos anos seguintes (KAWASHIMA et al., 2016).

Paiva et al. (2020) utilizaram um modelo estocástico, construído na Dinamica EGO, para avaliar os impactos da expansão urbana até 2050 sobre a demanda hídrica da bacia do Rio Paraíba do Sul, no estado de São Paulo. Os autores utilizaram mapas de LULC de 2005 e 2010, com 90 m de resolução espacial, contendo as classes: vegetação, área urbana, água e pastagem. As variáveis externas foram associadas às mudanças na paisagem com o método de pesos de evidência, sendo mapas de distâncias de: rodovias, ferrovias, hidrografia, reservatórios, declividade e Unidades de Conservação (separadas em Uso sustentável e de Proteção Integral). O modelo construído utilizou apenas as transições pastagem-urbano e vegetação-urbano, no entanto, considerou a divisão da bacia em 6 mesorregiões, que apresentaram diferenças significativas na matriz de transição (PAIVA et al., 2020). Essa abordagem regional é interessante quando as mudanças de LULC são muito heterogêneas espacialmente. Os cenários futuros da área urbana, resultantes do modelo construído por Paiva et al. (2020), projetaram uma importante expansão da urbanização na região do Vale do Paraíba entre 2010 e 2050 (170 %), que pode levar a um aumento de 38 % na captação de água para abastecimento urbano.

3.1.2 Banco de dados

A Tabela 3.1 apresenta os principais dados utilizados na modelagem dos cenários de uso e cobertura da terra com a plataforma Dinamica EGO, versão 5. Foram utilizadas diversas técnicas de geoprocessamento na metodologia do trabalho, tanto na etapa de processamento do banco de dados (Tabela 3.1), como na análise dos resultados, utilizando os softwares QGIS e ArcMap. Todo o processamento no Sistema de Informações Geográficas (SIG) foi feito em projeção geográfica e Datum WGS84. É importante destacar que os dados inseridos na Dinamica EGO devem estar em formato raster (grade regular em extensão geotiff). Portanto, como descrito na Tabela 3.1, todos os dados de entrada foram rasterizados, utilizando a resolução espacial de 0,0015 graus, aproximada nas análises para 150 metros, sendo também a resolução de saída do modelo. Também foi necessário o uso de programação com o software MATLAB, em etapas de reclassificação de mapas e aplicação de operações lógicas e condicionais.

Tabela 3.1 - Banco de dados e processamento.

Variável	Dado original	Processamento	Fonte
Mapas históricos de LULC	Produtos Mapbiomas coleção 4.1, de 1985 e 2015	Reamostrado para 150 m; reclassificado em: Agricultura, Floresta Natural, Pastagem Savana, Infraestrutura Urbana, Floresta Plantada e Água	https://mapbiomas.org
Elevação do relevo		Reamostrado para 150 m; categorização em 10 faixas de elevação a cada 200 m	
Distância de relevo montanhoso	Modelo digital de elevação SRTM (resolução de 30 m)	Reamostrado para 150 m; cálculo de declividade; separação de relevo montanhoso com declividade acima de 45%; e cálculo de mapas de distância	https://earthexplorer.usgs.gov/
Estimativas de pastagens e agricultura (DIAS et al., 2016)	Percentual por pixel de cultivos e pastagens, com resolução de 1 km; mapas anuais baseados em censos agrícolas e imagens de satélites de 1940 a 2014	Reamostrado para 150 m; categorização em faixas de percentual e cálculo da taxa de crescimento por pixel	http://www.biosfera.dea.ufv.br/en-S/bancos
Áreas protegidas	Vetores de Unidades de Conservação	Rasterização para 150 m; cálculo de mapas de distância	http://mapas.mma.gov.br/i3geo/datado_wnload.htm
Massas d'água	Vetores de lagos, reservatórios, grandes rios e oceanos		
Limites dos biomas	Vetores dos biomas brasileiros escala 1:250.000 2019	Rasterização para 150 m	
Hidrografia	Vetores de rios 2017		
Estradas e rodovias	Vetores de rodovias e estradas 2017		
Ferrovias	Vetores de ferrovias 2017	Rasterização para 150 m; cálculo de mapas de distância	
Setores urbanos	Vetores de setores urbanos 2010		
Sedes municipais	Vetores de sedes municipais, para os anos dos censos demográficos do IBGE		http://geoftp.ibge.gov.br/
Crescimento populacional dos municípios	Tabelas de população municipal e vetores de divisas municipais para os anos dos censos demográficos do IBGE	Cálculo das taxas municipais de crescimento e densidade populacional.	
Tipos de solo	Vetores de tipos de solo do Brasil, 1:250.000 2017	Rasterização para 150 m; categorização da ordem dos solos	
Evolução das rodovias	Mapas de evolução das rodovias federais 1960 - atual	Associação dos vetores de rodovias de cada década	https://www.gov.br/infraestrutura/pt-br/centrais-de-conteudo/map-rodo-evolucao-pdf
Evolução das ferrovias	Mapas de evolução das ferrovias 1960 - atual	Associação dos vetores de ferrovias de cada década	https://www.gov.br/infraestrutura/pt-br/centrais-de-conteudo/map-ferro-evolucao-pdf

Fonte: Produção da autora.

A Dinâmica EGO considera dois tipos de variáveis no cálculo dos pesos de evidência no modelo: 1) variáveis estáticas, que não mudam ao longo do tempo, sendo armazenadas em

um cubo de dados, e.g. tipos de solo, hidrografia, massas d'água, relevo, áreas protegidas; 2) variáveis dinâmicas, que são recalculadas internamente pelo modelo, a cada passo de tempo (SOARES-FILHO; CERQUEIRA; PENNACHIN, 2002), e.g. distância de um tipo de LULC específico. Ambos os tipos de variáveis foram utilizados nos modelos construídos, com base nos dados da Tabela 3.1. As variáveis de rodovias e setores urbanos foram consideradas estáticas somente no modelo de cenários futuros. Além disso, as variáveis de ferrovias e sedes municipais foram utilizadas somente no modelo de cenários passados. As variáveis dinâmicas foram mapas de distância do tipo de LULC a ser criado, em cada transição. Por exemplo, os mapas de distância de agricultura são utilizados para as transições que criam agricultura, sendo recalculados a cada passo de tempo do modelo, conforme a paisagem muda.

Os mapas de distância foram gerados diretamente na Dinâmica EGO, com exceção das variáveis já categorizadas, como tipos de solo, faixas de elevação e taxas de crescimento populacional e de cultivo. Um mapa de distância contém a distância (em metros) de uma feição específica em cada célula.

A variável de relevo montanhoso foi gerada por meio do cálculo da declividade em graus, utilizando os dados SRTM, e separação das áreas com valor superior a 45 graus. De acordo com a classificação da Embrapa (1999) o relevo pode ser classificado segundo sua declividade da seguinte forma: a) 0 a 3 graus, plano; b) 3 a 8 graus, suave ondulado; c) 8 a 20 graus, ondulado; d) 20 a 45 graus, forte ondulado; e) 45 a 75 graus, montanhoso; f) 75 a 100 graus, escarpado.

As mudanças históricas de LULC no modelo foram geradas com os produtos do Projeto MapBiomass (coleção 4.1), uma iniciativa conjunta do SEEG, Observatório do Clima, Universidades, ONGs e companhias privadas, para fornecer mapeamentos públicos do Brasil. Os produtos MapBiomass são desenvolvidos anualmente, com série temporal iniciando em 1985, utilizando imagens dos satélites Landsat. Os mapas originais dos anos de 1985 e 2015 foram reclassificados para simplificar as análises, de acordo com a Tabela 3.2, gerando os mapas LULC-1985 e LULC-2015.

Tipos de LULC que ocupam áreas minoritárias dentro da BHPR (representando coletivamente apenas 0,37% da área) foram incluídos aleatoriamente na classe de Agricultura, pois nenhuma outra classe representaria com precisão essas áreas. Áreas úmidas e mangues foram separados dessa categoria por serem classes importantes no bioma Pantanal e regiões litorâneas, respectivamente. A vegetação natural não-florestal e os campos naturais são considerados os principais tipos de vegetação do bioma Cerrado, que possui grande

biodiversidade e inclui diversas fitofisionomias, desde matas de galeria até vegetação arbustiva densa e savana (RIBEIRO; WALTER, 2008). Com isso, uma grande área dentro do bioma Pantanal, na porção noroeste da área de estudo (Figura 2.1), também foi incluída na classe Savana. O Pantanal é a maior planície de inundação do mundo e originalmente era coberto principalmente por campos naturais e áreas úmidas. A Floresta Plantada foi separada da Floresta Natural por representar espécies exóticas, sendo um importante uso do solo antrópico recente na BHPR.

Tabela 3.2 - Reclassificação do produto original MapBiomias coleção 4.1.

Classe de LULC nos modelos	Classe original do MapBiomias 4.1	Percentual (%) 2015
Agricultura	Cultura anual e perene	16,9
	Cultura semiperene	10,1
	Mosaico de agricultura e pastagem	8,0
	Outras classes minoritárias	0,4
Pastagem	Pastagem	36,5
Água	Área úmida não-florestal	0,0
	Apicum	0,0
	Rios e lagos	1,9
	Praias e dunas	0,0
	Aquicultura	0,0
Urbano	Infraestrutura Urbana	1,3
Savana	Formação Florestal Savânica	2,5
	Formação Campestre Natural	3,0
	Formação Natural não-florestal	0,4
Floresta Plantada	Floresta Plantada	3,9
Floresta Natural	Formação Florestal Natural	15,1
	Mangues	0,0

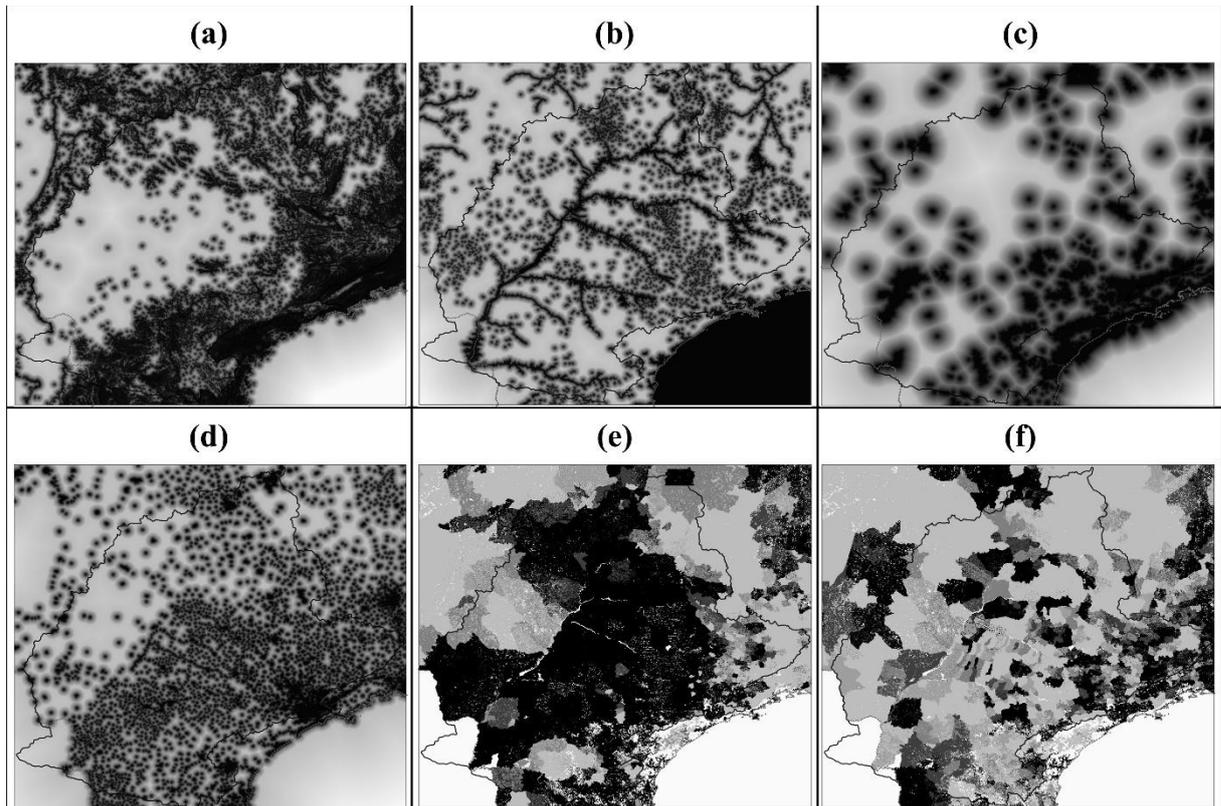
O percentual corresponde ao número de pixels (resolução de 150 m) de cada tipo de LULC, em relação ao número total de pixels da BHPR. Algumas classes apresentam percentual nulo dentro da bacia, mas estão presentes na área de estudo ao redor (ver Figura 2.1).

Fonte: Produção da autora.

A Figura 3.2 exemplifica algumas variáveis estáticas utilizadas nos modelos. Contudo, um terceiro tipo de variáveis foi ainda considerado no modelo de cenários passados: as semiestáticas, que foram alteradas externamente e inseridas no modelo em intervalos de tempo específicos, juntamente com as variáveis estáticas. Exemplo são a densidade populacional e o percentual de cultivos e pastagens, que foram utilizados de acordo com a disponibilidade dos dados e inseridas em períodos diferentes de simulação do modelo. Da mesma forma, os mapas

de distância de rodovias, ferrovias e sedes municipais, que consideraram as feições que surgiram na superfície em cada período de simulação. Essa etapa está mais bem descrita na seção 3.1.4.2.

Figura 3.2 - Exemplificação da distribuição espacial de variáveis estáticas utilizadas nos modelos de simulação de mudança de uso e cobertura da terra na BHPR.



As cores mais claras na escala de cinza indicam valores mais altos. Os quadros de (a–d) mostram mapas de distância para relevo montanhoso, massa d’água, áreas protegidas e setores urbanos; os quadros (e) e (f) mostram taxas de crescimento de pastagens e lavouras, respectivamente, de 1985 a 2014.

Fonte: Produção da autora.

3.1.3 Criação de mapas auxiliares na calibração do modelo

Um passo importante na calibração dos dois modelos foi a reclassificação dos mapas de LULC 2015 e 1985, de forma a controlar as transições possíveis e desejadas. Para isso, as seguintes premissas foram estabelecidas: 1) o modelo de cenários futuros não permite regeneração, ou seja, só existem transições do tipo natural-antrópico e antrópico-antrópico; 2) o modelo de cenários passados não permite antropização, assim, só existem transições do tipo antrópico-antrópico e antrópico-natural; 3) o mapa de 2015 é referência de maior ‘verdade’ para

o futuro; 4) o mapa de 1985 é referência de maior ‘verdade’ para o passado. Com essas premissas estabelecidas temos a criação dos seguintes mapas, utilizados apenas na geração das matrizes de transição e calibração dos modelos:

- LULC-1985-C, utilizado no modelo de cenários futuros (2015-2050). Considera que todas as áreas de Floresta Natural, Savana e Água em 2015 existem também em 1985.
- LULC-2015-C, utilizado no modelo de cenários passados (1985-T0). Considera que todas as áreas de Agricultura, Pastagem, Floresta Plantada, Infraestrutura Urbana e Água em 1985 existem também em 2015.

Outros dois mapas foram ainda produzidos para estimar o LULC passado da BHPR, auxiliando no entendimento das mudanças históricas de uso e cobertura da terra e na calibração do modelo dinâmico espacial dos cenários passados:

- LULC-T0, que representa a cobertura original da região sem sofrer ocupação por atividades humanas.
- LULC-1940-C, que representa uma estimativa da ocupação da área de estudo em 1940, sem o uso da modelagem para sua construção, utilizando apenas os dados de estimativas de agricultura e pastagem.

O mapa LULC-T0 foi produzido com as seguintes etapas: a) considerando a vegetação teórica original, apresentada na Figura 2.1, foram obtidas as áreas de Floresta Natural (fitofisionomias Florestais) e de Savana (fitofisionomias de Savana e Estepe); b) as fitofisionomias de contato foram definidas de acordo com o bioma predominante, com base no arquivo de biomas do IBGE, escala 1:250.000, versão 2019; c) as áreas de vegetação natural (Floresta Natural ou Savana) e Água, presentes no mapa LULC-1985, foram mantidas em LULC-T0.

Por sua vez, o mapa LULC-1940-C teve como dado principal os produtos de Dias et al. (2016), que criaram mapas de resolução de 1 km com estimativas percentuais por pixel de pastagens e áreas de cultivo, com base em censos agrícolas e imagens de satélites, anualmente de 1940 a 2014. Entre 1940 e 1950 as estimativas de Dias et al. (2016) contém apenas informações de cultivos, sem distinguir entre pastagem plantada ou agricultura. Assim, o mapa LULC-1940-C foi gerado com as seguintes etapas: a) reamostragem dos produtos de Dias et al. (2016) para 150 m, com uma interpolação bilinear; b) as áreas de vegetação natural foram

associadas aos pixels com menos de 5 % de ocupação por cultivo no mapa estimado de 1940, sendo consideradas como Floresta Natural ou Savana de acordo com o mapa LULC-T0; c) os pixels restantes após a aplicação do limiar de 5 % foram associados ao tipo antrópico, sendo que a separação entre as classes de Agricultura ou Pastagem foi feita de acordo com o maior percentual de cada classe no mapa estimado de 1950; d) as áreas de Infraestrutura Urbana foram mantidas iguais às do mapa de LULC-1985, somente nos municípios que já possuíam sede municipal em 1940, para isso foram utilizados os dados vetoriais de evolução do território do IBGE (2010b); e) as áreas de Floresta Plantada foram mantidas iguais às de 1985, somente em áreas definidas anteriormente como agricultura (cultivo) em 1940; f) as áreas de Floresta Natural, Savana e Água, presentes no mapa de 1985, também foram mantidas em 1940. O limiar de 5 % para os dados de estimativas agrícolas foi determinado após testes com outros limiares (2, 10 e 15 %), tendo o ano de 1985 como referência, apresentando melhor exatidão global entre o mapa estimado e observado (>70 %).

3.1.4 Calibração e validação do modelo

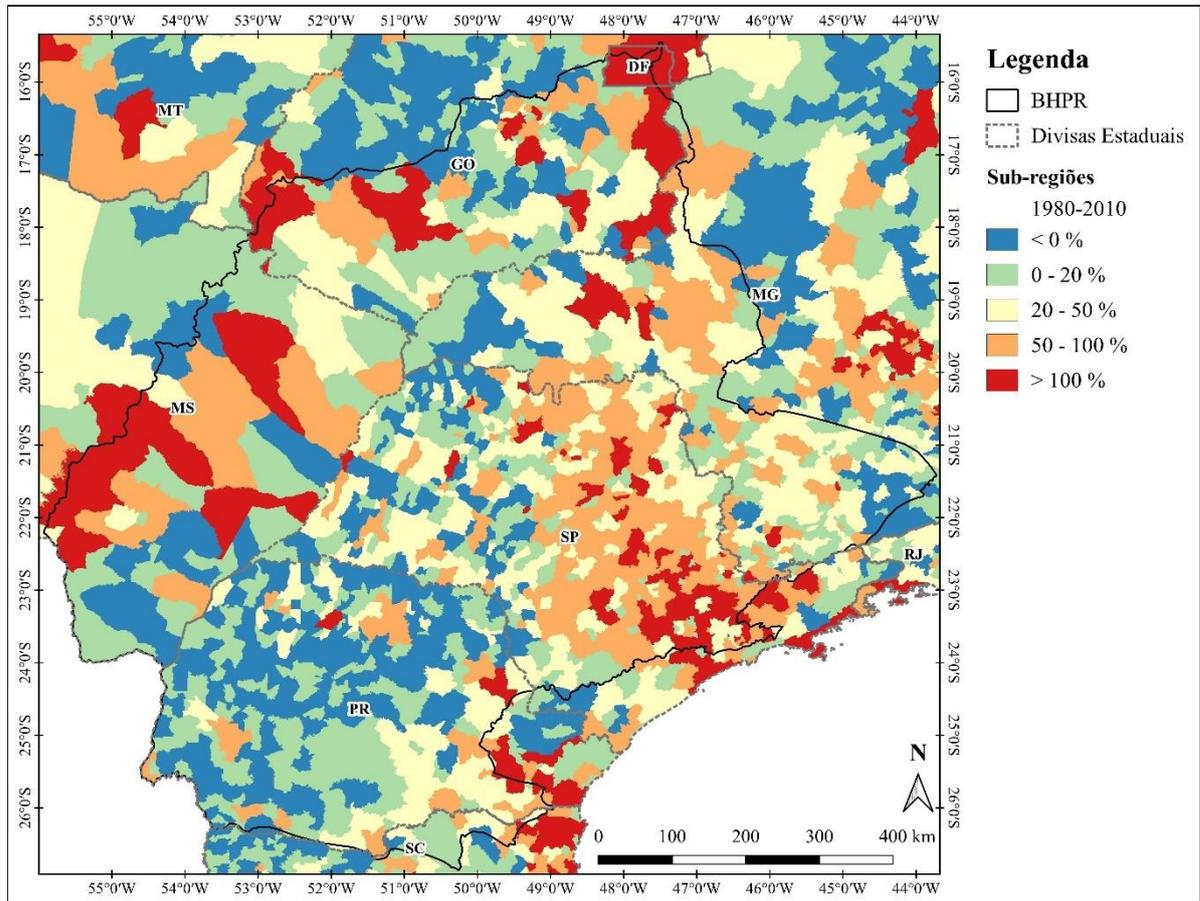
A calibração dos modelos construídos na Dinâmica EGO passou por quatro etapas principais: 1) cálculo da matriz de transição; 2) cálculo dos pesos de evidência para as variáveis escolhidas; 3) definição dos parâmetros que descrevem as funções de transição; 4) validação da simulação para um período conhecido. Outro aspecto importante da calibração foi utilizar uma abordagem regional. Isso foi feito devido à extensão da área de estudo e às mudanças heterogêneas que ocorreram historicamente. Portanto, o modelo calculou a matriz de transição, os pesos de evidência e os mapas de probabilidade para cada sub-região criada nos modelos, conforme também realizado por Paiva et al. (2020).

3.1.4.1 Cenário futuro

Com base nos dados populacionais municipais dos censos demográficos de 1980 e 2010 do IBGE, foram criadas cinco sub-regiões homogêneas para o modelo de cenários futuros, compostas por municípios com as seguintes taxas populacionais (Figura 3.3): 1) decréscimo da população; 2) crescimento de 0 a 20 %; 3) crescimento de 20 a 50 %; 4) crescimento de 50 a 100 %; e 5) crescimento maior que 100 %. Nesta situação, municípios criados entre 1980 e 2010 foram colocados na sub-região 2. Era esperado que as transições entre as classes de LULC

fossem maiores em áreas com maior crescimento populacional (PONGRATZ et al., 2008), principalmente em relação à urbanização.

Figura 3.3 - Sub-regiões da área de estudo, com base no crescimento populacional municipal entre os censos do IBGE de 1980 e 2010.



Fonte: Produção da autora.

As estimativas de cultivo e pastagem por pixel de Dias et al. (2016) foram utilizadas no modelo de cenários futuros como taxas de crescimento. A taxa foi calculada entre 1985 e 2014, sendo categorizada nas seguintes faixas: 1) menor que 20 %; 2) -20 - 0; 3) 0 - 20; 4) 20 - 40; 5) maior que 40 %. Essas variáveis foram utilizadas dessa forma para indicar ao modelo as regiões que apresentaram crescimento agrícola e podem continuar crescendo no futuro.

A matriz de transição do modelo de cenários futuros considerou a mudança da paisagem entre o mapa LULC-1985-C e LULC-2015, para as sub-regiões da área de estudo, sendo apresentada na Tabela 3.3. A multiplicação das taxas de transição pelo número de células existentes inicialmente resulta no número total de células que devem ser alteradas ao final da simulação. É evidente que o número de transições para áreas urbanas aumentou

proporcionalmente à taxa de crescimento populacional. Por exemplo, das células classificadas como agricultura em 1985, apenas 0,63 % na sub-região 1 fizeram a transição para Infraestrutura Urbana em 2015, em comparação com 4,76 % na sub-região 5.

O segundo passo na calibração do modelo foi o cálculo dos pesos de evidência para as 14 transições possíveis nas cinco sub-regiões (Tabela 3.3). Dez variáveis estáticas e uma variável dinâmica foram utilizadas como forçantes de cada transição, como descrito na Figura 3.4. O tipo de solo, a altitude, a taxa de crescimento da área de agricultura e a taxa de crescimento de pastagem foram tratadas como variáveis categóricas. As demais variáveis foram discretizadas em incrementos de 150 m para cálculo dos pesos de evidência.

Tabela 3.3 - Matriz de transição do modelo de cenários futuros, apresentando o percentual de células que mudaram o tipo de LULC entre 1985 e 2015, por sub-região da área de estudo.

Tipo de transição	Transição (%) entre LULC-1985-C e LULC-2015				
	Sub-região da área de estudo				
	1	2	3	4	5
Agricultura-Pastagem	17,37	17,52	15,46	11,97	14,96
Agricultura-Urbano	0,63	0,90	1,37	2,63	4,76
Agricultura-Floresta Plantada	1,53	2,06	2,54	1,58	0,93
Pastagem-Agricultura	25,57	25,76	29,23	32,54	28,19
Pastagem-Urbano	0,18	0,33	0,53	1,16	2,45
Pastagem-Floresta Plantada	2,21	2,30	3,19	4,53	3,07
Savana-Agricultura	3,81	6,38	4,77	8,83	10,33
Savana-Pastagem	25,26	29,00	20,35	28,67	28,25
Savana-Urbano	0,01	0,12	0,04	0,23	1,18
Savana-Floresta Plantada	1,68	1,52	1,64	2,23	1,23
Floresta Natural-Agricultura	6,08	6,36	6,58	5,41	4,91
Floresta Natural-Pastagem	17,84	18,15	13,79	17,62	16,95
Floresta Natural-Urbano	0,01	0,07	0,09	0,24	0,78
Floresta Natural-Floresta Plantada	3,06	3,90	3,90	4,09	2,62

Fonte: Produção da autora.

No entanto, para aplicar o método dos pesos de evidência, as variáveis utilizadas devem ser espacialmente independentes (SOARES-FILHO et al., 2007; MAEDA et al., 2011). Assim, uma forma de avaliar a correlação entre pares de variáveis, para cada tipo de transição LULC, é calcular o coeficiente *V* de *Cramer* e o teste da Incerteza da Informação Conjunta (BONHAM-CARTER, 1994; SOARES-FILHO et al., 2007), que produzem estatísticas de contingência e entropia, respectivamente, e estão disponíveis na Dinâmica EGO. Geralmente considera-se que ambos devem ser inferiores a 0,5 para garantir a independência espacial das

variáveis (BONHAM-CARTER, 1994; SOARES-FILHO et al., 2007; MAEDA et al., 2011). Todos os pares de variáveis foram analisados para cada sub-região e tipo de transição. Para as transições que criam áreas urbanas, a variável estática “distância do setor urbano” correlacionou-se com a variável dinâmica “distância da classe urbana”. No entanto, mesmo nesses casos, o V de *Crammer* e a Incerteza Conjunta foram ambos $\leq 0,45$ e, portanto, optou-se por manter ambas as variáveis.

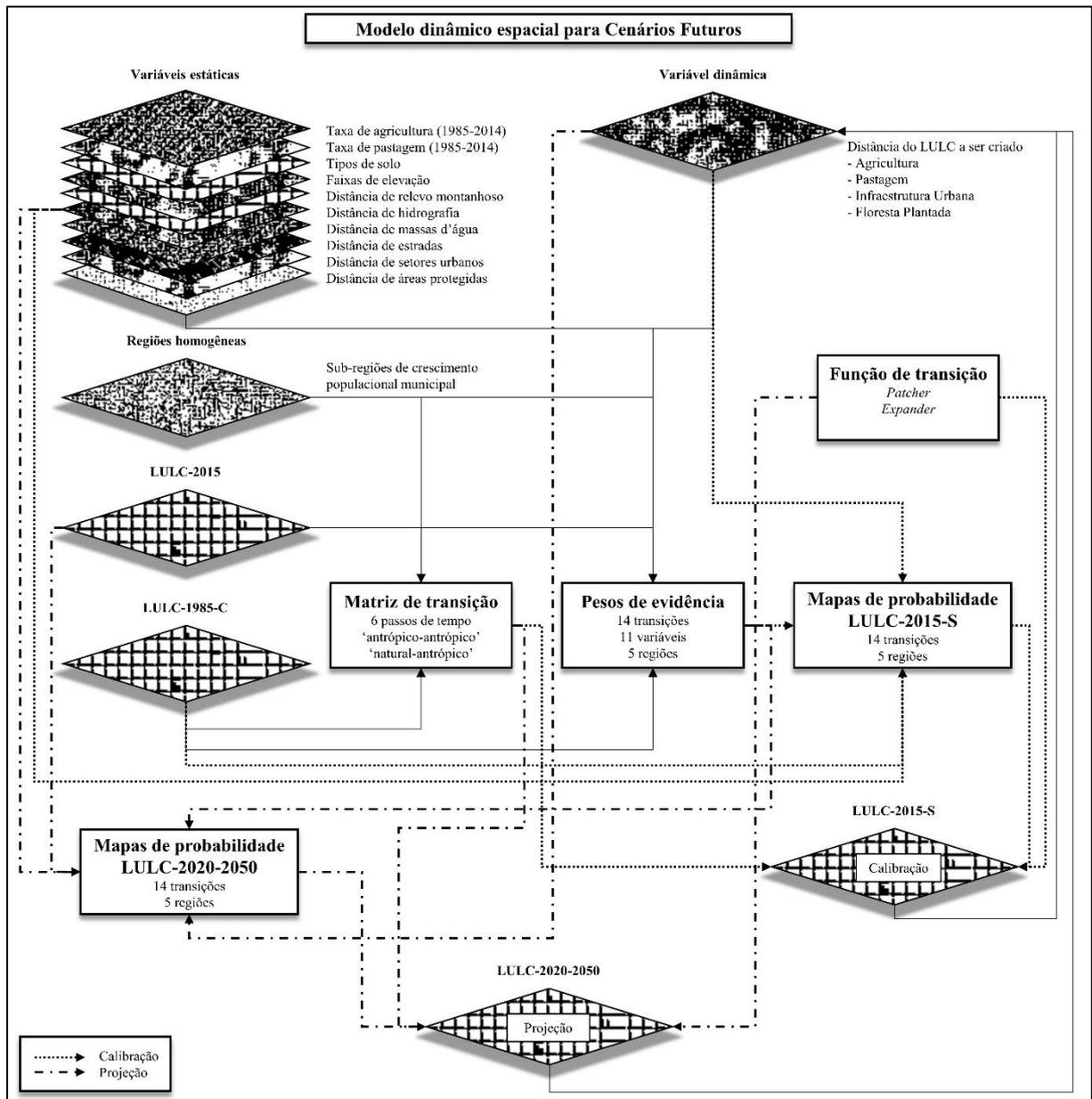
Na terceira etapa de calibração do modelo (ajuste dos parâmetros da função de transição), a proporção de células selecionadas para a função *expander* foi definida empiricamente. Para as transições que criam a classe Infraestrutura Urbana, foi dado maior peso à função expansora, com 90 % das células se expandido a partir de áreas pré-existentes. Portanto, o modelo deve entender que as manchas urbanas existentes devem crescer. Para as transições que criaram Pastagem ou Agricultura, essa proporção foi de 50 %. Para as transições que criaram Floresta Plantada, essa proporção foi de 30 %, assim, 70% das células criaram fragmentos (função *patcher*), devido ao recente surgimento de plantios de Eucalipto e Pinus na BHPR (LOPER et al., 2021). A isometria da função *patcher* pode ser definida pelo usuário, sendo totalmente linear em seu mínimo (0) e totalmente isométrica em seu máximo (2), conforme definido por Soares-Filho, Cerqueira e Pennachin, (2002). A isometria utilizada foi de 1,5, resultando em fragmentos mais isométricos do que lineares. O tamanho dos novos fragmentos é definido de acordo com uma distribuição de probabilidade log-normal. Portanto, seu tamanho médio e variância foram definidos como 9 e 18 hectares, respectivamente, equivalentes a 4 e 8 células.

Conforme mostra a Figura 3.4, a calibração do modelo, entre 1985 e 2015 contou com 6 passos de 5 anos no cálculo das taxas de transição, tendo como saída final o mapa LULC-2015-S. As entradas da etapa de calibração foram o mapa inicial LULC-1985-C, as variáveis, os pesos de evidência e a matriz de transição (Figura 3.4). Por sua vez, para a simulação dos cenários futuros, o modelo contou com 7 passos de 5 anos, utilizando como ponto inicial o mapa LULC-2015, as mesmas variáveis, matriz e pesos de evidência, até obter a projeção final do mapa LULC-2050. Os mapas intermediários (2020-2045) também foram gerados como saída da simulação.

O desempenho do modelo foi validado calculando a similaridade entre o mapa real LULC-2015 e o simulado LULC-2015-S, utilizando lógica *fuzzy* (HAGEN, 2003; SOARES-FILHO et al. 2007), disponível no Dinamica EGO, sendo bastante utilizado na literatura. Este método de decaimento constante avalia a vizinhança de uma célula de transição, considerando

resoluções espaciais variáveis. Se a transição esperada ocorrer dentro da vizinhança analisada, então a célula é considerada correta.

Figura 3.4 - Esquematização do modelo dinâmico espacial para construção de cenários futuros de LULC na região da BHPR.



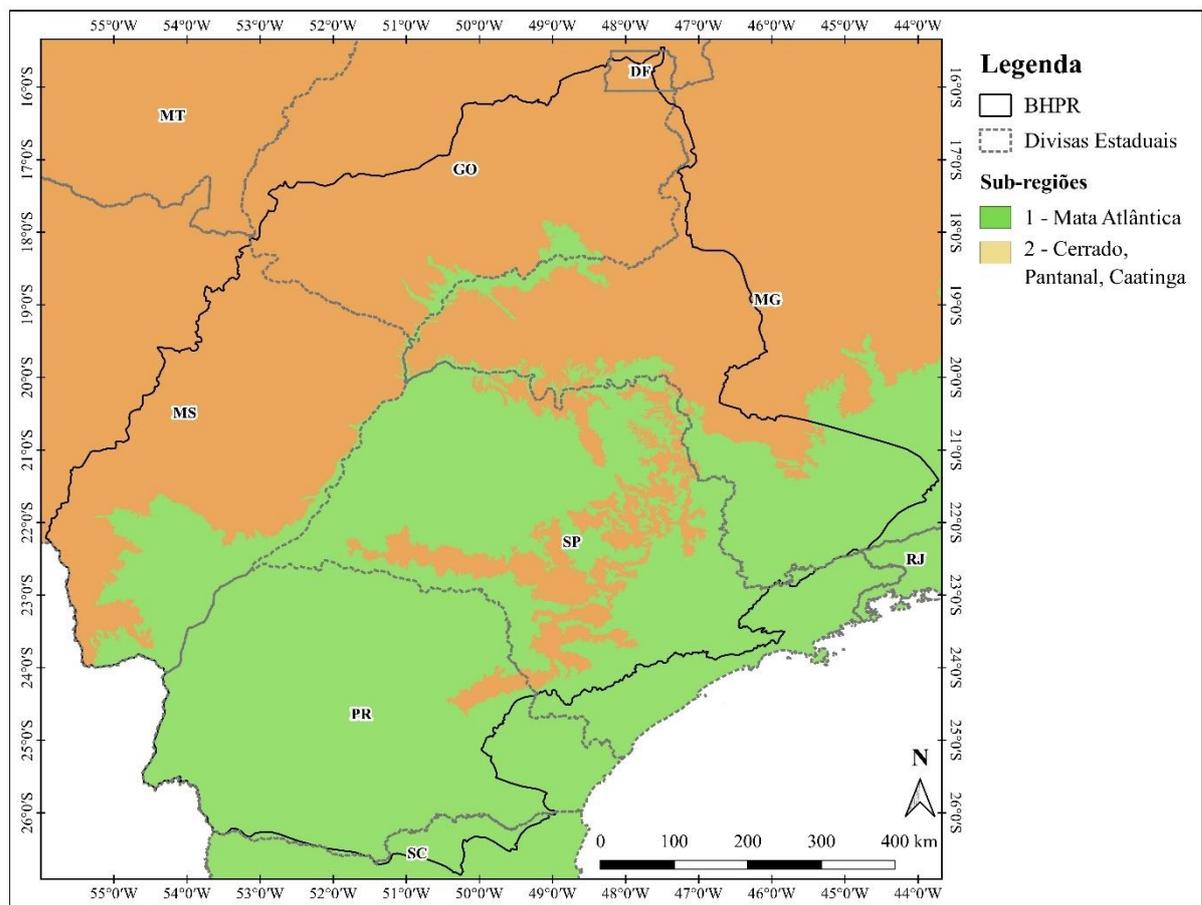
Fonte: Produção da autora.

3.1.4.2 Cenário passado

A calibração do modelo dinâmico para os cenários passados também contou com uma abordagem regional, no entanto, de forma diferente do que foi realizado para o cenário futuro.

Neste caso, foram utilizadas as regiões referentes aos biomas brasileiros, enquanto as informações de crescimento populacional foram inseridas no modelo como variáveis semiestáticas, dependentes do período de simulação. Os biomas Pantanal e Caatinga, que ocupam uma pequena porção da área de estudo, fora da BHPR, foram inseridos na região do bioma Cerrado, para facilitar a calibração do modelo, conforme mostra a Figura 3.5. Essa regionalização utilizando os biomas buscou direcionar as transições entre as classes antrópicas e as classes de vegetação natural, Savana ou Floresta Natural. Além disso, era esperado também que o processo de antropização ao longo do tempo ocorresse no modelo de forma diferente para cada bioma, afinal, a Mata Atlântica foi colonizada primeiro com a chegada dos europeus no país, e atualmente é mais ocupada e fragmentada por usos antrópicos do que o Cerrado.

Figura 3.5 - Sub-regiões da área de estudo, com base na divisão dos biomas brasileiros.



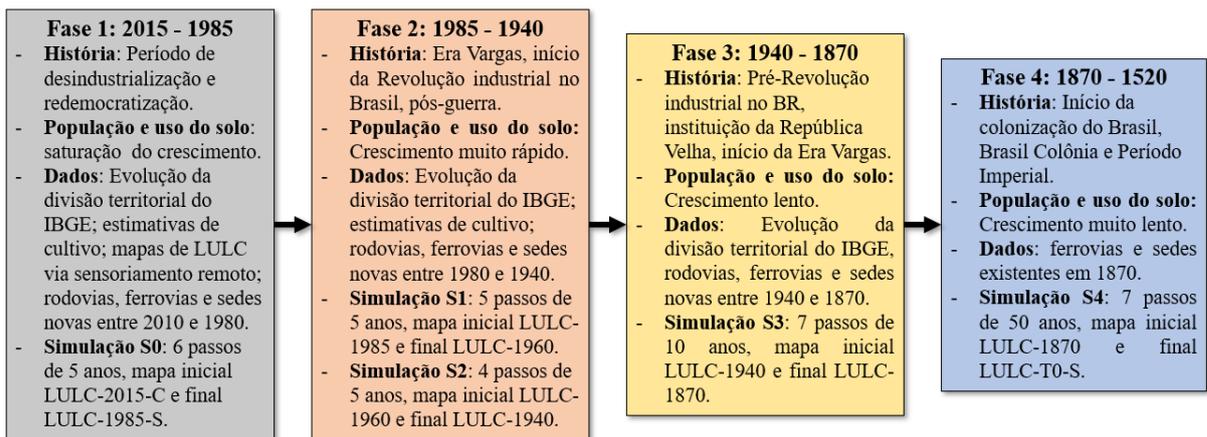
Fonte: Biomas do Brasil (IBGE, 2018). Produção da autora.

O modelo conceitual de reconstrução de LULC na área de estudo foi idealizado com base nas principais fases históricas de desenvolvimento do país, no crescimento populacional (Figura 1.1), em passos de tempo aplicáveis, bem como na disponibilidade de dados que

pu dessem descrever a mudança da paisagem ao longo do tempo. Assim, a Figura 3.6 apresenta as fases propostas para a reconstrução, como também as simulações realizadas com o modelo, indicando o mapa inicial e o mapa final obtido. A Fase 1 descreve o período recente, em que estão disponíveis os dados de sensoriamento remoto, com mapas da ocupação do solo para toda a região. Trata-se de uma fase com poucas mudanças na superfície, apresentando certa saturação do crescimento populacional e da antropização, com mais mudanças entre usos antrópicos (Tabela 3.3), afinal a maior parte da vegetação nativa já havia sido desmatada em 1985. Nessa fase foi realizada a simulação de calibração (S0) das variáveis utilizadas, gerando os pesos de evidência e a matriz de transição de referência.

Já a Fase 2 é considerada uma fase de crescimento muito rápido da população, sendo marcada pela Revolução industrial no Brasil, pelo grande desenvolvimento da malha viária e centros urbanos (MARTINEZ et al., 2022), conseqüentemente, trata-se de um período com intensa alteração da paisagem. A Fase 2 é marcada também pelo início da urbanização, pois a população da bacia passa a viver predominantemente nas áreas urbanas, de acordo com a Figura 1.1. Além disso, o final da Fase 2 (1940) marca o início dos dados de estimativas de cultivo e pastagem de Dias et al. (2016), sendo um importante indicador de ocupação do solo. Essa fase foi dividida nas simulações S1 e S2, que geram os mapas finais de 1960 e 1940, respectivamente, utilizando variáveis semiestáticas diferentes em cada simulação.

Figura 3.6 - Idealização das fases de reconstrução histórica de LULC na área de estudo.



Fonte: Produção da autora.

Por sua vez, a Fase 3 retrata o período de pré-Revolução industrial, com o término do Período Imperial para a instituição da República Velha e posteriormente o início da Era Vargas, sendo considerado um período de crescimento econômico e populacional mais lento. O fim da

Fase 3 coincide com o primeiro censo demográfico brasileiro em 1872, realizado durante o Segundo Reinado, sendo considerado um marco histórico inicial da estrutura do Sistema Nacional de Estatística, que tem como centro o IBGE, desde a década de 1930 (IBGE, 2022). O censo de 1872 descreve a população do Brasil, desenvolvida durante a Fase 4, que foi considerada aqui como a fase inicial de alteração da paisagem no país, com crescimento muito lento durante o Brasil Colônia e Período Imperial. A população do Brasil nesse censo foi estimada somente em 10 milhões de habitantes, sendo cerca de 15 % escravizada, 58 % pretos ou pardos, 38 % brancos e 4 % indígenas (WESTIN, 2022). Na Fase 3 foi realizada a simulação S3, que tem como mapa final o LULC-1870, e na Fase 4 foi a S4, que simulou a regeneração final da vegetação natural, até o obter o mapa LULC-T0-S.

A evolução da divisão territorial do IBGE (2010b) representou um grande potencial de descrever historicamente a ocupação do solo que ocorreu no país, por ser um dado mais antigo, consistente e conter a localização das sedes e divisas municipais, bem como a população dos censos. Dessa forma, buscou-se extrair ao máximo essas informações, em cada fase da reconstrução. Para isso, foi calculada a densidade populacional dos municípios, em habitantes por quilômetro quadrado (hab. km⁻²), para o período do mapa final a ser criado, sendo categorizada nas faixas: 1) 0 - 5; 2) 5 - 10; 3) 10 - 25; 4) 25 - 50; 5) 50 - 100; 6) 100 - 1000; 7) maior que 1000 hab. km⁻². Também foram separadas as sedes novas em cada fase da reconstrução, indicando ao modelo as regiões que foram sendo antropizadas ao longo do tempo. Por exemplo, na S0 foram utilizadas as sedes que foram fundadas entre o censo de 1980 e o censo de 2010. Já na S4, todas as sedes que existiam em 1872 foram consideradas novas, por terem surgido entre T0 e 1870.

As estimativas de cultivo e pastagem por pixel de Dias et al. (2016) também foram categorizadas em faixas de percentual, para o período do mapa final a ser criado, sendo: 1) 0 - 1; 2) 1 - 5; 3) 5 - 10; 4) 10 - 15; 5) 15 - 20; 6) 20 - 30; 7) 30 - 40; 8) maior que 40 %. Na simulação S2 a estimativa de pastagem utilizada foi do ano de 1950, o mais antigo disponível no dado original. Já na simulação S3 foi realizada uma estimativa, considerando as áreas com maior percentual de cultivo e pastagem nos mapas da S2, de forma a indicar ao modelo a diminuição gradual com o tempo das áreas agrícolas. Na S4 toda a área foi considerada com valor 1 nessas variáveis, representando nenhuma ocupação.

Outra informação importante para descrever o processo de ocupação do solo foi a evolução da malha viária. Para isso, foram utilizados os mapas de evolução das rodovias e ferrovias federais do antigo Ministério dos Transportes, Portos e Aviação Civil (Tabela 3.1). A

informação mais antiga nesses dados é da década de 1960. Dessa forma, foi necessário realizar uma busca pelo ano de construção/inauguração das rodovias e ferrovias antes de 1960, para adequar às fases de reconstrução do modelo. Essas informações de data de construção não foram encontradas facilmente, sendo por vezes divergentes. Historicamente o rodoviarismo no Brasil iniciou em 1861, quando foi inaugurada a estrada da União Indústria que ligava Minas Gerais ao Rio de Janeiro, porém, não ocorreu muita evolução neste período, sendo que os investimentos iniciais se deram na década de 1920, com a Rodovia Rio-São Paulo, sendo a única pavimentada até 1940 (MARTINEZ et al., 2022). Por sua vez, o desenvolvimento ferroviário ocorreu antes, no Período Imperial, com a inauguração da primeira ferrovia em 1854, com 14,5 km de extensão, ao fundo da baía da Guanabara, no Rio de Janeiro. Entre 1873 e 1930 a malha ferroviária se desenvolve de forma acelerada no país (ANTF, 2022), período correspondente à Fase 3.

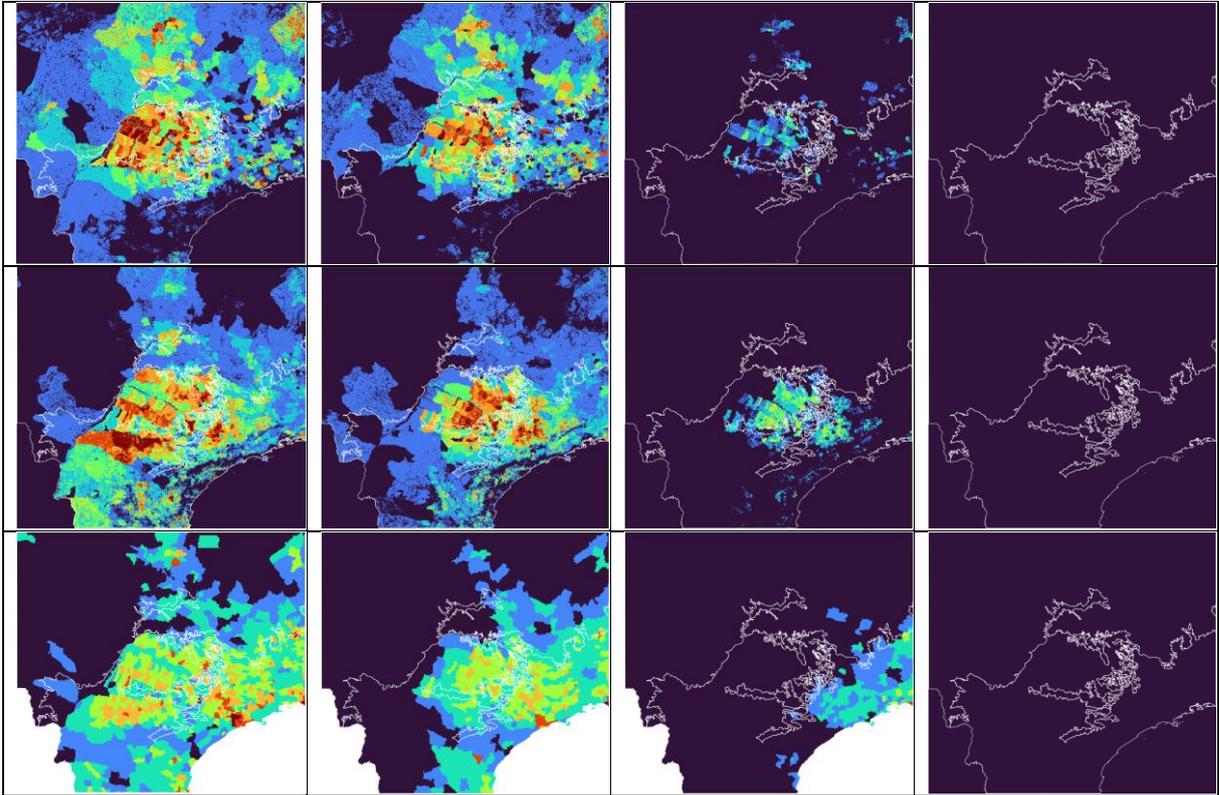
Dessa forma, as Figuras 3.7 e 3.8 apresentam as variáveis semiestáticas utilizadas em cada simulação do modelo de cenários passados (S1, S2, S3 e S4). Os percentuais de pastagem e cultivo têm valores altos no centro da área de estudo em 1960, principalmente em São Paulo, apresentando queda gradual nas fases seguintes. Também é possível observar na Figura 3.7 a densidade populacional utilizada em cada simulação, indicando a fragmentação dos grandes municípios que existiam no passado, formando municípios menores e mais populosos ao longo do tempo, a partir da região costeira de São Paulo, em direção aos outros estados. Da mesma forma, na Figura 3.8 é possível verificar o avanço da fundação de sedes municipais, na mesma direção ao interior do país.

Os mapas de distância das rodovias e ferrovias, utilizados em cada simulação, também são apresentados na Figura 3.8. É possível observar que na Fase 4, entre T0 e 1870, não foi considerada a presença de nenhuma rodovia federal no modelo, afinal, a malha rodoviária se desenvolveu principalmente a partir da década de 60. Por sua vez, as ferrovias apresentam mais feições durante as Fases 3 e 4, sendo uma variável muito importante no desenvolvimento econômico do país e, conseqüentemente, na mudança da paisagem.

Duas outras variáveis estáticas foram utilizadas somente no modelo de cenários passados: 1) o mapa LULC-T0, inserido como tipo de vegetação, que indicou para o modelo qual deveria ser a regeneração da classe antrópica, para Savana ou Floresta Natural; 2) a distância do oceano, separadamente das outras feições de massa d'água, de forma a indicar que as regiões mais distantes do oceano deveriam regenerar primeiro no modelo. A variável dinâmica distância da classe de Infraestrutura Urbana também foi utilizada nas transições de

regeneração da Agricultura e Pastagem, para indicar ao modelo que próximo a essas regiões não deve ocorrer a transição para Savana ou Floresta Natural.

Figura 3.7 - Variáveis semiestáticas categóricas utilizadas nas fases do modelo de cenários passados.



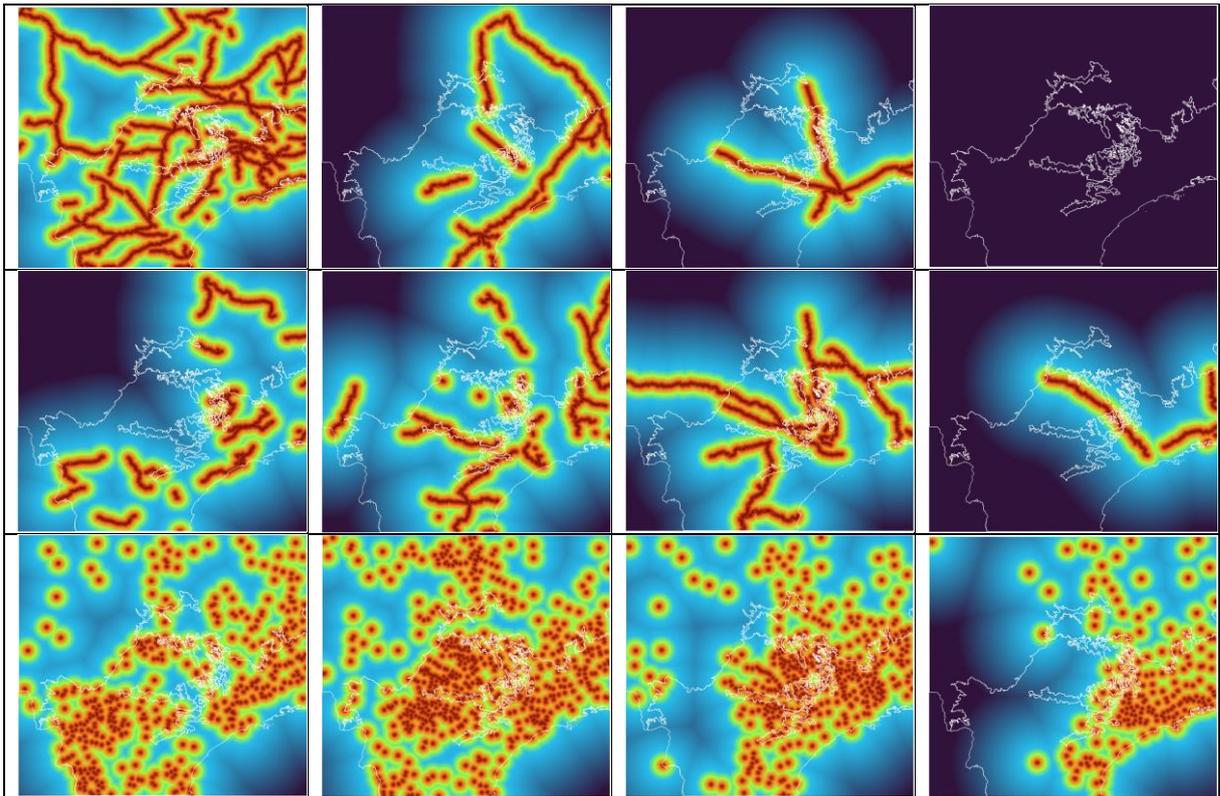
As colunas representam as 4 simulações de reconstrução (S1, S2, S3 e S4), da esquerda para a direita: 1960, 1940, 1870 e T0. As linhas da imagem representam as variáveis: percentual de pastagem, percentual de cultivo e densidade populacional. As cores quentes demonstram valores maiores de percentual ou de densidade populacional. A variável utilizada em cada fase representa o tempo do último mapa a ser criado.

Fonte: Produção da autora.

A simulação S0 (2015-1985) foi utilizada como referência para construção da matriz de transição e dos pesos de evidência, considerando as variáveis estáticas, semiestáticas e dinâmicas do modelo de reconstrução. O desempenho do modelo na S0 foi obtido também com a similaridade entre o mapa real LULC-1985 e o simulado LULC-1985-S, utilizando a lógica *fuzzy*, disponível na Dinamica EGO. No entanto, como comentado anteriormente, a Fase 1 não apresenta grandes mudanças na paisagem, de forma que a utilização de sua matriz de transição nas demais fases do modelo não teria o resultado esperado, pois boa parte das transições são do tipo antrópico-antrópico. Assim, o desafio foi inferir o quanto de vegetação natural o modelo

deveria regenerar em cada fase. Uma forma de contornar esse problema, e estimar uma nova matriz de transição para o modelo, foi ajustar a curva de antropização à curva de crescimento da população, considerando que as mudanças de uso e cobertura da terra estão diretamente relacionadas ao seu desenvolvimento (PONGRATZ et al., 2008; DIAS et al., 2016).

Figura 3.8 - Variáveis semiestáticas de distância utilizadas nas fases do modelo de cenários passados.



As colunas representam as 4 simulações de reconstrução (S1, S2, S3 e S4), da esquerda para a direita. As linhas da imagem representam as variáveis: rodovias, ferrovias e sedes municipais. As cores quentes demonstram valores menores de distância. A variável utilizada em cada fase representa as feições novas no intervalo entre o mapa inicial e final.

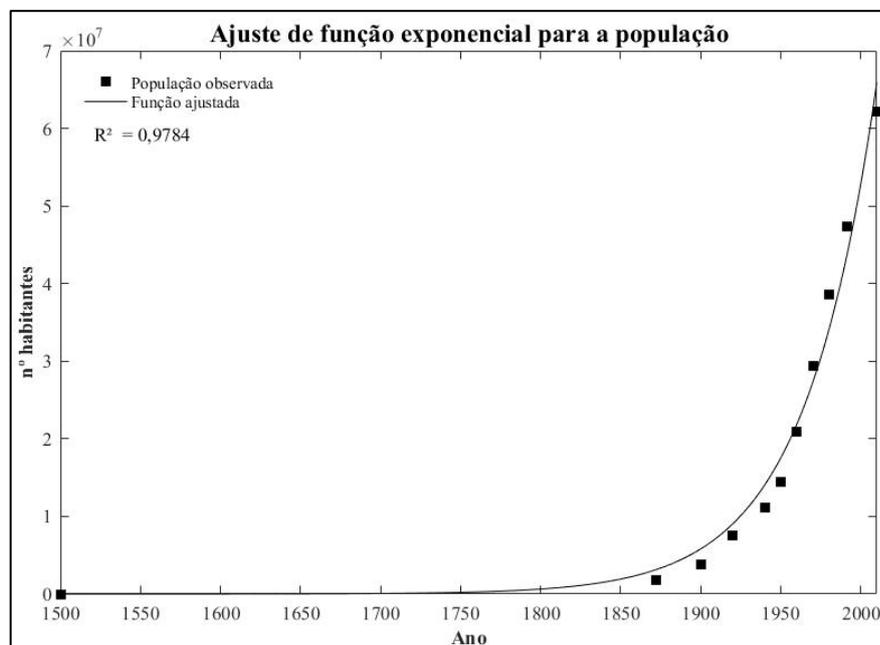
Fonte: Produção da autora.

Assim, a curva de crescimento populacional da Figura 1.1 foi ajustada a uma função exponencial do tipo $y = Aexp^{Bx}$, utilizando as ferramentas do software MATLAB. A Figura 3.9 apresenta o ajuste da função exponencial para a população da BHPR, desde o censo de 1872, considerando de forma simplista que a população em 1500 era zero. O ajuste da função exponencial teve coeficiente de determinação (R^2) de 0,98, resultando na Equação 3.4.

Dessa forma, considerando o total de área antropizada em 1985, para cada sub-região do modelo, foi possível obter o coeficiente A da função exponencial e ajustar uma curva de

crescimento da área antropizada desde 1500, mantendo o coeficiente $B = 0,02207$. Com essa curva exponencial de antropização ajustada, a matriz de transição original da Fase 1 foi sendo alterada manualmente para criar matrizes para as Fases 2, 3 e 4, de forma a garantir que o total antropizado simulado se aproximasse do valor ajustado. As transições do tipo Agricultura-Pastagem e Pastagem-Agricultura, que foram altas entre 1985 e 2015, foram drasticamente diminuídas na Fase 2 e foram consideradas nulas na Fase 3 e 4, para facilitar o ajuste. As transições de Urbano-Agricultura e Urbano-Pastagem também foram diminuídas, mas mantidas em todas as fases, por ser um processo importante na urbanização. Por sua vez, as transições que formam Savana e Floresta Natural receberam valores muito superiores nas Fases 2, 3 e 4, em relação à Fase 1. Para a classe de Floresta Plantada as transições foram ajustadas de forma a tentar regenerar toda as células até o final da Fase 2, pois, de acordo com Antonangelo e Bacha (1996), foi só a partir de 1966 que houve grande expansão da silvicultura no país, antes disso, os reflorestamentos com eucalipto eram de uso científico ou ornamental. Assim, a Tabela 3.4 apresenta a matriz de transição original da Fase 1, que compreende a mudança a cada 5 anos, entre o mapa LULC-2015-C e LULC-1985, bem como as novas matrizes de transição, construídas para as demais fases.

Figura 3.9 - Ajuste da população da BHPR com uma função exponencial.



Fonte: Produção da autora.

$$y = 3,583 * 10^{-12} \exp^{0,02207x} \quad (3.4)$$

onde y é a população simulada e x é o ano.

Tabela 3.4 - Matriz de transição do modelo de cenários passados, apresentando o percentual de células que mudaram o tipo de LULC em cada fase de reconstrução, por sub-região da área de estudo.

Tipo de Transição	Fase 1 - 5 anos		Fase 2 - 5 anos		Fase 3 - 10 anos		Fase 4 - 50 anos	
	1 (%)	2 (%)	1 (%)	2 (%)	1 (%)	2 (%)	1 (%)	2 (%)
Agricultura-Pastagem	9,98	15,38	1,00	1,54	-	-	-	-
Agricultura-Savana	0,11	1,81	1,12	14,51	2,23	29,02	8,93	72,54
Agricultura- F. Natural	1,09	0,27	10,87	2,15	21,75	4,31	86,98	10,77
Pastagem-Agricultura	3,09	0,46	0,31	0,09	-	-	-	-
Pastagem-Savana	0,04	3,15	2,05	22,02	4,10	44,04	20,52	66,05
Pastagem-F. Natural	0,78	2,09	7,03	6,26	14,07	12,52	70,34	18,79
Urbano-Agricultura	6,96	4,05	3,48	2,02	6,96	4,05	27,85	10,12
Urbano-Pastagem	2,97	9,33	1,49	4,67	2,97	9,33	11,90	23,33
Urbano-Savana	0,01	1,91	1,46	9,56	2,93	19,12	11,71	47,79
Urbano- F. Natural	0,61	0,12	4,28	0,61	8,57	1,23	34,26	3,07
F. Plantada-Agricultura	3,51	0,52	0,88	0,13	-	-	-	-
F. Plantada-Pastagem	7,31	11,87	1,83	2,97	-	-	-	-
F. Plantada-Savana	0,10	3,56	8,33	49,83	30,00	70,00	30,00	70,00
F. Plantada- F. Natural	7,43	3,81	59,44	26,67	70,00	30,00	70,00	30,00

A transição percentual na Fase 1 é equivalente à mudança entre LULC-2015-C e LULC-1985 a cada 5 anos. Na Fase 2 é entre LULC-1985 e LULC-1940 a cada 5 anos. Na Fase 3 é entre LULC-1940 e LULC-1870 a cada 10 anos. Na Fase 4 entre LULC-1870 e LULC-T0-S a cada 50 anos. A sub-região 1 é o bioma Mata Atlântica e a sub-região 2 é o bioma Cerrado, Pantanal e Caatinga.

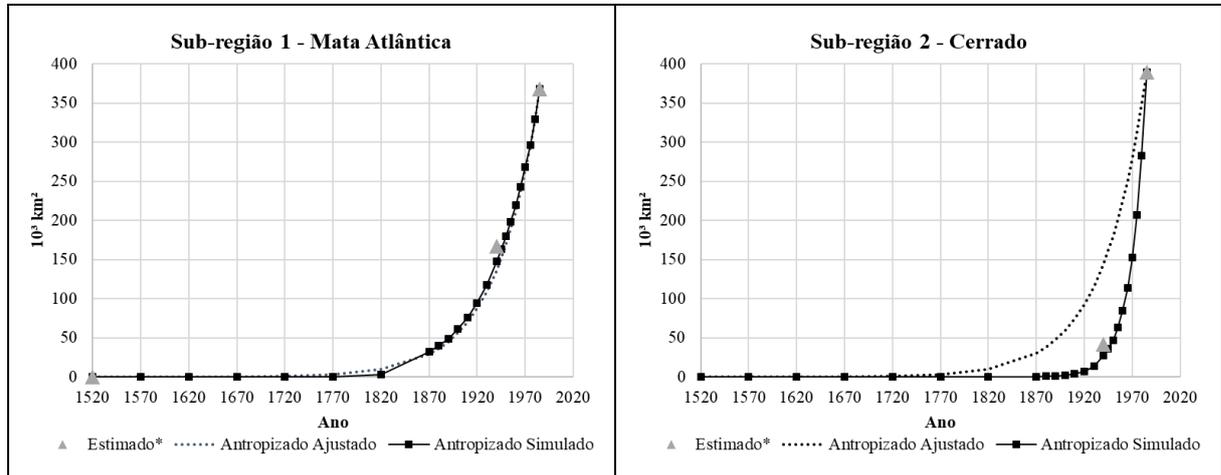
Fonte: Produção da autora.

Pode ser observado na Tabela 4 que as transições na sub-região 2 (Cerrado) são maiores do que na sub-região 1 (Mata Atlântica), com o intuito de fazer com que sua área antropizada seja regenerada primeiro no modelo (ver Figura 3.10). Um detalhe importante nas transições de regeneração da Infraestrutura Urbana, na sub-região 1, foi dar um peso maior para a formação de Savana, em relação à formação de Floresta Natural, do que ocorreu na Fase 1. Isso foi necessário porque grandes centros urbanos foram estabelecidos historicamente em regiões de remanescentes de Savana, mesmo estando dentro do bioma Mata Atlântica, exemplo são as cidades de São Paulo e Indaiatuba. No entanto, essa conversão Urbano-Savana praticamente não ocorreu na Fase 1. Assim, para que o modelo pudesse regenerar toda a área urbana presente nessas regiões, era necessário aumentar essa transição.

A aplicação das matrizes de transição da Tabela 3.4 resulta na área antropizada simulada da Figura 3.10, que também apresenta o total antropizado observado no mapa auxiliar LULC-1940-C (ver seção 3.1.3). As curvas de total antropizado simulado foram geradas via

planilha no Excel aplicando a matriz de transição nas classes de LULC, a cada passo de tempo, entre 1985 e 1520.

Figura 3.10 - Ajuste do total antropizado com a curva de crescimento populacional e total esperado após a aplicação das matrizes de transição.



* O total estimado é referente ao mapa auxiliar LULC-1940-C e mapa LULC-1985. O total antropizado ajustado é equivalente à curva exponencial ajustada com o crescimento populacional da BHPR. O total simulado é o esperado após a aplicação das matrizes de transição da Tabela 3.4 no modelo.

Fonte: Produção da autora.

Os pesos de evidência obtidos na S0, entre 2015 e 1985, também foram parcialmente modificados para serem utilizados nas demais simulações, em duas situações distintas: 1) pesos relacionados às variáveis semiestáticas, de forma que as transições do tipo antrópico-natural sejam mais favorecidas quanto menor for a densidade populacional e menor o percentual de cultivo e pastagem; 2) pesos muito negativos (menores de -5) foram excluídos ou substituídos por -5, em caso de variável categorizada, para que o modelo não evitasse algum tipo de transição importante. Essa segunda alteração foi feita para todas as variáveis, com exceção dos pesos associados à variável dinâmica e à variável tipo de vegetação (LULC-T0). A etapa de alteração dos pesos de evidência foi importante para direcionar o modelo nas demais fases de reconstrução, assim, considerou-se que os pesos alterados só eram negativos na Fase 1 por não ter ocorrido a transição nesse período de simulação, devido às variáveis semiestáticas mudarem ao longo do tempo. Ou seja, de forma geral, não é suficiente ter uma matriz de transição ajustada, sem evidências positivas para ocorrer o tipo de transição necessária, pois o modelo não vai alocar as células novas sem que exista probabilidade de ocorrência da transição.

As funções de transição, *Patcher* e *Expander*, foram ajustadas de acordo com o padrão esperado para as transições. Foi atribuído um percentual de apenas 30 % para a *Expander* nas transições Urbano-Agricultura e Urbano-Pastagem, permitindo assim que o modelo forme novos fragmentos das classes agrícolas, em regiões onde elas ainda não existiam. Isso foi importante em grandes centros urbanos como de São Paulo, em que a área urbana é toda contornada por floresta em 2015, permitindo que ali não ocorra somente a transição Urbano-Floresta Natural. As demais transições do modelo foram ajustadas com 50 % de cada função de transição, ou seja, mesmo peso para criar fragmentos ou expandir regiões pré-existentes.

A forma de validação possível de se aplicar aos mapas de LULC, dos cenários passados, foi a comparação do valor total antropizado em cada mapa, com o valor ajustado a partir da curva de crescimento populacional.

3.1.5 Criação da classe Muito Urbano

Além das 7 classes de LULC apresentadas anteriormente, utilizadas no modelo dinâmico espacial, foi criada separadamente a classe Muito Urbano. Esta etapa foi realizada separadamente, pois os produtos do MapBiomas, utilizados como mapas de referência na construção dos modelos, não identificam o tipo urbano predominante. Contudo, como será apresentado nas próximas seções, quanto melhor a descrição da geometria urbana, bem como das fontes antropogênicas de calor, melhor é a parametrização de superfície no modelo BRAMS. Assim, conforme realizado por Freitas (2003) e Bender et al. (2019), a área urbana foi separada em dois tipos urbanos predominantes: 1) Urbano (classe 19 do BRAMS), que representa regiões residenciais e industriais, com edifícios baixos, sendo associado às áreas classificadas como Infraestrutura Urbana no MapBiomas; 2) Muito Urbano (classe 21 do BRAMS), que representa a área central de grandes municípios, com alta densidade urbana, tráfego intenso e grandes edifícios, sendo classificado separadamente para os municípios da área de estudo que possuem mais de 500 mil habitantes no censo do IBGE 2010 (Tabela 3.5). Os municípios de Diadema e São Caetano do Sul possuem população inferior a 500 mil habitantes, mas também receberam essa classe por estarem junto à mancha urbana de São Paulo.

A metodologia utilizada nesta etapa contou com imagens do sensor OLI/Landsat 8, para o ano de 2015 com 30 m de resolução espacial, listadas na Tabela 3.5, obtidas por meio do portal <https://earthexplorer.usgs.gov/> do USGS (do inglês - *United States Geological Survey*). Todas as cenas utilizadas (Tabela 3.5) foram renderizadas com composição RGB (do

inglês - *Red-Green-Blue*) falsa-cor e contraste ajustado, conforme apresentado na Figura 3.11. Essa composição facilita a análise de áreas urbanas, colocando a banda do vermelho no canal R, a banda do azul no canal B e a banda do infravermelho próximo no canal G.

Tabela 3.5 - Imagens dos satélites Landsat utilizadas para obter a classe Muito Urbano.

Imagem* TM/Landsat 5	Imagem** OLI/Landsat 8	Cidades	Órbita/ ponto
08/05/1985	31/08/2015	Belo Horizonte	218/074
07/11/1985	23/09/2015	Campinas, Sorocaba, São Paulo, Osasco, São José dos Campos, Diadema, São Bernardo do Campo, São Caetano do Sul, Guarulhos, Santo André	219/076
10/08/1985	29/08/2015	Ribeirão Preto	220/075
30/11/1985	29/08/2015	Joinville, Curitiba	220/078
18/09/1985	21/09/2015	Brasília	221/071
18/09/1985	21/09/2015	Uberlândia	221/073
24/08/1985	11/08/2015	Goiânia	222/072
09/09/1985	11/08/2015	Londrina	222/076
29/08/1985	17/09/2015	Campo Grande	225/074
16/05/1985	24/09/2015	Cuiabá	226/071

* Imagens com 12 bits de resolução radiométrica e disponibilizadas em reflectância de superfície.

** Imagens com 8 bits de resolução radiométrica e disponibilizadas em número digital.

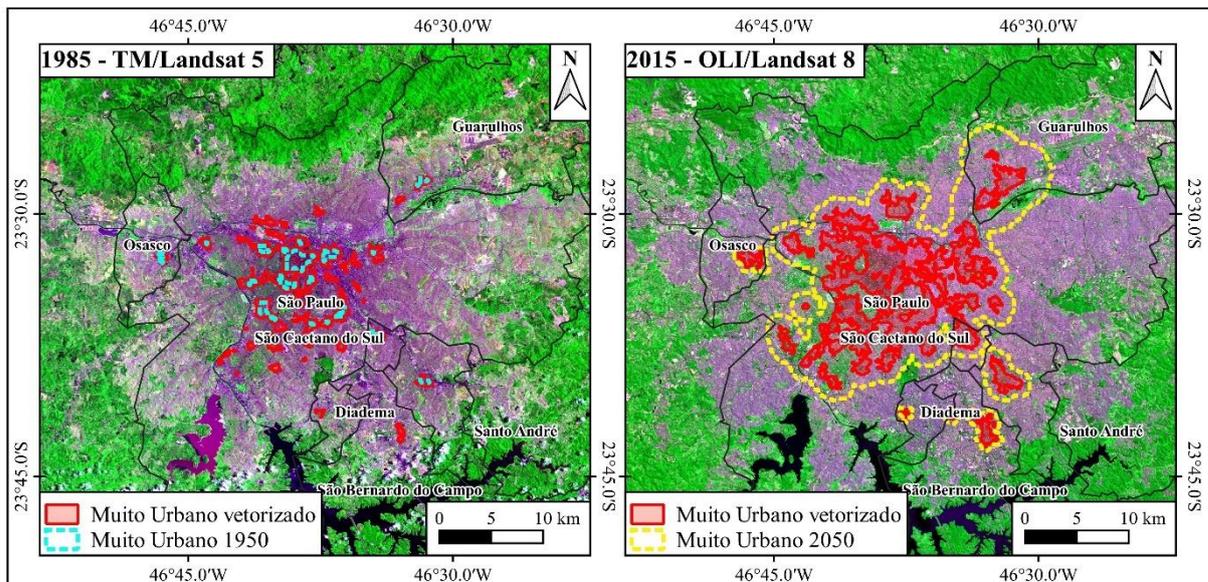
Fonte: Produção da autora.

A classificação do tipo Muito Urbano nas imagens renderizadas de 2015 passou primeiramente pela etapa de segmentação, utilizando a ferramenta Orfeo ToolBox (<https://www.orfeo-toolbox.org/>), com o algoritmo *Mean-shift*, dentro do software QGIS 3.16. A segmentação cria um vetor contendo conjuntos de pixels que apresentam valores próximos, representando um mesmo tipo de alvo na superfície. Em seguida, por meio de interpretação visual, foram selecionados manualmente os conjuntos de pixels correspondentes às áreas centrais urbanas, que contém altos edifícios, com base no padrão de textura, cor e contexto. As imagens de altíssima resolução *Bing Satellite* também auxiliaram nesta etapa de seleção dos conjuntos da classe Muito Urbano, sendo acessadas via geoserviço WMS (do inglês - *Web Mapping Service*) no QGIS. Após a vetorização (Figura 3.11), as áreas classificadas foram rasterizadas para 150 m e substituídas em todos os mapas de LULC produzidos de 1940 a 2050, somente em pixels correspondentes à classe de Infraestrutura Urbana. Ou seja, se a classe Muito Urbano invadir áreas de outras classes não-urbanas, ao longo do período (principalmente no caso de encolhimento das áreas urbanas antes de 2015), a substituição do pixel não ocorre. Essa primeira abordagem foi mais simples de ser aplicada e considera que as áreas centrais das

idades, com grandes edifícios, não sofrem tanta alteração ao longo do tempo, sendo uma forma de obter a classe Muito Urbano para todos os mapas produzidos, desde a Fase 2 de reconstrução de cenários passados.

Porém, uma outra abordagem também foi realizada, considerando a evolução da classe Muito Urbano ao longo do tempo, somente para os mapas LULC-1950-V2, LULC-1985-V2 e LULC-2050-V2. Essa abordagem utiliza também as imagens TM/Landsat 5 de 1985 (Tabela 3.5). Para isso, as imagens de 1985 foram comparadas com a área vetorizada em 2015, de forma a excluir regiões/bairros que no passado não apresentavam ainda uma estrutura urbana densa com altos edifícios e reduzir a área classificada como Muito Urbano em 2015.

Figura 3.11 - Imagens Landsat em composição falsa-cor, sobre a mancha urbana de São Paulo, exemplificando a obtenção da classe Muito Urbano em 1985, 2015 e 2050.



Fonte: Produção da autora.

Em seguida, com base na mudança ocorrida na classe Muito Urbano entre 1985 e 2015 foram atribuídos raios variáveis de crescimento (encolhimento) a partir de 2015 (1985), para cada município da Tabela 3.6, aplicados com a ferramenta ‘Amortecedor’ do QGIS 3.16, de forma a obter novas áreas para 2050 (1950). Essa ferramenta permite aplicar uma bordadura em uma geometria, de acordo com distâncias pré-definidas. Foram utilizadas distâncias entre 150 m e 3,5 km em cada cidade, de forma a estimar a mudança das áreas urbanas centrais (Figura 3.11). As áreas classificadas também foram rasterizadas para 150 m e substituídas nos mapas de cada ano. A Tabela 3.6 apresenta a área total da classe Muito Urbano em cada município, obtida com as imagens Landsat em 1985 e 2015, a área estimada para 2050 e 1950,

assim como a taxa de crescimento observada em cada período. Essa estratégia aplicada buscou associar o crescimento do tipo Muito Urbano no passado, com o crescimento previsto, seguindo a mesma linha da metodologia aplicada na modelagem dinâmica espacial.

Em todos os mapas a classe Muito Urbano só foi substituída em pixels correspondentes à classe de Infraestrutura Urbana. A área da classe Muito Urbano obtida com esta metodologia e utilizada para substituição nos mapas LULC-1950-V2, LULC-1985-V2, LULC-2015 e LULC-2050-V2, está na Figura 3.11.

Tabela 3.6 - Municípios que receberam a classe Muito Urbano e taxa de crescimento.

Município	Área (km ²) - Muito Urbano*				Crescimento (%)		
	1950	1985	2015	2050	1950-1985	1985-2015	2015-2050
Belo Horizonte	0,54	3,33	15,39	86,00	516,67	362,16	458,77
Brasília	0	0,72	4,82	38,18	-	568,75	692,99
Campinas	0,11	0,56	6,12	89,62	400,00	988,00	1.364,34
Campo Grande	0	0,38	5,15	84,08	-	1.247,06	1.531,88
Cuiabá	0,23	0,99	4,30	19,87	340,00	334,09	362,30
Curitiba	1,08	2,84	13,82	62,53	162,50	387,30	352,61
Diadema	0	0,18	0,54	1,85	-	200,00	241,67
Goiânia	0	0,95	5,40	31,97	-	471,43	492,08
Guarulhos	0,23	1,26	7,45	47,97	460,00	491,07	544,11
Joinville	0,27	0,77	1,42	2,88	183,33	85,29	103,17
Londrina	0	1,26	5,69	26,12	-	351,79	358,89
Osasco	0,29	0,74	2,14	6,30	153,85	187,88	194,74
Ribeirão Preto	0,05	0,27	0,90	2,95	500,00	233,33	227,50
Santo André	0,23	1,01	3,89	14,38	350,00	284,44	269,36
São Bernardo do Campo	0	0,70	2,57	8,73	-	267,74	240,35
São Caetano do Sul	0,38	0,97	4,10	8,66	152,94	323,26	111,54
São José dos Campos	0,18	0,81	4,64	30,80	350,00	472,22	564,56
São Paulo	6,62	35,60	105,48	324,23	438,10	196,33	207,38
Sorocaba	0,07	0,41	4,82	69,17	500,00	1.088,89	1.336,45
Uberlândia	0	0,45	1,13	2,86	-	150,00	154,00

* Valor obtido após vetorização e rasterização para 150 m. O valor final utilizado nos mapas foi alterado em função da substituição da classe Muito Urbano somente em pixels de Infraestrutura Urbana.

Fonte: Produção da autora.

3.1.6 Inserção dos arquivos de LULC no modelo BRAMS

Neste trabalho foram produzidos e disponibilizados para a comunidade acadêmica um total de 40 mapas, referentes aos cenários passados e futuros de LULC no entorno da BHPR,

dos quais: 3 são os mapas de LULC com a evolução da classe Muito Urbano (1950, 1985 e 2050); 7 são mapas originais do MapBiomias coleção 4.1 (1985-2015), reclassificados para as mesmas classes utilizadas no modelo dinâmico, mais a classe Muito Urbano fixa de 2015; 16 são os mapas de cenários produzidos para o futuro (2020-2050) e passado (1980-1940), também com a classe Muito Urbano fixa de 2015; e 14 são mapas do cenário passado (1930-T0) sem a classe Muito Urbano. Os 40 mapas estão em formato GeoTIFF, com projeção geográfica e datum WGS84, mesma resolução de 0,0015 graus (aproximadamente 150 m), que resulta em uma extensão latitudinal de 26°55'27,3" S a 15°20'44,7" S e longitudinal de 56°13'25,3" W a 43°32'39,1" W.

Contudo, para utilizar esses mapas no modelo atmosférico foi necessário ter um arquivo de LULC maior, que pudesse fornecer eventualmente informações para uma grade de baixa resolução do BRAMS, ao redor da área de estudo, o que precisaria englobar uma parte do Paraguai, Bolívia e Argentina, assim como outras regiões do Brasil. Dessa forma, outros mapas foram utilizados para fazer essa sobreposição, apenas para gerar um arquivo de extensão maior. Na área do território brasileiro, que está fora da área de estudo, foi utilizado o MapBiomias de 2015, reclassificado para as classes internas do BRAMS, de acordo com a Tabela 3.7, entre o período de 2020 a 2050. Já entre 1985 e 2015 foram utilizados os mapas originais de cada ano do MapBiomias. Entre T0 e 1980 foi utilizado o MapBiomias de 1985.

Tabela 3.7 - Reclassificação dos mapas de LULC produzidos para as classes internas do BRAMS.

LULC final no modelo		LULC no modelo BRAMS	
Nº	Descrição	Nº	Descrição
0	Sem dados	0	<i>Ocean</i>
1	Agricultura	15	<i>Crop/mixed farming and C3 grassland</i>
2	Pastagem	8	<i>Short grass</i>
3	Água	0	<i>Ocean</i>
4	Urbano	19	<i>Urban areas</i>
5	Savana	18	<i>Wooded grassland</i>
6	Floresta Plantada	4	<i>Evergreen Needleleaf Trees</i>
7	Floresta Natural	7	<i>Evergreen Broadleaf Trees</i>
1	Agricultura*	10	<i>Semi-desert</i>

*Áreas originais do MapBiomias de referência, classificadas como Afloramento rochoso, Mineração e Áreas não vegetadas, consideradas como minoritárias no modelo dinâmico e reclassificadas como Agricultura, foram consideradas como *Semi-desert* no arquivo final de LULC para o BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

Já para a região fora do Brasil foram utilizados os arquivos de LULC do MODIS de 2015, produto MCD12Q1 v6 (<https://lpdaac.usgs.gov/products/mcd12q1v006/>), com 500 m, tipo 1-IGBP, reclassificados para o BRAMS de acordo com a Tabela 3.8. Ambos os arquivos foram reamostrados para 150 m, para coincidir com os mapas de LULC produzidos. A extensão final dos arquivos, após essa sobreposição, foi de 30° S a 10° S e 58° W a 38° W.

Tabela 3.8 - Reclassificação do MODIS 2015 IGBP para as classes internas do BRAMS.

LULC original do MODIS-IGBP		LULC no modelo BRAMS	
Nº	Descrição	Nº	Descrição
1	<i>Evergreen Needleleaf Forest</i>	4	<i>Evergreen Needleleaf Trees</i>
2	<i>Evergreen Broadleaf Forest</i>	7	<i>Evergreen Broadleaf Trees</i>
3	<i>Deciduous Needleleaf Forest</i>	5	<i>Deciduous Needleleaf Trees</i>
4	<i>Deciduous Broadleaf Forest</i>	6	<i>Deciduous Broadleaf Trees</i>
5	<i>Mixed Forest</i>	14	<i>Mixed Woodland</i>
6	<i>Closed Shrublands</i>	13	<i>Deciduous Shrublands</i>
7	<i>Open Shrublands</i>		
8	<i>Woody savannas</i>	18	<i>Wooded grassland</i>
9	<i>Savannas</i>		
10	<i>Grassland</i>	8	<i>Short grass</i>
11	<i>Permanent Wetland</i>	17	<i>Bog or marsh</i>
12	<i>Cropland</i>	15	<i>Crop/mixed farming and C3 grassland</i>
13	<i>Urban and built-up</i>	19	<i>Urban areas</i>
14	<i>Cropland/Natural vegetation</i>	15	<i>Crop/mixed farming and C3 grassland</i>
15	<i>Snow and ice</i>	2	<i>Ice cap/glacier</i>
16	<i>Barren or sparsely vegetation</i>	10	<i>Semi-desert</i>
17	<i>Water</i>	0	<i>Ocean</i>

Fonte: Produção da autora.

Somente no mapa LULC-T0, que foi utilizado na modelagem atmosférica, o arquivo de extensão maior substituiu as áreas antrópicas por Floresta Natural ou Savana, de acordo com o bioma brasileiro. As regiões fora do Brasil foram substituídas por Floresta Natural.

Os novos arquivos foram exportados em ASCII pelo ArcMap e transformados em arquivos binários, com uma rotina em Fortran. O arquivo binário, juntamente com um arquivo descritor de extensão .ctl, pôde ser visualizado no software GrADS¹ para verificação. Em seguida, os arquivos binários foram processados com a rotina mkveg.f, que subdivide o arquivo a cada 10 graus e o converte para o formato compreendido pelo BRAMS. A rotina mkveg.f

¹ Disponível em: <http://cola.gmu.edu/grads/>

também fez uma reclassificação dos valores para o tipo Olson 1992², que é a classificação pré-definida para uso no modelo, sendo adequada com a rotina interna leaf3_init.f90 do BRAMS. É importante destacar que ao alterar a sub-rotina leaf3_init.f90 é necessário recompilar o modelo para sua correta utilização.

3.2 ANÁLISE DE EVENTOS EXTREMOS

Esta etapa do trabalho buscou estudar a tendência de eventos extremos de precipitação na BHPR, por meio de um extenso banco de dados, proveniente de estações pluviométricas, de forma a associar os resultados com oscilações climáticas, conforme realizado por Machado et al. (2021) na Macrometrópole Paulista.

3.2.1 Banco de dados

A análise de eventos extremos de precipitação foi realizada utilizando um conjunto de estações pluviométricas fornecido pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), que cobre todo o entorno da BHPR, de 57°21'36" W a 42°47'24" W de longitude e 27°32'24" S a 14°40'12" S de latitude, dentro do território brasileiro. Os dados passaram por um controle de qualidade e análise de consistência, conforme a metodologia feita por Machado et al. (2021). Primeiramente foram selecionadas as estações com no mínimo 30 anos favoráveis de medição (no mínimo 300 dias válidos). De 3.024 estações pluviométricas na região, apenas 1.578 atenderam a este critério. A maior densidade de estações disponíveis localiza-se nos Estados de São Paulo e Paraná, sendo que nos demais Estados existem poucos pontos de medição, principalmente no Mato Grosso do Sul e Goiás, como também observado por Abou Rafee et al. (2020). Lima, Satyamurty e Fernández (2010) utilizaram metodologia semelhante para filtrar estações pluviométricas de qualidade.

Os dados de precipitação diária foram reamostrados em pêntadas (acumulado em cinco dias), considerando também a qualidade das medições diárias. Assim, se algum dos cinco dias não possui medição, o valor da pêntada é nulo. As medições foram padronizadas de 1940 a 2016, totalizando 73 pêntadas em cada ano, então o dia 29 de fevereiro dos anos bissextos foi incluído na 12ª pêntada (MACHADO et al., 2021).

² Olson, J, World Ecosystems (WE1.4): Digital raster data on a 10 minute geographic 1080 x 2160 grid, in Global Ecosystems Database, version 1.0, Disc A, edited by NOAA Natl. Geophys. Data Center, Boulder, Colorado, 1992.

Em seguida foi realizada uma análise de consistência dos dados, com base no método de Tukey (TUKEY, 1949), conforme realizado por Machado et al. (2021), para filtrar pântadas com valor superior a três vezes o desvio padrão da média suavizada, de 1940 a 2016. O outlier identificado com este método só foi mantido na série pluviométrica se alguma das dez estações mais próximas também apresentou um outlier na mesma pântada. Caso contrário, o valor do outlier foi substituído por interpolação do valor de precipitação das dez estações mais próximas, com o método Inverso da Distância Ponderada. Essa análise de consistência buscou eliminar falsos valores extremos de precipitação das séries, em decorrência de eventos exclusivamente locais (TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2011) ou erros de medição.

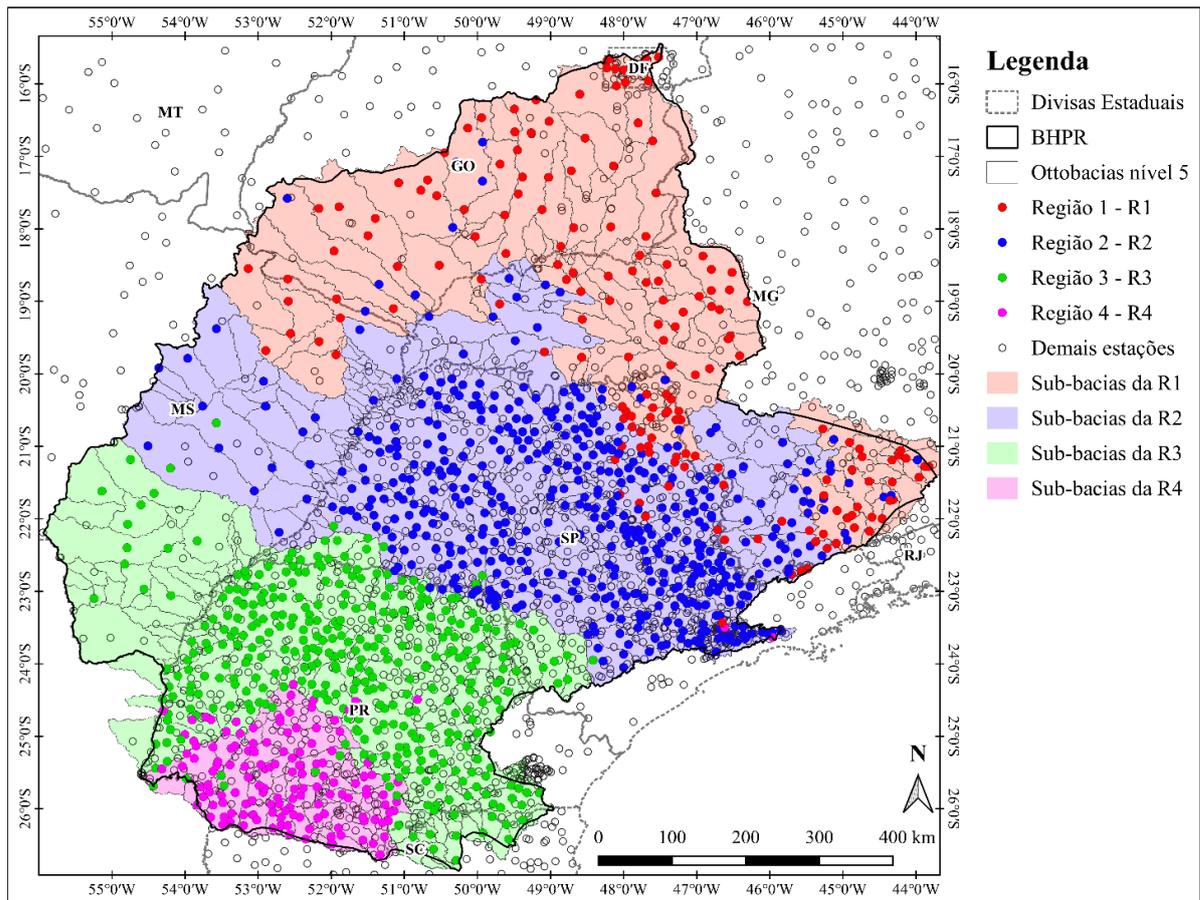
3.2.2 Índices extremos e análise de tendência

Vários métodos são comumente utilizados para analisar a evolução de eventos extremos, como a análise de dias secos consecutivos, precipitação máxima diária, intensidade de chuva, número de dias com precipitação acima de um limiar fixo, número de dias com precipitação acima dos percentis 95° e 99°, total anual e anomalias sazonais, entre outros. Lima, Satyamurty e Fernández (2010) definiram um dia chuvoso extremo no SEB quando a precipitação excede o percentil 99° em pelo menos 10 ou mais estações pluviométricas. Teixeira e Satyamurty (2011), por meio de análise de agrupamento e médias regionais, definiram valores acima do percentil 99° mensal como extremos. Liebmann, Jones e Carvalho (2001) definiram um evento extremo quanto o valor diário supera a média sazonal em mais de 8 %. Silva Dias et al. (2013) e Pedron et al. (2016) consideraram como eventos extremos dias com precipitação acima do percentil 95°, durante a estação chuvosa e seca.

A análise de tendência de eventos extremos foi realizada a partir de séries regionais de precipitação. Para tanto, foi aplicada uma análise de agrupamento com as estações pluviométricas utilizando o método hierárquico de Ward (WARD, 1963), com base no ciclo anual de precipitação (calculado com as médias mensais de 1940 a 2016), e utilizando a distância euclidiana como medida de dissimilaridade (LYRA; OLIVEIRA-JÚNIOR; ZERI, 2014; MACHADO et al., 2021). Este método dividiu o conjunto de 1.578 estações em 4 grupos, que representam regiões pluviométricas homogêneas, utilizadas para calcular séries médias regionais de precipitação de 1950 a 2016 - a década de 40 não contou com muitas medições, principalmente na região sul da área de estudo. O cálculo foi realizado através da média simples do valor de precipitação acumulada em cada pântada, considerando apenas as estações dentro

do limite da BHPR (1160 estações). A Figura 3.12 apresenta as estações pertencentes a cada região pluviométrica da BHPR, similar ao agrupamento realizado por Santos et al. (2021), que dividiu a BHPR em duas regiões pluviométricas homogêneas, evidenciando a transição tropical-extratropical. A Região 1 conta com 172 estações e predomina no norte e leste da bacia, nos Estados de Goiás, Minas Gerais e Distrito Federal. Já a Região 2 conta com o maior número de estações pluviométricas (494), ocupando o centro da BHPR, principalmente nos Estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e Minas Gerais. A Região 3, por sua vez, possui 357 estações, localizadas no Estado do Paraná e sul do Mato Grosso do Sul. Por fim, a Região 4, com 137 estações, predomina no sudoeste do Estado do Paraná. A Figura 3.12 apresenta também as sub-bacias da Base Hidrográfica Ottocodificada Nível 5 (ANA, 2017), associadas a cada uma das 4 regiões homogêneas de acordo com a ocorrência prioritária das estações pluviométricas.

Figura 3.12 - Regiões pluviométricas homogêneas da BHPR obtidas com a análise de agrupamento.



Fonte: Produção da autora.

Índices de extremos anuais de precipitação foram calculados de 1950 a 2016 para as quatro séries regionais, com base no trabalho de Silva Dias et al. (2013), Pedron et al. (2016) e

Machado et al. (2021), sendo descritos na seção 4.3. Além disso, para identificar mudanças a longo prazo nos extremos de precipitação, foi analisada a evolução do percentil 95° (P95°) da precipitação acumulada em pântadas, calculado para um período sucessivo - uma janela móvel de 20 anos - iniciando em 1950 e finalizando em 2016, similar ao realizado por Silva Dias et al. (2013) e Machado et al. (2021). O P95° foi obtido com o ajuste da distribuição GEV (do inglês *Generalized Extreme Value*), muito utilizada para analisar extremos de precipitação (PEDRON et al., 2016; MACHADO et al., 2021), considerando somente as pântadas com valor superior a 5 mm e separando a série regional em blocos de 20 anos sucessivos, divididos em primavera-verão e outono-inverno.

O teste bilateral não paramétrico de Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975) foi utilizado para identificar a ocorrência de tendência nas séries dos índices de extremos e nas séries de evolução do P95°, com nível de significância de 5% (ZILLI et al., 2016; ABOU RAFEE et al., 2020). A hipótese nula do teste MK é a não existência de tendência ($H=0$), sendo esta rejeitada ($H=1$) a tendência existente pode ser positiva ou negativa. Em seguida, foi calculado o ajuste linear, para identificar a tendência (T) (positiva ou negativa), de acordo com o coeficiente angular.

3.2.3 Índices climáticos

Como mencionado anteriormente, a precipitação na BHPR é influenciada por oscilações climáticas de baixa e alta frequência de diferentes partes do mundo. Neste trabalho, alguns índices representaram a variabilidade climática, conforme realizado por Machado et al. (2021), e foram correlacionados com os índices extremos de precipitação, entre 1950 e 2016, sendo eles: 1) ODP, identificado através de anomalias mensais da TSM do Oceano Pacífico ao norte de 20°N (MANTUA et al., 1997); 2) Niño 3.4, definido como a TSM média no Pacífico equatorial entre 5° S e 5° N e 170° W e 120° W (RAYNER et al., 2003); 3) Oscilação Antártica (OAA), identificada com a diferença da pressão média ao nível do mar entre 40° S e 65° S, até 2011 (GONG; WANG, 1999) e por meio de anomalias de altura geopotencial média mensal em 700 hPa, ao sul de 20° S, entre 2012 e 2016 (MO, 2000); 4) TSM do Atlântico Sul tropical (TSA), que mede a anomalia mensal da TSM entre 0° e 20° S e 30° W e 10° E, com referência a 1971-2000 (ENFIELD et al., 1999); e 5) Oscilação Multidecadal do Atlântico Norte (OMA), definido como a média da TSM do Atlântico Norte de 0° a 70° N (ENFIELD et al., 2001). As fases do ENOS são positivas (negativas) quando a anomalia de TSM é superior (inferior) a

0,5 °C em pelo menos 3 meses consecutivos. Os índices climáticos foram reamostrados anualmente por meio de médias simples, a fim de correlacionar com os índices extremos anuais.

Os índices ODP, Niño 3.4, OAA e OMA (1950–2011) foram obtidos da NOAA ESRL *Physical Sciences Laboratory* (https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries). O índice OAA de 2012 a 2016 foi obtido da NOAA *Climate Prediction Center* (https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/ao.shtml#publication). O índice TSA também foi obtido da NOAA (<https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>).

3.3 MODELAGEM ATMOSFÉRICA

O modelo BRAMS foi utilizado nesta etapa do trabalho para estimar os impactos da mudança do uso e cobertura da terra, em regiões importantes da BHPR, durante um evento chuvoso, com condições atmosféricas associadas com tempo severo. Os impactos das mudanças na superfície sobre as condições atmosféricas foram avaliados por meio de diversos parâmetros meteorológicos, da quantidade de precipitação e valores de temperatura e umidade relativa do ar. O referencial teórico, a descrição dos dados e experimentos realização estão descritos nas próximas seções.

3.3.1 Modelagem atmosférica com o BRAMS

O BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*, FREITAS et al., 2017) é a versão brasileira do RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), desenvolvido inicialmente na Universidade do Colorado e pela MRC/*ASTER (FREITAS, 2003). Trata-se de uma modelo numérico de área limitada, capaz de simular circulações atmosféricas de escala local até grande escala, com a flexibilidade de grades aninhadas de diferentes resoluções, que interagem entre si simultaneamente (JUÁREZ, 2004). A versão brasileira foi desenvolvida com o objetivo de simular os fenômenos típicos das regiões tropicais, em parceria entre a ATMET (*Atmospheric, Meteorological and Environmental Technologies* – EUA), CPTEC-INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), UFCG (Universidade Federal de Campina Grande) e do IAG-USP (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo) (GOUVÊA, 2007; FREITAS et al., 2017).

Segundo Freitas (2003) o BRAMS utiliza um esquema numérico de diferenças finitas de segunda ordem no espaço e no tempo, para resolver as equações. O modelo utiliza um esquema de grades do tipo C de Arakawa, em que as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas nos mesmos pontos de grade, e as componentes do vento são intercaladas, já na vertical é utilizado o sistema de coordenadas sigma-z, que acompanha o relevo (FREITAS, 2003). Detalhes sobre as equações, esquema numérico e configurações do BRAMS podem ser obtidos em Freitas (1999), Freitas (2003) e Freitas et al. (2017).

De acordo com Freitas (2003) o esquema de aninhamento do BRAMS permite interações de duplo sentido (*two-way interaction*) entre as grades, de forma que as grades de maior resolução são utilizadas para modelar detalhes dos sistemas atmosféricos de menor escala, tais como escoamento sobre terrenos complexos e circulações termicamente induzidas pela superfície; enquanto as de menor resolução modelam o ambiente destes sistemas menores, fornecendo assim as condições de fronteira para as grades mais finas. As grades de menor resolução também são utilizadas para modelar os sistemas atmosféricos de larga escala, que interagem com os sistemas de mesoescala resolvidos nas grades mais finas (FREITAS, 2003).

O BRAMS possui um *namelist* chamado RAMSIN, onde se faz a configuração da simulação, como a escolha das grades, tipo de inicialização, seleciona as diversas opções de parametrização da superfície e da atmosfera, além da indicação dos caminhos dos dados de entrada e saída.

3.3.1.1 *Parametrizações de superfície*

A versão utilizada do BRAMS é a 4.2, que conta com o modelo LEAF-3 (*Land Ecosystem - Atmosphere Feedback model*) como condição de fronteira inferior para áreas vegetadas, solo exposto ou corpos d'água, com equações prognósticas dos fluxos de superfície para a atmosfera (WALKO et al., 2000). As equações prognósticas no LEAF descrevem a temperatura e umidade do solo em múltiplas camadas, assim como temperatura e quantidade de água na vegetação, cobertura de neve (quando aplicado), temperatura e razão de mistura de vapor d'água no dossel (WALKO et al., 2000; FREITAS, 2003; BENDER, 2018). Os termos de troca nessas equações incluem troca turbulenta, condução de calor e difusão/percolação da água, transferência radiativa de ondas longas e curtas, transpiração e precipitação (WALKO; TREMBACK, 2005).

Segundo Freitas (2003) e Gouvêa (2007) um importante aspecto do modelo LEAF dentro do BRAMS é representar múltiplos tipos de cobertura do solo na escala subgrade, por meio da definição de *patches*, podendo assim tratar separadamente a fração de cada *patch* presente na célula no cálculo dos fluxos turbulentos e da percolação de água da superfície para o solo. O transporte lateral de água no LEAF é feito pelo TOPMODEL, também na escala de subgrade, calculando o troca entre *patches* que podem ganhar ou perder água (FREITAS, 2003; GOUVÊA, 2007). Dessa forma, cada *patch* interage com a coluna atmosférica acima, de forma independente da localização geográfica, mas dependente da fração de área ocupada na célula (CAVALCANTI, 2010; BENDER, 2018).

Walko et al. (2000) e Freitas (2003) descrevem as equações prognósticas do modelo LEAF-2, que utiliza as características da vegetação especificadas de acordo com cada tipo de classe de cobertura do solo, como: Índice de Área Foliar (IAF), Cobertura fracional (Υ), albedo (α), emissividade (ϵ), comprimento de rugosidade (z_0) e altura do plano de deslocamento (d). Por sua vez, Walko e Tremback (2005) descrevem as alterações do LEAF-2 para o LEAF-3, consistindo basicamente na adição da dependência sazonal dessas variáveis em função da classe de vegetação e da latitude, ou seja, inclui a variação espaço-temporal do vigor da vegetação. Essas alterações se baseiam em observações independentes feitas por satélite, representadas pelo NDVI (do inglês *Normalized Difference Vegetation Index*). O NDVI é associado à variabilidade da capacidade fotossintética da vegetação e à fração de radiação fotossinteticamente ativa, sendo derivado da diferença normalizada da reflectância no espectro do vermelho e infravermelho próximo (ASNER, 1998). O BRAMS utiliza um conjunto global de dados mensais de NDVI, com 1 km de resolução espacial, mas também existe a possibilidade de inserir este dado de outras fontes externas nas simulações. No LEAF-3 algumas variáveis ainda possuem valores fixos, de acordo com a classe da vegetação, obtidas por meio das tabelas dos modelos BATS e SiB2, como: altura da vegetação, fator de aglutinação, máxima cobertura fracional, máximo índice de área foliar verde etc. Porém, as demais variáveis são obtidas por meio do NDVI e dessas variáveis fixas, como o IAF, Υ , o albedo da vegetação verde e z_0 . Em seguida, são então utilizadas nas equações prognósticas dos fluxos de superfície (WALKO; TREMBACK, 2005).

O LEAF conta com uma aproximação simples para o tratamento de áreas urbanas, modificando os parâmetros da vegetação, para obter um comportamento semelhante ao das construções (FREITAS, 2003). No entanto, esta abordagem não é a mais satisfatória, sendo importante ativar o esquema TEB (do inglês *Town Energy Budget*) para a representar a área

urbana e obter um refinamento dos fluxos de superfície, esquema este que foi proposto por Masson (2000) e implementado no RAMS 4.3 por Freitas (2003). Simulações em locais com importante influência das áreas urbanas, como a RMSP, apresentam grande melhora nos resultados quando o esquema TEB é ativado (BENDER, 2018). Este esquema simula o fluxo de momento, o armazenamento de calor e os fluxos turbulentos para a atmosfera, por meio de uma geometria de cânion urbano, considerando uma temperatura representativa de telhados, paredes e ruas (GOUVÊA, 2007).

De acordo com Oke (1987), dentro das áreas urbanas, as paredes de edifícios adjacentes e as ruas formam uma geometria similar a um cânion, em que a radiação sofre múltiplas reflexões, aprisionando a energia. Nesses locais os ventos também podem se afunilar e se tornar bastante intensos e acelerados, além disso, a geometria no cânion restringe a emissão de radiação de onda longa, pelo menor fator de visão do céu (FVC) (OKE, 1987).

De acordo com Masson (2000), a formulação das equações do TEB considera as áreas urbanas da seguinte forma:

- As construções têm todas as mesmas dimensões (de acordo com o tipo urbano);
- Todas as ruas são idênticas e possuem comprimento bem maior que a largura;
- Todas as orientações de ruas existem com a mesma probabilidade, assim, a orientação do cânion nas equações é substituída por uma média realizada em 360°.

Dessa forma, o TEB tenta estimar esses processos físicos que ocorrem dentro das áreas urbanas, de acordo com as características do tipo urbano a ser simulado, com relação à geometria e às fontes de calor antropogênico. O tipo da geometria urbana altera o balanço de radiação em superfície, sendo descrita dentro do modelo principalmente pela razão geométrica (relação altura dos edifícios / largura das ruas). Quanto maior a razão geométrica, menor é a troca de energia entre as superfícies do cânion (MORAIS, 2014; MACEDO, 2021). O FVC é obtido dentro do modelo com base na razão geométrica definida pelo usuário, de acordo com o tipo urbano, sendo utilizado para deduzir a radiação que as superfícies recebem ou que retornam para a atmosfera, após as reflexões múltiplas.

O TEB também considera as fontes de calor antropogênico (industrial e veicular), que são especificados diretamente no RAMSIN e não participam no balanço de energia em superfície, mas são liberados para a atmosfera. Além disso, o TEB resolve o aquecimento doméstico por meio da definição de uma temperatura interna constante, utilizada como

condição de fronteira no TEB. Mais detalhes a respeito dos das equações e configurações do TEB podem ser obtidas em Masson (2000) e Freitas (2003).

3.3.2 Trabalhos na literatura com abordagens similares

Diversos estudos foram utilizados como referência metodológica para o uso da modelagem atmosférica no presente trabalho, por utilizarem o modelo BRAMS para avaliar a interação das mudanças na superfície com a atmosfera. Dessa forma, buscou-se aqui complementar as análises já realizadas, principalmente através da aplicação do BRAMS em cenários de LULC (passados e futuros) mais próximos da realidade e com uma resolução espacial mais fina.

Freitas (2003) utilizou o modelo RAMS-TEB, simulando a presença/ausência das seguintes forçantes determinantes na dispersão de poluentes sobre a RMSP e na formação de circulações locais: 1) a circulação de grande escala durante o período estudado; 2) a topografia complexa, que gera circulações do tipo vale-montanha, principalmente nas porções à leste e noroeste da RMSP; 3) a ilha de calor urbana gerada pelo próprio efeito de urbanização e pelas atividades humanas na RMSP. O autor ainda avaliou: o papel da umidade do solo nas circulações; a interação entre a ilha de calor e a brisa lacustre; o impacto de grandes corpos hídricos na RMSP; a influência da urbanização na geração de circulações associadas à ilha de calor urbana; a influência dessas circulações na dispersão de poluentes. Dentre as principais conclusões do trabalho, é possível destacar: 1) a interação entre a brisa marítima e a ICU intensifica as zonas de convergência no centro da cidade, podendo ocasionar a recirculação de poluentes nessa região; 2) a ilha de calor urbana faz com que haja uma propagação mais rápida da frente de brisa até o centro da RMSP, que permanece estacionária por algum tempo; 3) os efeitos da topografia mostraram-se fundamentais na intensidade da brisa marítima e sua propagação sobre o continente; 4) grandes corpos d'água, tais como a represa de Guarapiranga e Billings, contribuem para a diminuição das amplitudes do ciclo diurno de temperatura na RMSP, através das circulações do tipo brisa lacustre geradas pelos mesmos; 5) com a propagação da frente de brisa para o interior (na direção SE-NO), poluentes emitidos na RMSP são transportados para áreas remotas, diminuindo a concentração dos mesmos nas regiões emissoras (FREITAS, 2003).

Juárez (2004) elaborou um experimento numérico regional com o BRAMS, cobrindo toda a região Sul, Sudeste e parte do Centro-oeste do Brasil, com duas grades aninhadas de 80

e 20 km de resolução, centradas no Estado de São Paulo. A simulação foi feita para o ano de 2001 inteiro, comparando um cenário de uso e cobertura da terra atual e um cenário de vegetação nativa. Foi possível observar que em uma área de Mata Atlântica convertida para pastagem, no interior de Minas Gerais, a precipitação total anual chegou a diminuir até 500 mm após a antropização, e ocorre também aumento do fluxo de calor sensível em relação ao calor latente durante a estação seca. Da mesma forma, no interior do Paraná, uma área que sofreu conversão de Mata Atlântica para soja, apresenta também calor sensível maior que o calor latente durante toda a estação seca e diminuição do total de precipitação anual de aproximadamente 350 mm. Já no interior de São Paulo, em que ocorreu conversão de Cerrado para cana-de-açúcar, ocorre aumento de cerca de 200 mm de precipitação anual. Além disso, o experimento mostrou que o uso e cobertura da terra atual confere um aumento de até 0,6 °C de temperatura do ar na região oeste de São Paulo, durante a estação seca, juntamente com a queda da razão de mistura de vapor (JUÁREZ, 2004).

Gouvêa (2007) analisou o efeito da presença de vegetação sobre a ICU dentro da mancha urbana da RMSP, por meio da modelagem numérica com o BRAMS-TEB 4.2. O principal objetivo do trabalho foi avaliar os efeitos da urbanização sobre o conforto térmico humano, bem como o potencial da vegetação em amenizar seus impactos e alterar as condições meteorológicas locais. Um ponto importante da metodologia utilizada por Gouvêa (2007) foi trabalhar com a possibilidade de ponderar a fração coberta por vegetação, por meio do esquema de *patches* no modelo LEAF. Isso não foi feito de forma explícita espacialmente, mas sim de forma genérica, permitindo que uma célula referente ao uso urbano tenha uma maior fração de vegetação para influenciar verticalmente na coluna atmosférica. A simulação do ciclo horário de um dia de temperaturas elevadas, e baixo conforto térmico humano na RMSP, mostrou que cenários com maior fração de vegetação dentro da área urbana podem proporcionar menor temperatura do ar e maior umidade relativa, principalmente em regiões intensamente urbanizadas, de construções altas e ruas largas (GOUVÊA, 2007).

Cavalcanti (2010) analisou o efeito de uma ampla expansão de eucalipto e da Rodovia Presidente Dutra sobre a formação de ozônio troposférico (O₃) e sobre as circulações locais, na região do Vale do Paraíba, utilizando o modelo BRAMS, com modelo fotoquímico ativado. As simulações foram realizadas durante cerca de 10 dias, com duas grades aninhadas, de 16 e 4 km de resolução espacial. O método de separação de fatores foi utilizado para avaliar os efeitos de cada forçante separadamente. Os cenários de uso e cobertura da terra utilizados no trabalho de Cavalcanti (2010) consideram uma drástica substituição de eucaliptos ou pastagens sobre todo

o Vale do Paraíba, região leste da RMSP e parte do litoral norte de São Paulo. O efeito dos eucaliptos no inverno gerou uma redução no fluxo de calor sensível e aumento de calor latente, devido ao aumento da evapotranspiração, porém, contribuiu para o aumento de O₃, que se desloca na direção noroeste e oeste do Vale do Paraíba e RMSP, em função do escoamento de sudeste, associado à brisa marítima durante a tarde e início da noite (CAVALCANTI, 2010). O trabalho de Cavalcanti (2010) também contribuiu para a melhoria das parametrizações do modelo LEAF, de forma a melhor representar os fluxos de superfície provenientes da vegetação de eucalipto.

Morais (2014) utilizou o modelo BRAMS-TEB 3.2 para realizar testes de sensibilidade com os parâmetros NDVI, razão geométrica e tipo de vegetação, com 4 tipos urbanos na RMSP, avaliando o impacto na formação da ICU e no conforto térmico. O trabalho também modificou a parametrização urbana, de forma a incluir o efeito da vegetação nos fluxos turbulentos da superfície, o que demonstrou melhora nos índices estatísticos, em comparação com os dados observados. A presença da vegetação no modelo reduziu em até 0,5 °C o efeito da ICU, além de ter diminuído a velocidade de entrada da brisa marítima na RMSP (MORAIS, 2014).

Bender et al. (2019) utilizaram o modelo BRAMS-TEB 5.0 para avaliar o impacto de mudanças futuras na área urbana da RMSP sobre as condições atmosféricas de um evento de tempo severo. Para as simulações foram utilizados cenários futuros para 2030, baseados no trabalho de Young (2013), como também no plano diretor do município de São Paulo, que previa a verticalização da área urbana residencial. A autora utiliza índices estatísticos para comparar as simulações com dados de sondagens e estações meteorológicas, bem como de índices convectivos para avaliar a instabilidade atmosférica do evento de tempo severo. De acordo com os resultados, a parametrização urbana com o TEB é essencial para representar o evento, gerando instabilidade suficiente para ocorrer forte convecção. Foi observado que a mudança do uso do solo de áreas rurais para urbanas, ocupando a RMSP inteira, tem potencial de aumentar a quantidade de chuva sobre a região, a temperatura do ar e adiantar a entrada da frente de brisa marítima, devido à intensificação da convergência em baixos níveis. No entanto, quando essa expansão das áreas urbanas ocorre por meio da verticalização das construções, o BRAMS indica uma supressão das chuvas, diminuição da intensidade dos ventos e diminuição do cisalhamento na atmosfera (BENDER, 2018; BENDER; FREITAS; MACHADO, 2019).

Macedo (2021) utilizou o modelo BRAMS-TEB 4.2 para avaliar a intensidade da ICU na RMSP, utilizando um arquivo de superfície com 6 tipos diferentes de cobertura urbana, classificadas com imagens de satélite OLI/LANDSAT, de acordo com a geometria urbana

(altura / largura / espaçamento das construções, adensamento urbano, presença de vegetação), e um arquivo considerando toda a área urbana como floresta mista. Foi observado um contraste de até 6 °C na temperatura do ar a 2 metros, às 20 UTC, na porção noroeste da RMSP (região a sota-vento da cidade), indicando forte influência das áreas urbanas no aquecimento da atmosfera, assim como do acoplamento da brisa marítima com a ICU, transportando calor e umidade em direção ao continente. Os resultados mostraram também aumento (diminuição) significativo no fluxo de calor sensível (latente) no cenário urbano, durante o período da tarde, também na região noroeste da RMSP (MACEDO, 2021).

3.3.3 Banco de dados

A Tabela 3.9 descreve os dados utilizados na etapa de modelagem atmosférica, tanto para a descrição da superfície, quanto para a descrição da condição inicial atmosférica e validação do modelo. Os arquivos de LULC, utilizados nos diferentes experimentos, descrevem o uso e cobertura da terra em diferentes anos, metodologia que foi descrita na seção 3.1.

Tabela 3.9 - Descrição dos dados utilizados na etapa de modelagem atmosférica.

Dado	Descrição	Fonte
Arquivos LULC	Mapas de uso e cobertura da terra (T0, 1950, 1985, 2015 e 2050) produzidos com o modelo Dinamica EGO, com base no MapBiomas coleção 4.1, com 150 m de resolução espacial.	Machado e Freitas (2021) mapbiomas.org
TSM	Média semanal da temperatura da superfície do mar com 1° de resolução espacial.	https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html
Reanálise ERA5	Dados globais horários de reanálises, baseadas em observações e modelagem, contendo diversas variáveis atmosféricas em 137 níveis de altitude e 30 km de resolução espacial.	https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5
Textura do Solo	Dados globais de textura do solo da UN FAO.	http://brams.cptec.inpe.br/input-data/
Topografia	Modelo Digital de Elevação da missão SRTM, com 1 km de resolução espacial, disponibilizados originalmente pela USGS.	https://doi.org/10.5066/f7pr7tft
CETESB		https://cetesb.sp.gov.br/ar/dados-horarios/
INMET	Dados horários de estações meteorológicas.	https://bdmep.inmet.gov.br/
IAG/USP - Água Funda		http://www.estacao.iag.usp.br/

Fonte: Produção da autora.

3.3.4 Experimentos numéricos com o BRAMS e parametrizações

O BRAMS foi calibrado com o cenário atual LULC-2015, sendo correspondente ao experimento EC-2015 (Tabela 3.10). Os demais experimentos foram aplicados mantendo as condições atmosféricas e parametrizações da calibração e alterando apenas os arquivos de LULC, como realizado por Juárez (2004), Morais (2014), Bender (2018) e Macedo (2021).

Tabela 3.10 - Experimentos numéricos com o modelo BRAMS-TEB 4.2.

Experimento	Descrição	Início da simulação	Tempo de integração
EC-2015	Calibração do evento de tempo severo (chuvoso) com arquivo LULC-2015		
EC-2050	Evento de tempo severo com arquivo LULC-2050 (Muito Urbano fixo de 2015)		
EC-2050-V2	Evento de tempo severo com arquivo LULC-2050-V2 (Muito Urbano variável)	17/12/2016 12 UTC	48 horas
EC-1985	Evento de tempo severo com arquivo LULC-1985-V2 (Muito Urbano variável)		
EC-1950	Evento de tempo severo com arquivo LULC-1950-V2 (Muito Urbano variável)		
EC-T0	Evento de tempo severo com arquivo LULC-T0		

Fonte: Produção da autora.

A Tabela 3.11 apresenta as configurações e parametrizações do BRAMS utilizadas em todos os experimentos. O BRAMS foi configurado com três grades aninhadas, centradas na cidade de São Paulo, pois em toda a região da RMSP ocorreu um importante processo de antropização e urbanização, com consequências nas circulações locais, que foi o principal objeto de estudo. Os espaçamentos de grade utilizados foram de 16 km, 4 km e 1 km, sendo que a grade de maior resolução (Grade 3) possui uma extensão latitudinal de 24°30'14,4"S a 22°39'21,6"S e longitudinal de 47°41'38,4"O a 45°40'1,2"O. Foram utilizados 36 níveis em coordenadas do tipo sigma-z na vertical, com um espaçamento inicial de 50 m próximo à superfície e fator de amplificação de 1,2 até a altura de 1000 m de altura, seguindo com espaçamento fixo de 1000 m até o topo da grade. O primeiro nível do modelo ficou em torno de 23,9 m e o topo ficou em 22.796 m. A frequência de saída do modelo é a cada 1 hora.

A Tabela 3.12 apresenta as parametrizações utilizadas no esquema TEB, ativado dentro do modelo BRAMS. Os valores relacionados à geometria urbana e fontes antropogênicas

de calor se referem, respectivamente, aos tipos de superfície Muito Urbano (classe 21) e Urbano (classe 19).

Tabela 3.11 - Parametrizações do modelo BRAMS-TEB 4.2.

Opções do modelo	Descrição dos parâmetros no RAMSIN
Tipo de Inicialização	INITIAL = 2 - Arquivos de entrada do BRAMS gerados com a reanálise ERA5, 0,25° de resolução espacial, a cada hora
Controle isentrópico	ISAN_INC = 1 hora de incremento
Características das grades	NGRIDS = 3 grades, DELTAX = DELTAY = 16, 4 e 1 km DELTAZ = 50, DZRAT = 1,2, DZMAX = 1000
Centro das grades	CENTLAT = -23,6, CENTLON = -46,7
Tamanho das grades	NNXP = 90, 170, 206, NNYP = 70, 170, 206, NNZP = 36
Passo de tempo do modelo	DTLONG = 20, 5, e 1,25
Relaxamento Newtoniano (<i>nudging</i>)	NUD_TYPE = 2 -, NUDLAT = 5 pontos na lateral, TNUDLAT = 1800 s, ZNUDTOP = 17 km no topo, TNUDTOP = 10800 s TNUDCENT = 0
Condição de fronteira lateral	IBND = JBND = 2 - Radiacional (Klemp-Lilly)
Parametrização de Radiação	ISWRTP = ILWRTP = 1 - Interações com hidrometeoros (Chen-Cotton), RADFRQ = 1800 s
Parametrização de Cumulus	Grade 1 (Grell-Deveny), CONFRQ = 600 s CLOSURE_TYPE = 'EN' (ensemble)
Parametrização de Cumulus rasas	Grade 1, SHCUFRQ = 600 s
Número de patches permitidos	NPATCH = 3, NVEGPAT = 2
Parametrização da superfície	LEAF-3 e TEB
Características do solo	SOIL_MOIST = 'n' - Inicialização homogênea, NZG = 8 SLZ = -0.75, -0.70, -0.60, -0.50, -0.40, -0.30, -0.20, -0.10 SLMSTR = 0.50, 0.50, 0.55, 0.60, 0.65, 0.70, 0.80, 0.90
Parametrização da turbulência	IDIFFK = 2,2,2 - Deformação anisotrópica, que considera os gradientes verticais do vento horizontal e a estabilidade estática para calcular os coeficientes de difusão
Parametrização da microfísica	LEVEL = 3 - com o processo de precipitação completo (<i>bulk</i>) e formação de todos os hidrometeoros, GNU = 2 IPRIS = equação prognóstica, ICLOUD = concentração especificada, IRAIN = ISNOW = IAGGR = IGRAUP = IHAIL = diâmetro médio especificado

Fonte: Produção da autora.

Algumas considerações importantes devem ser feitas a respeito da configuração utilizada nas simulações e parametrizações do BRAMS. A primeira é a não utilização do NDVI para a parametrização da vegetação, dentro do modelo LEAF-3, fazendo com que as variáveis que representam a vegetação (IAF, albedo, rugosidade etc.) sejam fixas. Dessa forma, o LEAF-

3 resolve as equações da mesma forma que o LEAF-2, pois não adiciona a componente de sazonalidade na parametrização da vegetação, por meio do NDVI. Essa medida foi necessária devido ao objetivo de utilizar cenários de LULC de tempos diferentes. Ou seja, com a calibração do modelo sendo feita utilizando o arquivo LULC-2015 e o NDVI de 2015, seria ideal ter a informação do NDVI para os demais cenários de LULC, utilizados nos experimentos, o que não é possível de forma direta. Assim, para melhor avaliar os efeitos das mudanças na superfície, optou-se por manter a parametrização da vegetação de acordo com a classe do *patch*, já que não existem outros cenários de NDVI.

Tabela 3.12 - Parametrizações do TEB ativado no modelo BRAMS-TEB 4.2.

Opções do modelo	Descrição dos parâmetros no RAMSIN*
Modelo fotoquímico	Desligado
Temperatura mínima interna (°C)	TMINBLD = 12
Rugosidade	Z0_TOWN = 3 e 0.5
Fração de construções	BLD = 0.5 e 0.7
Altura das construções	BLD_HEIGHT = 50 e 5
Razão vertical/horizontal	BLD_HL_RATIO = 5 e 1
Albedo dos telhados	AROOF = 0.18 e 0.18
Emissividade dos telhados	EROOF = 0.9 e 0.9
Albedo das ruas	AROAD = 0.08 e 0.08
Emissividade das ruas	EROAD = 0.95 e 0.95
Albedo das paredes	AWALL = 0.14 e 0.14
Emissividade das paredes	EWALL = 0.9 e 0.9
Fluxo de calor sensível veicular (W m ⁻²)	HTRAF = 74 e 49
Fluxo de calor sensível industrial (W m ⁻²)	HINDU = 28 e 42
Fluxo de calor latente veicular (W m ⁻²)	PLETRAF = 17 e 12
Fluxo de calor latente industrial (W m ⁻²)	PLEINDU = 56 e 70

*Considera as classes Muito Urbano e Urbano, respectivamente.

Fonte: Produção da autora.

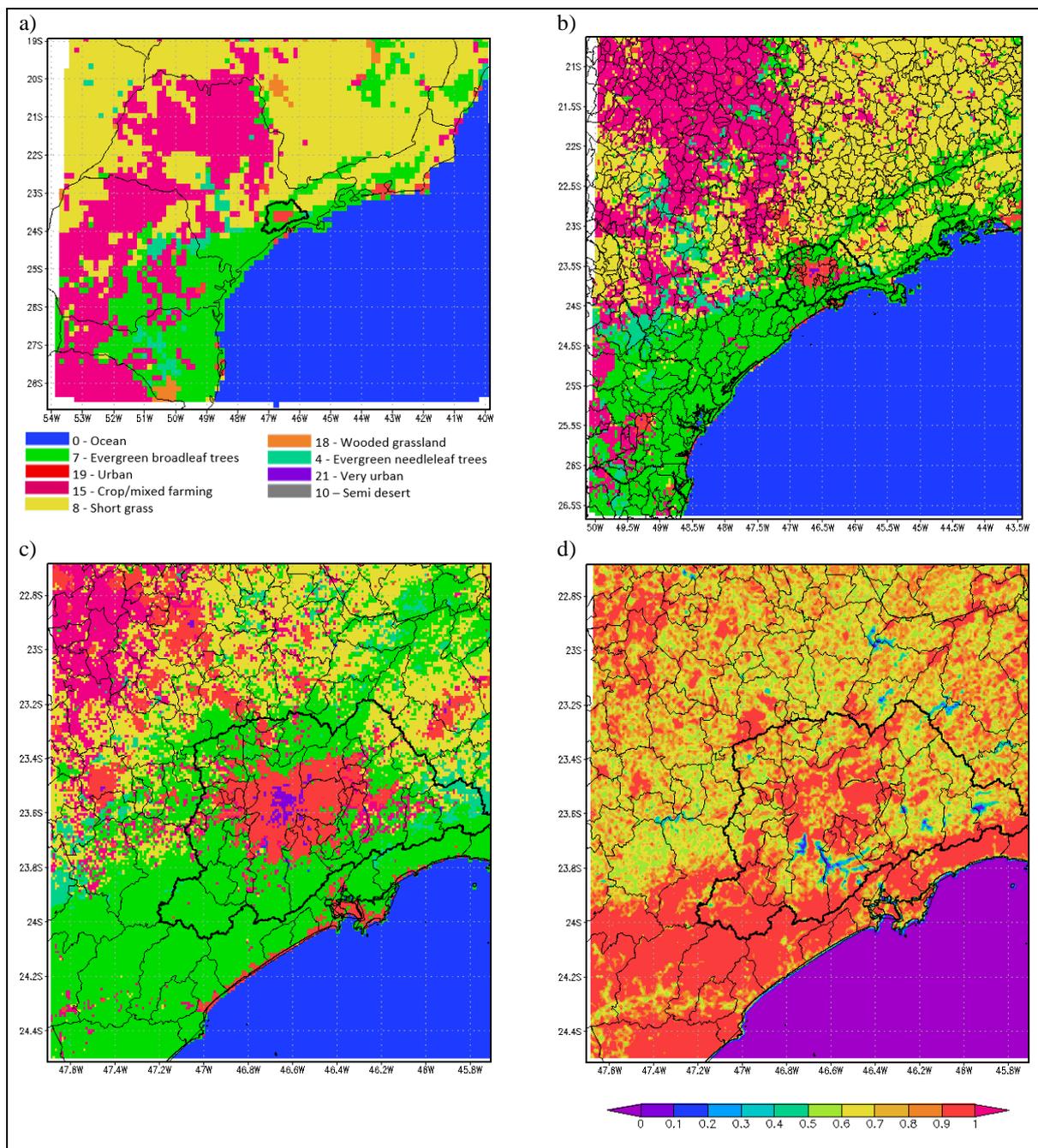
A segunda consideração é em relação à inicialização homogênea da umidade do solo, que teve o mesmo propósito da consideração anterior. Optou-se por não iniciar o solo com a umidade observada no cenário atual para não assumir uma umidade no futuro (ou passado), ocasionada pelo tipo de superfície presente. Por exemplo, uma área de floresta, no cenário atual, deve possuir umidade do solo maior do que apresentaria se fosse substituída por áreas de pastagem. Assim, com a inicialização homogênea, o próprio modelo vai se ajustando com o

passar do tempo e com o grau de saturação especificado no RAMSIN, fornecendo a umidade inicial do solo, consumindo esta umidade ao longo da integração, de acordo com o tipo de superfície, e recarregando em caso de precipitação. Ambas as configurações buscaram otimizar a análise do impacto das mudanças de uso e cobertura da terra sobre a atmosfera, partindo da premissa de que a atmosfera seria constante e a superfície seria variável.

Por fim, outra configuração importante, como apresentado na Tabela 3.11, é a utilização de mais de um *patch* em um mesmo ponto de grade, por meio das variáveis NPATCH (3) e NVEGPAT (2). Isso significa que o número total possível de *patches* é 3. Por padrão o LEAF reserva o primeiro *patch* (*vtype1*) para a classe água. Então os 2 *patches* restantes são relativos ao tipo de LULC predominante. Esta configuração só é viável porque os arquivos de LULC possuem resolução maior que a grade mais fina do modelo. Dessa forma, o segundo (*vtype2*) e o terceiro *patch* (*vtype3*) serão, respectivamente, o primeiro e o segundo tipo de LULC mais frequente no ponto de grade. Por exemplo, fazendo uma aproximação de que um ponto de grade de 1 km² (grade 3) possui 49 pixels no arquivo de LULC, sendo 3 destes de agricultura, 18 de floresta e 28 de área urbana, temos que: *vtype1* será água e terá fração de 0 % da área; *vtype2* será urbano com fração de 60,9 % da área; e *vtype3* será floresta, com fração de 39,1 % da área. Destacando que, embora existam pixels de agricultura, no exemplo apresentado, eles não seriam considerados no cálculo da fração de área dos *patches*. Essa configuração foi importante porque otimizou a descrição da superfície e a estimativa dos fluxos que retornam para a atmosfera, além de tornar o modelo mais sensível às mudanças de LULC, que podem acontecer somente em alguns pixels dentro do ponto de grade. O modelo dinâmico espacial não criou cenários com mudanças drásticas da superfície e sim mudanças graduais ao longo do tempo, mais próximas da realidade, sendo importante este maior detalhamento.

A Figura 3.13 apresenta as 3 grades configuradas no modelo BRAMS, com a variável *vtype2* do arquivo LULC-2015, utilizado no experimento controle EC-2015. A análise das variáveis *vtype2* e *vtype3* é importante para verificar se o modelo está representando corretamente o tipo de LULC dos arquivos produzidos, tanto espacialmente, quanto categoricamente. Na Figura 3.13-d é possível verificar a área percentual do ponto de grade, ocupada pelo *patch* do *vtype2*. As cores quentes representam regiões com uso do solo bastante homogêneo espacialmente. Contudo, grandes áreas apresentam percentual entre 60 e 70 %, indicando o potencial de melhor representação da superfície na escala subgrade.

Figura 3.13 - Grades configuradas no modelo BRAMS-TEB 4.2, considerando o *vtype2* do experimento controle EC-2015.



Em (a) está a grade 1 (16 km), em (b) a grade 2 (4 km) e em (c) a grade 3 (1 km). Em (d) está o percentual ocupado pelo *vtype2* em cada ponto de grade. Foram extraídas as variáveis *vtype2* e *pfarea2* do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

As simulações com o modelo BRAMS foram realizadas com os computadores e suporte do laboratório MASTER do IAG/USP, acessados remotamente.

3.3.5 Análise estatística de acurácia das simulações com o BRAMS

A análise estatística de acurácia foi realizada de forma a diminuir a subjetividade na comparação entre o observado na atmosfera real e o simulado com o modelo BRAMS. Assim, foram utilizados índices estatísticos, como forma de quantificar a capacidade do modelo em simular satisfatoriamente o evento selecionado, conforme realizado por Freitas (2003), Gouvêa (2007), Bender (2018) e Macedo (2021). As variáveis horárias foram extraídas do modelo BRAMS por meio de um script no GrADS (*Grid Analysis and Display System*), tanto para a grade 3 (1 km), quanto para a grade 2 (4 km), sendo elas: Umidade Relativa do ar (UR) no primeiro nível atmosférico do modelo, em valores percentuais (%); e a Temperatura média do ar aproximada para 2 m de altura, em graus Celsius (°C). Os valores extraídos do modelo foram confrontados com dados observacionais horários de estações meteorológicas, provenientes de diversas fontes, conforme a disponibilidade de medições durante o evento.

O primeiro índice estatístico utilizado trata-se da correlação linear de Pearson (R), que mede a associação linear entre as variáveis, indicando se os valores modelados possuem um bom acordo com os observados, com as fases de oscilações no mesmo sentido e simultâneas. Os valores de R variam de -1 a 1, indicando máxima correlação negativa ou positiva, respectivamente. A Equação da correlação de Pearson pode ser descrita da seguinte forma, de acordo com Wilks (2006):

$$R = \frac{cov(x,y)}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (3.5)$$

sendo x_i a variável horária simulada, y_i a variável horária observada e n o número de horas/saídas do modelo, utilizadas para análise.

Outro índice utilizado foi o Erro Médio (viés, em inglês BIAS) que mede a tendência do modelo de subestimar (negativo) ou superestimar (positivo) os valores simulados, em relação aos observados, podendo ser descrito da seguinte forma:

$$BIAS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i) \quad (3.6)$$

Como o BIAS não serve para indicar a magnitude do erro, pois os valores positivos e negativos se cancelam, também foi utilizado o índice Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE),

que mede a acurácia do modelo e a magnitude do erro entre o observado e simulado. A Equação do RMSE é descrita da seguinte forma:

$$RMSE = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.7)$$

A Tabela 3.13 e a Figura 3.14 apresentam as estações meteorológicas utilizadas para a validação do experimento EC-2015, indicando também a respectiva grade do BRAMS utilizada para extrair os valores simulados, de forma a compor a análise estatística quantitativa dos resultados. A Tabela 3.13 apresenta ainda o tipo de LULC (em números) existente no local das estações, em cada cenário simulado.

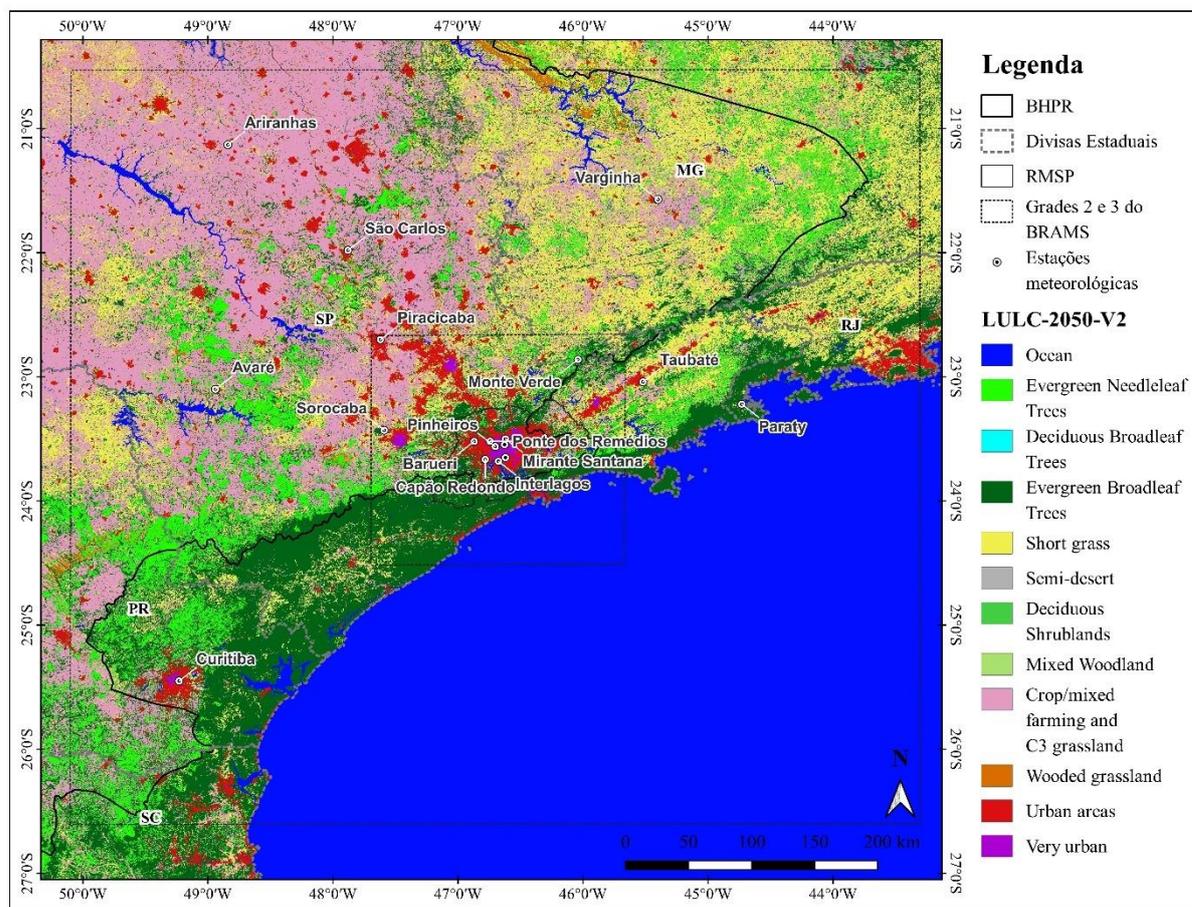
Tabela 3.13 - Estações meteorológicas utilizadas para a análise estatística de calibração do BRAMS e tipos de LULC predominantes em cada cenário simulado.

Nome	Operadora	Latitude	Longitude	Grade	Classe BRAMS - <i>Vtype2/3</i> *					
					T0	1950-V2	1985-V2	2015	2050	2050-V2
A509 - Monte Verde	INMET	22,86° S	46,04° W	G3	7/7	7/7	4/8	7/4	7/4	7/4
A701 - Mirante Santana	INMET	23,50° S	46,62° W	G3	18/18	18/19	19/21	21/19	21/19	21/21
A713 - Sorocaba	INMET	23,43° S	47,59° W	G3	7/7	7/8	8/15	7/15	7/15	7/15
A726 - Piracicaba	INMET	22,70° S	47,62° W	G3	7/7	15/8	15/8	15/8	19/8	19/8
A755 - Barueri	INMET	23,52° S	46,87° W	G3	7/7	7/15	15/8	15/7	19/7	19/7
Capão Redondo	CETESB	23,67° S	46,78° W	G3	7/7	19/7	19/15	19/19	19/19	19/19
IAG Água Funda	IAG-USP	23,65° S	46,62° W	G3	7/7	7/15	7/15	7/15	7/15	7/15
Interlagos	CETESB	23,68° S	46,687° W	G3	7/7	19/7	19/7	19/7	19/7	19/7
Ponte dos Remédios	CETESB	23,52° S	46,74° W	G3	7/7	7/19	19/7	19/7	19/7	19/21
Parque D. Pedro II	CETESB	23,55° S	46,63° W	G3	18/7	18/19	19/21	21/19	21/19	21/21
Pinheiros	CETESB	23,56° S	46,70° W	G3	7/7	19/19	19/19	19/15	19/19	21/19
A515 - Varginha	INMET	21,57° S	45,40° W	G2	7/7	8/7	8/19	19/15	19/15	19/15
A619 - Paraty	INMET	23,22° S	44,73° W	G2	7/7	7/19	7/8	7/19	7/19	7/19
A711 - São Carlos	INMET	21,98° S	47,88° W	G2	7/18	15/8	19/8	19/7	19/7	19/7
A725 - Avaré	INMET	23,10° S	48,94° W	G2	18/7	8/7	8/19	8/19	19/8	19/8
A728 - Taubaté	INMET	23,04° S	45,52° W	G2	7/7	8/7	8/7	8/19	8/19	8/19
A736 - Ariranhas	INMET	21,13° S	48,84° W	G2	7/7	15/7	15/7	15/7	15/19	15/19
A807 - Curitiba	INMET	25,45° S	49,23° W	G2	7/7	19/7	19/7	19/7	19/7	19/21

* *Vtype2* é primeiro tipo de LULC (*patch*) predominante e *vtype3* é o segundo tipo predominante no ponto de grade do BRAMS, correspondente ao local da estação meteorológica. Os valores equivalem ao número das classes descritas nas Tabelas 3.7 e 3.8.

Fonte: Produção da autora.

Figura 3.14 - Localização das estações meteorológicas utilizadas na análise estatística das simulações de calibração do BRAMS.



Fonte: Produção da autora.

3.3.6 Parâmetros meteorológicos utilizados na avaliação das simulações

Nesta seção são descritos os parâmetros meteorológicos utilizados para avaliar a diferença entre os experimentos numéricos realizados com o BRAMS, de forma a identificar o efeito das mudanças de uso e cobertura da terra sobre índices de conforto térmico, índices convectivos, intensidade da ICU, particionamento dos fluxos turbulentos de superfície e interação com a circulação de brisa marítima.

3.3.6.1 Razão de Bowen

A Razão de Bowen (β) refere-se ao particionamento do saldo de radiação em superfície, entre os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) (Equação 3.10). De acordo com Oke (1987), quando $\beta > 1$, o fluxo de calor sensível é maior, como uma forma de dissipar calor

para o ar, ocorrendo em regiões com quantidade de água limitada na superfície. No entanto, quando $\beta < 1$, a entrada de calor na atmosfera ocorre principalmente na forma de calor latente, o que não deve contribuir diretamente para o aquecimento da baixa atmosfera, mas para o aumento da umidade (OKE, 1987).

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (3.8)$$

Segundo Oke (1987) valores médios típicos de β são: 0,1 para oceanos tropicais; 0,1 a 0,3 para florestas tropicais úmidas; 0,4 a 0,8 para florestas temperadas e pastagens; 2 a 6 para áreas semiáridas; e superior a 10 para desertos. Valores negativos de β indicam que os dois fluxos têm sinais diferentes, ocorrendo à noite, por exemplo, quando o fluxo de calor sensível é para baixo (negativo), mas a evaporação continua, fazendo o fluxo de calor latente sair da superfície para a atmosfera (positivo) (OKE, 1987).

O valor de β foi extraído diretamente do BRAMS para a análise, por meio da variável ‘bowen’.

3.3.6.2 Índices CAPE e CINE

O índice de Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) e de Energia de Inibição da Convecção (CINE) podem fornecer uma medida da severidade de uma tempestade, assim como da intensidade das correntes ascendentes e da convecção profunda. De acordo com Wallace e Hobbs (2006), a convecção se alimenta da energia potencial inerente à estratificação de temperatura e umidade. A equação do CAPE pode ser definida então da seguinte forma:

$$CAPE = R_d \int_{NPE}^{NCE} (T'_v - T_v) d \ln p \quad (3.9)$$

onde T'_v é a temperatura virtual da parcela, T_v é a temperatura virtual do ambiente, R_d é a constante dos gases, p é pressão, NPE é o nível de perda de empuxo, acima do qual a parcela não é mais aquecida do que o ambiente, e NCE é o nível de convecção espontânea, em que a parcela se torna instável em relação ao ambiente.

A integral do CAPE representa a área em um diagrama *skew-T ln p*, com perfil vertical de T e Td (temperatura do ponto de orvalho) variando do NCE ao NPE. O CINE é obtido da mesma forma que o CAPE, porém considerando a integração da superfície até o NCE, e

representa o grau em que a convecção pode ser inibida pela presença de uma camada estável ou inversão no topo da camada limite planetária, tendo um papel importante na formação de tempestades convectivas. Assim, o CINE representa a energia necessária para levantar a parcela até o NCE e deve ser diferente de zero para que ocorra uma forte convecção, mas não deve ter um valor absoluto grande, a ponto de inibir a convecção por completo e consumir rapidamente o CAPE (WALLACE; HOBBS, 2006). Valores absolutos de CINE acima de 100 J kg^{-1} são considerados altos (NASCIMENTO, 2005).

De acordo com Nascimento (2005) e com a Equação 3.11, quanto maior for a diferença entre a temperatura da parcela e do ambiente, maior será a magnitude do CAPE e a força de flutuabilidade, indicando um ambiente com potencial de gerar intensas acelerações ascendentes se a convecção for disparada. Porém, outra forma de ocorrer valores altos de CAPE é a camada de ar apresentar baixo NCE e alto NPE, o que não necessariamente indica uma condição favorável à intensas acelerações verticais, por isso não é recomendado analisar apenas o CAPE para avaliar convecção profunda (NASCIMENTO, 2005). Assim, a distribuição vertical do CAPE é importante, pois eventos com mesmo valor podem representar condições atmosféricas muito diferentes. Perfis verticais com CAPE mais largo produzem correntes ascendentes mais intensas em baixos níveis, mas permitem menos entranhamento de ar seco em níveis médios da atmosfera, além de poder diminuir a quantidade de precipitação em níveis baixos e manter os hidrometeoros suspensos por mais tempo, gerando granizo maior. Por outro lado, perfis verticais com atmosfera seca em médios níveis geram correntes ascendentes mais fracas, mas fortes correntes descendentes (BENDER, 2018).

Nascimento (2005) indica a seguinte classificação dos valores de CAPE: altos valores vão de 1000 a 2500 J kg^{-1} ; acima de 2500 J kg^{-1} indica instabilidade acentuada; valores acima de 4000 J kg^{-1} indicam instabilidade extrema.

Os valores dos índices CAPE e CINE foram extraídos diretamente do BRAMS para a análise, por meio das variáveis de mesmo nome.

3.3.6.3 Denominador do Número de Richardson Volumétrico (DNRV)

Segundo Bender (2018) o índice DNRV fornece uma medida do cisalhamento vertical até os primeiros 6 km da atmosfera, assim como da diferenciação do tipo de convecção severa. A equação do DNRV pode ser obtida da seguinte forma:

$$DNRV = 0,5 (\bar{u}^2 + \bar{v}^2) (m^2 \cdot s^{-2}) \quad (3.10)$$

onde \bar{u} e \bar{v} são, respectivamente, as diferenças dos valores entre 6000 m e 500 m de altura, das componentes zonal e meridional do vento. Tempestades mais severas são mais prováveis à medida que o cisalhamento vertical do vento aumenta, sendo que valores de DNRV acima de $20 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ podem representar condições de tempo severo (NASCIMENTO, 2005; BENDER, 2018).

O índice DNRV foi calculado utilizando as componentes u e v do vento, extraídas do 7° e 18° níveis atmosféricos do BRAMS, que equivalem a aproximadamente 568 e 5.792 m de altura, respectivamente.

3.3.6.4 Taxa de queda da temperatura ambiental com a altura (*Lapse rate - LR*)

De acordo com Nascimento (2005) quanto maior for a taxa de queda de temperatura ambiental com a altura (LR - do inglês *Lapse rate*), maior será a instabilidade atmosférica para convecção profunda. Valores de LR menores de $6 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ indicam condição estável, entre 6 e $9,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ o ambiente é condicionalmente instável e acima de $9,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ é absolutamente instável (NASCIMENTO, 2005). A formulação de LR pode ser obtida com a diferença de temperatura e altura nos níveis de 500 e 850 hPa:

$$LR = \frac{dT}{dz} = \frac{T_{850} - T_{500}}{Z_{850} - Z_{500}} \quad (3.11)$$

O índice LR foi calculado utilizando a temperatura e a altura geopotencial dos níveis de 500 e 850 hPa, sendo necessário extrair as variáveis em níveis de pressão para o cálculo.

3.3.6.5 Componente do vento de brisa marítima

De acordo com Perez e Silva Dias (2017), os ventos predominantes na RMSF são uma consequência da ASAS e da baixa continental, tendo durante o verão predominância de N-NE e no inverno de NE-E; padrão este que é afetado pelos sistemas frontais e pela brisa marítima. As frentes frias que atingem o sudeste do Brasil, em condições pré-frontais possuem ventos de NW, mas em condições pós-frontais de SE. Além disso, a brisa marítima entra em São Paulo em mais de 45 % dos dias do ano, gerando também os ventos de SE (OLIVEIRA, et al. 2003;

PEREZ; SILVA DIAS, 2017). Portanto, analisar a componente de SE dos ventos sobre a RMSP é uma medida interessante na identificação da entrada e intensidade da brisa marítima (FREITAS, 2003). A componente de sudeste dos ventos (V_{SE}) foi calculada por meio da Equação 3.14, obtida através da decomposição de vetores, utilizando as componentes u e v do vento (m s^{-1}), extraídas do primeiro nível atmosférico do modelo BRAMS.

$$V_{SE} = \cos 45^\circ (u - v) \quad (3.12)$$

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta seção são apresentados os resultados observados no presente trabalho, consolidando: 1) a projeção de cenários futuros de LULC, na região da BHPR; 2) a reconstrução de cenários passados; 3) a análise de tendência dos eventos extremos de precipitação e associação com oscilações climáticas; 4) a avaliação dos impactos das mudanças na superfície em regiões da bacia, sobre os padrões de precipitação, temperatura e umidade.

4.1 CENÁRIOS FUTUROS DE USO E COBERTURA DA TERRA

Nesta seção são apresentados os resultados da modelagem dinâmica espacial para construção dos cenários futuros de LULC na área de estudo, que compreende a BHPR, com base na mudança ocorrida entre 1985 e 2015 nos produtos do MapBiomas coleção 4.1. Os resultados compreendem a validação do modelo, o entendimento das forçantes que causam o processo de antropização e as projeções de LULC até 2050. É importante reforçar aqui que foi utilizada uma abordagem estacionária e pessimista para construção do modelo conceitual, em que as taxas de transição do passado se mantêm constantes no futuro, mas não se permite o processo de regeneração de vegetação natural. O modelo também utilizou uma abordagem regional, baseada no crescimento populacional.

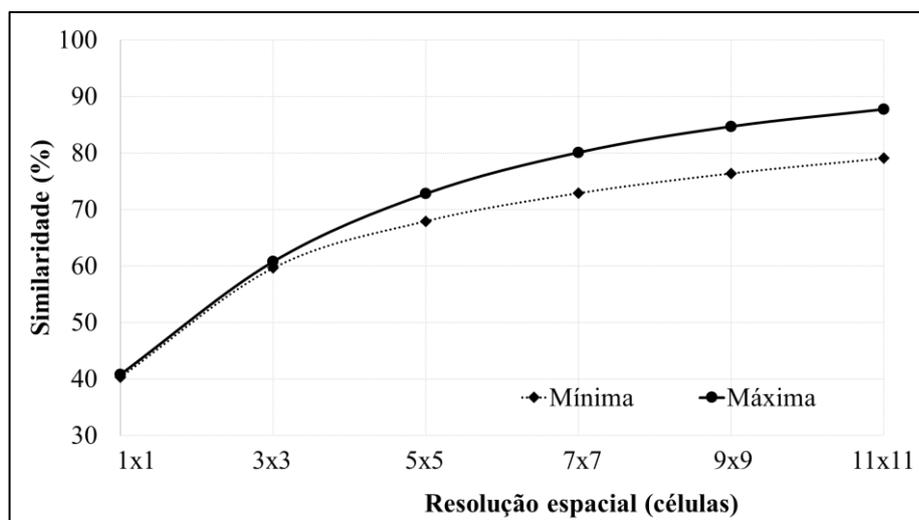
Além de suas aplicações em estudos atmosféricos e hidrológicos, a modelagem espacial dinâmica, conforme aplicada no presente trabalho, tem o potencial de reforçar a importância da preservação de áreas naturais que estão vulneráveis à perturbação por atividades humanas. A produção de cenários futuros permite a previsão de impactos das mudanças na paisagem em outros processos físicos.

4.1.1 Validação do modelo de cenários futuros de LULC

A Figura 4.1 apresenta a validação do modelo de simulação de cenários futuros de LULC, utilizando a lógica *fuzzy*, com a similaridade mínima e máxima encontrada ao considerar uma janela de 1x1 até 11x11 células. Pode ser observado que à medida que a resolução espacial diminui, as semelhanças (mínima e máxima) entre o mapa observado (LULC-2015) e simulado (LULC-2015-S) aumentam exponencialmente. Em uma janela de 7x7 células (que equivale a 1.050 m) a similaridade máxima chega a 80 % e 87,7 % em uma janela de 11x11. Outro fator

importante é que as curvas são muito próximas, o que demonstra que a similaridade não tem uma variação grande. Esse resultado obtido é bastante satisfatório, principalmente quando se considera a finalidade de aplicação desses produtos. Por exemplo, na modelagem atmosférica regional, é comum o uso de arquivos LULC de baixa resolução espacial (≤ 1 km) (BENDER; FREITAS; MACHADO, 2019). Após construir um modelo semelhante na Dinâmica EGO, para simular cenários futuros de desmatamento na Amazônia, Maeda et al. (2011) obtiveram uma similaridade mínima de 40 % entre o mapa observado e simulado, em uma janela de 10×10 células, equivalente a uma resolução espacial de 1 km. Lima et al. (2013) obtiveram uma similaridade mínima inferior a 70 % em uma janela de 11×11 . Kawashima et al. (2016) obtiveram similaridades mínimas de apenas 48,3 % e 77,5 % em janelas de 3×3 e 11×11 células, respectivamente. Paiva et al. (2020) observaram uma similaridade máxima em torno de 70 %, para uma janela de 7×7 células.

Figura 4.1 - Similaridade da calibração do modelo de cenários futuros entre os mapas LULC-2015 e LULC-2015-S.

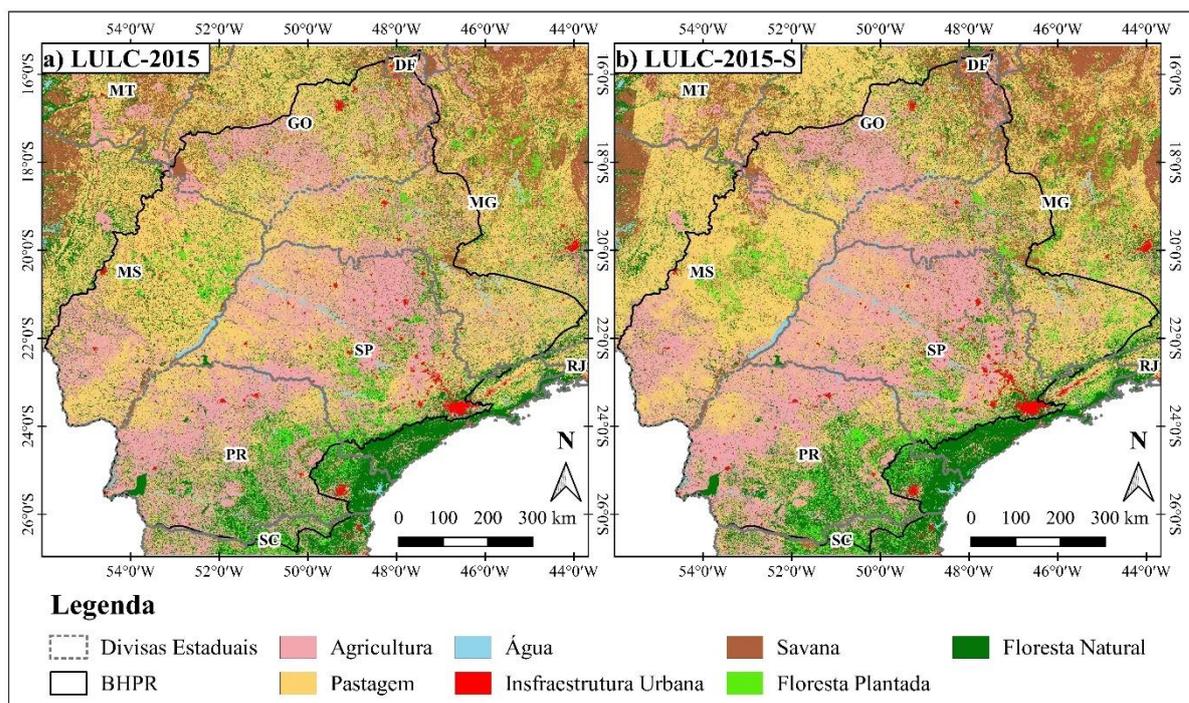


Fonte: Produção da autora

A Figura 4.2 apresenta a comparação dos mapas LULC-2015 e LULC-2015-S, obtido na calibração do modelo dinâmico espacial para os cenários futuros. É possível observar que o modelo superestimou a criação de Agricultura, principalmente na porção oeste do estado de São Paulo, porção sul do estado de Mato Grosso do Sul e porção noroeste do estado do Paraná. O modelo também superestimou as áreas de Floresta Plantada e Pastagem nas porções centro-leste do estado de Mato Grosso do Sul, o que resultou em substituição excessiva de áreas de Savana e Floresta Natural. No entanto, o modelo foi capaz de indicar que grandes áreas de

vegetação natural – como o Parque Nacional do Iguaçu (no sudoeste do Paraná), a Reserva da Serra do Mar (ao longo do litoral na porção leste da área de estudo) e o interior da Bioma Pantanal (na porção noroeste) – não deveriam ser desmatadas.

Figura 4.2 - Mapa observado LULC-2015 (a) e simulado LULC-2015-S (b), obtido na etapa de calibração do modelo dinâmico espacial para cenários futuros.



Fonte: Produção da autora.

A Tabela 4.1 apresenta a matriz de confusão entre o mapa simulado LULC-2015-S e o mapa observado LULC-2015, apenas para a área dentro da BHPR. Essa matriz indica quais tipos de LULC o modelo teve dificuldade em simular. Os valores da matriz estão em proporções de células simuladas para cada classe, em relação ao total de células da área. A maior confusão está relacionada aos tipos de LULC de Agricultura e Pastagem. Isso porque, de acordo com a Tabela 3.3, as taxas de transição são mais altas entre esses dois tipos de LULC. Por exemplo, as áreas de Agricultura representavam 35,18 % do domínio no mapa observado LULC-2015, enquanto o mapa LULC-2015-S simulou apenas 23,5 %, alocando as áreas restantes principalmente na classe de Pastagem e Floresta Natural. A soma das células diagonais da matriz de confusão indica a exatidão global do mapa simulado, que foi de 65,6 % para a área da BHPR. Para a área de estudo inteira, a exatidão global foi de 67,7 %. Wang e Zhang (2001), aplicando uma abordagem de modelagem dinâmica diferente, em uma resolução espacial de

150 m, encontraram 62,3 % de exatidão global da simulação. O modelo de cenários futuros também subestimou as áreas de Pastagem na bacia, o que resultou em maiores áreas simuladas de Agricultura, Savana, Floresta Plantada e Floresta Natural. A distinção entre Savana e Pastagem, com base em imagens de satélite, ainda representa um grande desafio para o mapeamento de LULC (GIROLAMO-NETO et al., 2020; RUDKE et al., 2021). Na BHPR, o comportamento espectral da classe Pastagem, onde predominam gramíneas com árvores esparsas e pequenos grupos de arbustos, é muito semelhante à da Savana.

Tabela 4.1 - Matriz de confusão entre o mapa simulado LULC-2015-S e o mapa observado LULC-2015, para a área da BHPR.

	LULC-2015							Total simulado
	Agric.	Past.	Água	Urbano	Savana	F. Plantada	F. Natural	
LULC-2015-S Agric.	23,50	11,03	0,00	0,10	0,27	0,45	1,08	36.43
Past.	8,65	22,85	0,00	0,20	1,21	1,14	1,64	35.71
Água	0,00	0,00	1,85	0,00	0,00	0,00	0,00	1.85
Urbano	0,23	0,14	0,00	0,91	0,01	0,00	0,01	1.30
Savana	0,81	1,33	0,00	0,04	3,88	0,11	0,00	6.17
Floresta P.	0,59	1,10	0,00	0,00	0,06	1,66	0,60	4.02
Floresta N.	1,40	1,61	0,00	0,03	0,00	0,57	10,91	14.52
Total observado	35,18	38,05	1,85	1,29	5,44	3,94	14,24	65,57

Os valores correspondem ao percentual de células de cada tipo de LULC. A soma da diagonal destacada em negrito equivale à exatidão global.

Fonte: Produção da autora.

4.1.2 Forçantes do processo de antropização

As forçantes externas que causam as mudanças antrópicas na paisagem podem ser estudadas através da análise dos pesos de evidência, gerados pela Dinâmica EGO. Esses valores adimensionais são usados na ponderação da distribuição de probabilidade de uma determinada transição de LULC no modelo. Portanto, valores negativos e positivos indicam as respectivas influências na transição. Os pesos foram calculados independentemente para cada sub-região, tipo de transição e variável, considerando suas categorias e intervalos de distância discretizados.

Foram analisadas apenas as quatro transições mais significativas da Tabela 3.3, que representam os quatro tipos de transição: 1) Savana-Pastagem > 20,4 %; 2) Floresta Natural-Agricultura > 5,4 %; 3) Floresta Natural-Floresta Plantada > 2,6 %; 4) Agricultura- Urbano >

0,6 %. A transição Pastagem-Agricultura foi mais comum do que a transição Floresta Natural-Agricultura, contudo, optou-se por priorizar a análise do processo de desmatamento. As Figuras 4.3 e 4.4 mostram os pesos de evidência para as sub-regiões 1 e 5, respectivamente, (ver Figura 3.3) contendo apenas as variáveis discretizadas em faixas de distância. A variável dinâmica foi a distância do tipo LULC sendo criada na transição. Portanto, para a transição Agricultura-Urbano, é a distância da classe Infraestrutura Urbana que é calculada a cada passo de tempo do modelo. Apenas os primeiros 9 km de distância e os pesos significativos são analisados nas Figuras 4.3 e 4.4.

De modo geral, em relação aos pesos analisados, a transição Agricultura-Urbano apresentou as evidências mais fortes nos primeiros 9 km de distância. A variável mais importante para essa transição foi a distância para áreas já urbanizadas (variável dinâmica), sendo positiva até aproximadamente 2,5 km. Além dessa distância, houve forte influência negativa, tanto na sub-região 1 (Figura 4.3), quanto na sub-região 5 (Figura 4.4). A segunda variável mais importante na transição Agricultura-Urbano foi a distância de setores urbanos, que teve influência positiva até aproximadamente 400 m e forte influência negativa além disso. Ressalta-se que os setores urbanos possuem limites pré-definidos para novas construções e, portanto, podem abranger áreas maiores do que as manchas urbanas reais, o que tornou os pesos positivos até distâncias menores. Da mesma forma, a infraestrutura urbana pode existir fora dos setores urbanos. A presença de estradas também teve um efeito positivo nessa transição. No entanto, na sub-região 5, o peso foi positivo até 1,5 km, comparado com 900 m na sub-região 1. Já o relevo montanhoso tem influência negativa na transição Agricultura-Urbano até cerca de 900 m de distância, nos municípios da sub-região 1. Porém, os pesos dessa variável são positivos até 8 km de distância na sub-região 5, provavelmente indicando expansão das áreas urbanas em regiões de encostas, devido à falta de planejamento urbano adequado, em municípios com intenso crescimento populacional, o que aumenta os riscos ambientais e sociais. Por sua vez, a proximidade com hidrografia e massas d'água tende a impedir a substituição de áreas de cultivos para urbanização, provavelmente devido à necessidade de disponibilidade hídrica para irrigação. No entanto, na sub-região 5, os pesos da evidência de massas d'água é negativo apenas até aproximadamente 150 m, sendo positivo além disso. Um padrão semelhante é observado para a proximidade de áreas protegidas. Isso pode ser consequência: da necessidade de reservatórios próximos a grandes centros urbanos, para o abastecimento de água; da criação de parques naturais próximos a municípios em expansão,

normalmente incluindo áreas de vegetação nativa e lagos, o que pode favorecer a urbanização em seu entorno.

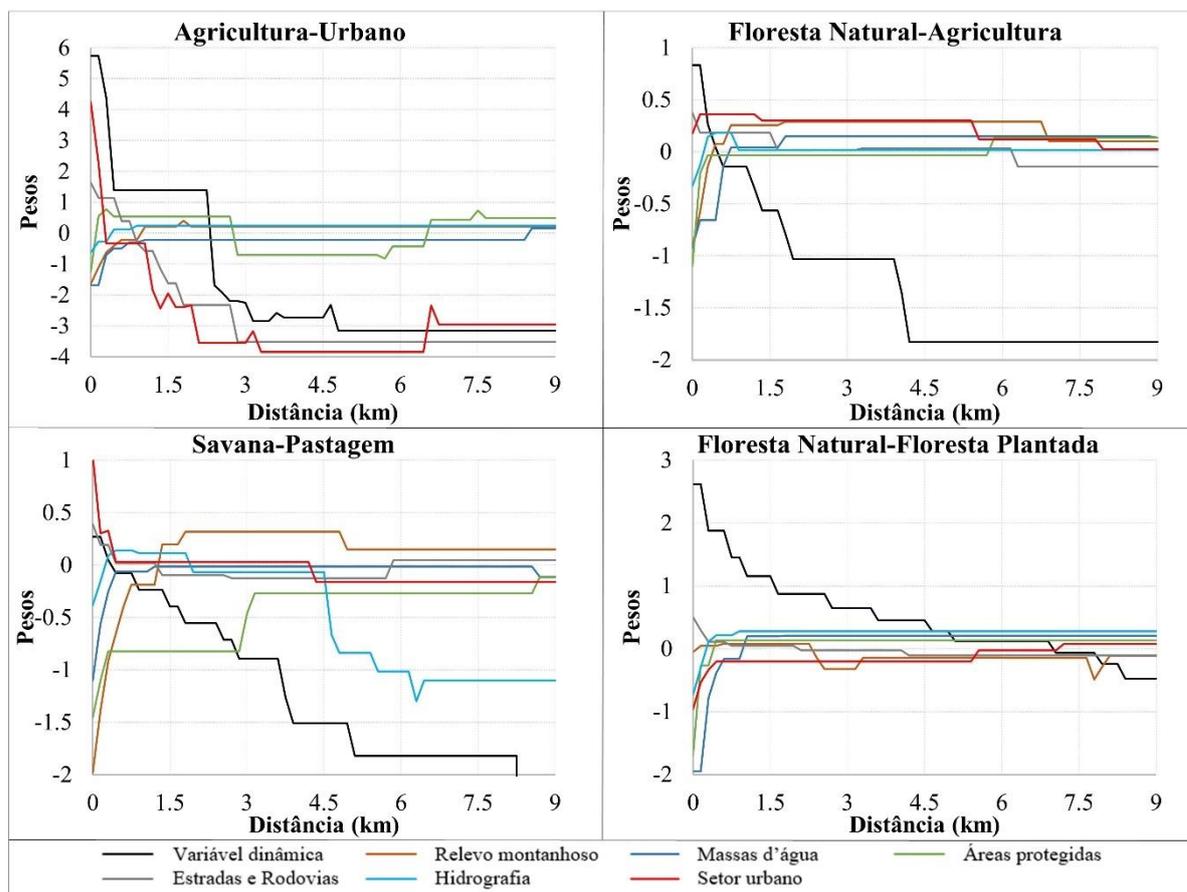
Em relação às variáveis não apresentadas nas Figuras 4.3 e 4.4, foi observado que elevações baixas (altas) tendem a ter influências positivas (negativas) na transição Agricultura-Urbano na sub-região 1, mas isso não ocorre na sub-região 5. Em geral, a presença de Latossolos, Neossolos e Planossolos também dificultam essa transição. Os pesos de evidência para as taxas de estimativas de cultivos e pastagens foram em sua maioria pequenos. Destaca-se que áreas com perda de cultivos entre 1985 e 2014 nos dados de Dias et al. (2016) facilitaram a transição Agricultura-Urbano. Portanto, é possível resumir que as áreas urbanas que substituem áreas agrícolas surgem geralmente nas proximidades de áreas urbanas já existentes, setores urbanos e estradas.

Kawashima et al. (2016) mostraram que a distância até 200-300 m da rede hidrográfica ou de transporte facilita a transição Floresta Natural-Urbano, na cidade de Santos-SP. O mesmo padrão foi observado aqui para as estradas e rodovias (resultado não apresentado). Contudo, na BHPR a proximidade com a rede hidrográfica tende a evitar o desmatamento, provavelmente devido à regulamentação das APPs no Código Florestal Brasileiro (BRASIL, 2012; SOARES-FILHO et al., 2014).

A transição Floresta Natural-Agricultura foi favorecida também principalmente pela variável dinâmica (distância de agricultura pré-existente), indicando a influência da fronteira agrícola, bem como pela presença de estradas. A influência da rede transporte na substituição da vegetação nativa tem sido bastante enfatizada em diversos estudos de modelagem dinâmica espacial (SOARES-FILHO et al., 2004; MAEDA et al., 2011), sendo considerada uma das maiores forçantes do desmatamento. Por sua vez, as áreas protegidas, o relevo montanhoso e a rede hidrográfica dificultaram a transição Floresta Natural-Agricultura, não apenas por efeito da legislação de APPs, mas também porque as regiões de relevo irregular não são favoráveis à agricultura. A proximidade com os setores urbanos favoreceu a transição Floresta Natural-Agricultura para uma maior distância na sub-região 1. Maeda et al. (2011) também observaram pesos de evidência negativos para rios/áreas protegidas e positivos para setores urbanos, em relação à transição Floresta Natural-Pastagem. Kawashima et al. (2016), observaram pesos negativos em relação à influência de áreas protegidas na transição Floresta Natural-Urbano, considerando essa uma das principais variáveis que limitam o desmatamento. Foi observado também que elevações de 600 a 1200 m favoreceram a supressão de florestas e sua substituição

por agricultura, assim como a presença de Latossolos e Nitossolos. Áreas com expansão de cultivos e perda de pastagens entre 1985 e 2014 foram favoráveis para essa transição de LULC.

Figura 4.3 - Pesos de evidência de variáveis estáticas do modelo para a sub-região 1 (municípios com redução populacional entre 1980 e 2010).

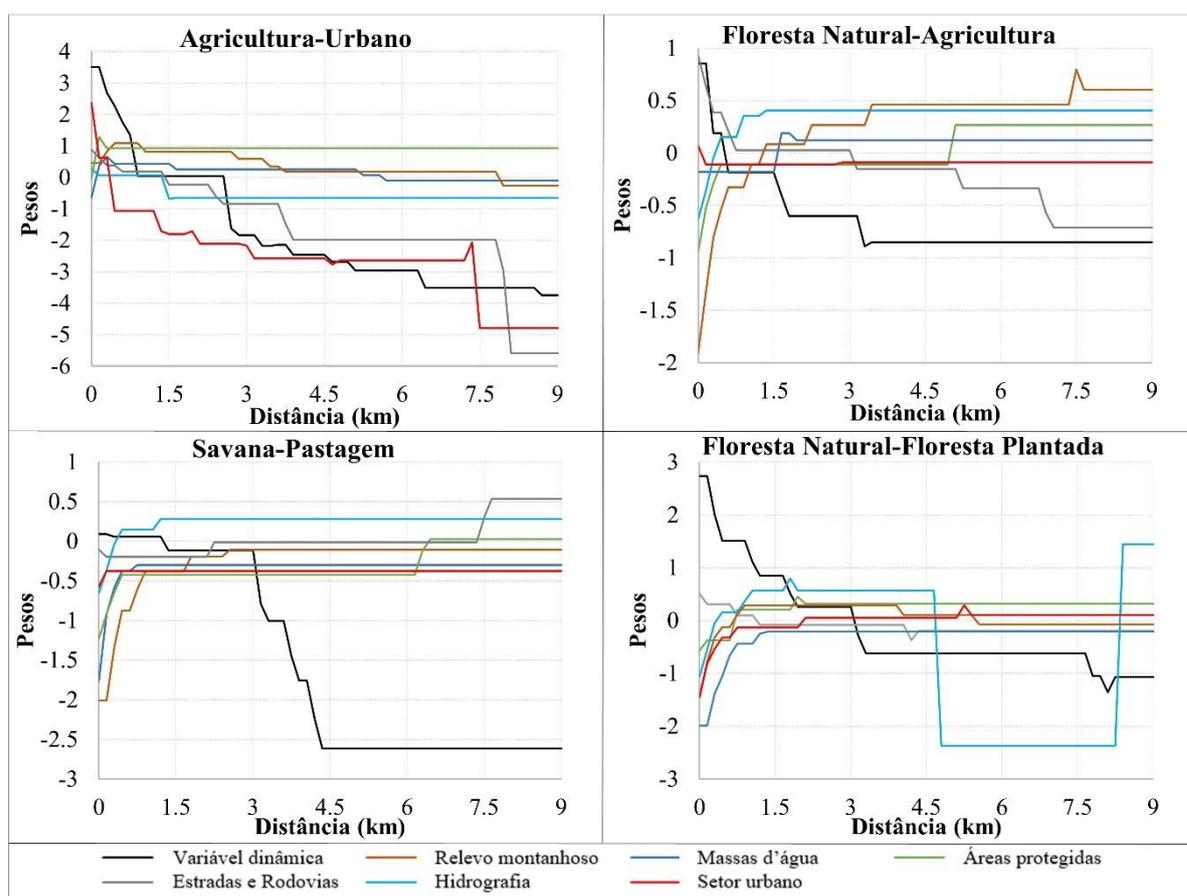


Fonte: Produção da autora

A transição Savana-Pastagem foi bastante significativa no período estudado (Tabela 3.3), confirmando que a expansão das áreas de pastagens no Brasil é o principal fator responsável pela diminuição dos biomas Cerrado e Pantanal. A principal variável que influenciou positivamente nessa transição na sub-região 5 foi a variável dinâmica (distância de áreas de pastagens pré-existent), enquanto na sub-região 1 foi a distância dos setores urbanos e estradas. Portanto, pode-se inferir que nos municípios que tiveram encolhimento da população não há necessidade de expandir as áreas urbanas, então o investimento ocorre em desenvolvimento rural, bem próximo de onde deveria existir a expansão urbana. Entretanto, a proximidade com o relevo montanhoso teve peso negativo nas sub-regiões 1 e 5, provavelmente por serem regiões não favoráveis para o uso rural, podendo também coincidir com áreas

protegidas. Na sub-região 1, distâncias superiores a 4,8 km de hidrografias tiveram forte influência negativa na transição Savana-Pastagem, provavelmente devido ao uso da água na dessedentação animal. Apenas as baixas elevações e a presença dos Neossolos favoreceram essa transição nas sub-regiões 1 e 5. A acentuada expansão dos cultivos agrícolas entre 1985 e 2014 tendeu a dificultar a transição Savana-Pastagem, que foi favorecida nas áreas de expansão de pastagens nesse período.

Figura 4.4 - Pesos de evidência de variáveis estáticas do modelo para a sub-região 5 (municípios com crescimento populacional maior que 100 % entre 1980 e 2010).



Fonte: Produção da autora

A transição Floresta Natural-Floresta Plantada também foi bastante associada à proximidade da variável dinâmica e estradas. O setor urbano apresentou pesos de evidência negativos, assim como a proximidade com áreas protegidas, massas d'água e rios. A expansão de cultivos e pastagens entre 1985 e 2014 favoreceu essa transição, assim como áreas elevadas (800 a 1400 m de altitude) e Latossolos.

Em resumo, o método dos pesos de evidência foi capaz de representar a influência esperada que as variáveis incluídas no modelo tiveram nas transições de LULC analisadas, assim como gerar novos entendimentos a respeito do processo de antropização. Esse método permitiu também a sintetização desses padrões, de forma a extrair em grande detalhe as informações inseridas em um extenso conjunto de dados.

4.1.3 Projeção de LULC até 2050

A etapa de projeção (ver Figura 3.4) dos cenários futuros utilizou como base as mudanças entre o mapa LULC-1985-C (Figura 4.5-a) e o mapa observado LULC-2015 (Figura 4.5-b), sendo este último o ponto de partida na simulação dos mapas futuros, com 7 passos de tempo do modelo e 5 anos de intervalo, até obter o LULC-2050 (Figura 4.5-d). A Figura 4.5-c também apresenta o mapa simulado LULC-2030.

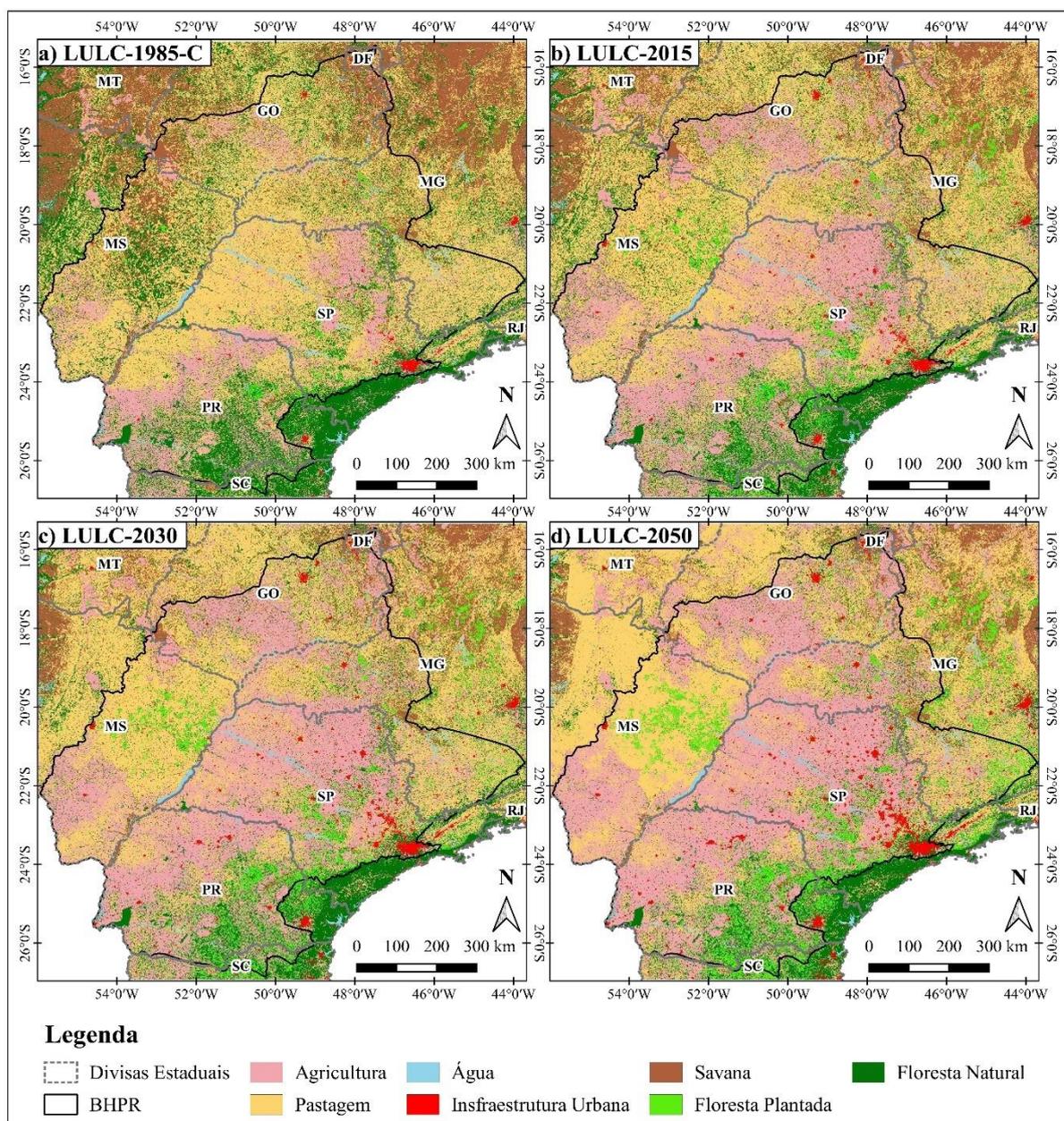
Na simulação dos cenários LULC-2030 e LULC-2050, o modelo acentuou as mudanças observadas entre 1985 e 2015, principalmente a expansão de Infraestrutura Urbana e de Floresta Plantada. Novamente, as grandes áreas de vegetação natural existentes, que estão dentro de áreas protegidas, não foram desmatadas durante a projeção. Contudo, pequenos fragmentos de Floresta Natural que existiam em 2015 foram desaparecendo nos mapas seguintes. Isso indica que, embora a variável dinâmica tenha tido o impacto mais significativo na antropização, outras forças externas podem acelerar ou impedir as transições.

Em termos de área, o modelo simulou o desmatamento de 74.964 km² de Floresta Natural e 72.102 km² de Savana (biomas Cerrado, Pantanal e Caatinga) entre 2015 e 2050, em toda a área de estudo. A vegetação natural foi substituída principalmente por Pastagem. No entanto, como o modelo permite transições entre usos antrópicos, principalmente de Pastagem para Agricultura, e foi este executado com 7 interações, é possível que a conversão da vegetação nativa até 2050 represente os outros usos, uma vez que a Agricultura, a Infraestrutura Urbana e a Floresta Plantada foram estimadas para aumentar em 129.868, 12.425 e 40.117 km², respectivamente. A transição entre classes antrópicas fez a área de Pastagem diminuir cerca de 35.599 km².

A Figura 4.6 mostra o percentual dos tipos de LULC dentro da BHPR, em intervalos de cinco anos, de 1985 a 2050. De 1985 a 2015, os valores se referem aos dados originais reclassificados dos produtos MapBiomas coleção 4.1. De 2020 em diante estão os dados simulados com o modelo. É interessante notar que as estimativas mostram o mesmo padrão de

mudança acontecendo gradualmente ao longo do tempo, embora a classe de Agricultura parece sofrer um pouco de saturação no crescimento, provavelmente em função da indisponibilidade de novas áreas favoráveis ao uso agrícola, bem como pela prática da agricultura intensiva com aumento de produtividade em áreas já ocupadas.

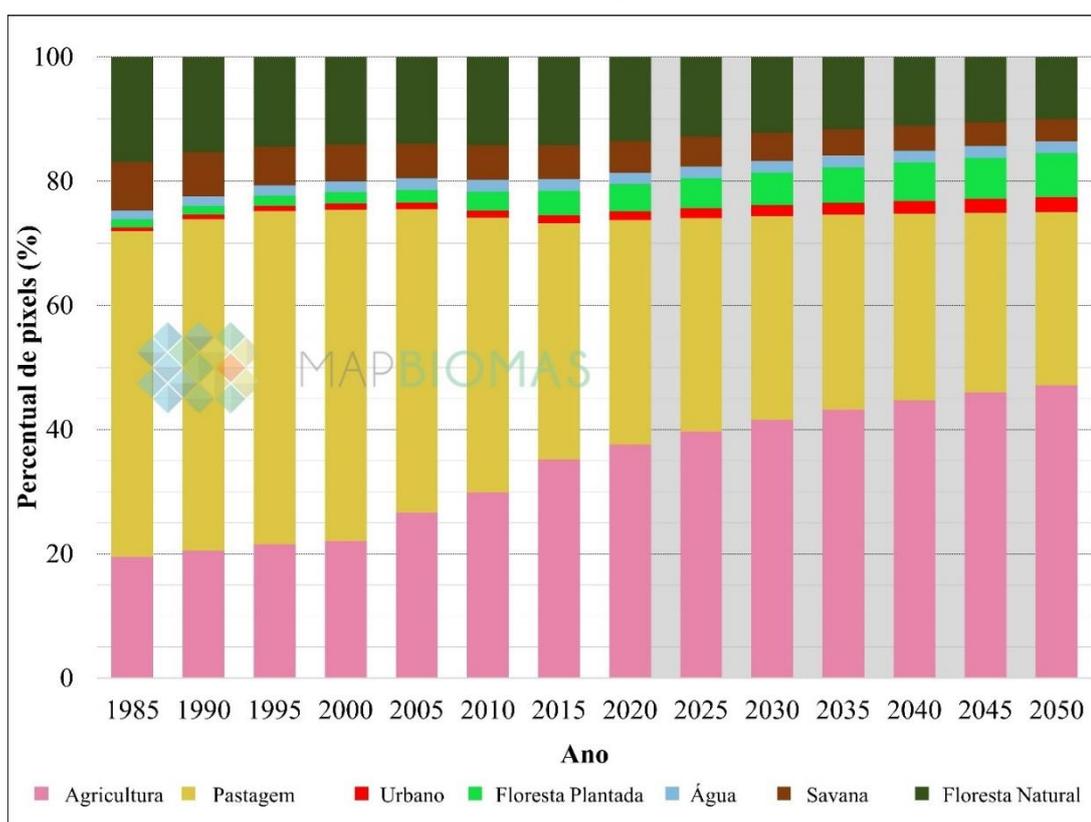
Figura 4.5 - Mapa LULC-1985-C (a) utilizado na calibração do modelo dinâmico espacial para cenários futuros e mapa observado LULC-2015 (b). Mapas simulados LULC-2030 (c) e LULC-2050 (d), obtidos na etapa de projeção do modelo.



Fonte: Produção da autora

A Figura 4.6 pode gerar uma falsa conclusão de que as mudanças de LULC previstas na área de estudo serão pequenas, graduais e até mesmo espacialmente homogêneas. No entanto, o padrão de mudanças previsto é bastante heterogêneo e cada região pode apresentar um comportamento bem específico a ser estudado. Assim, a Figura 4.7 apresenta os percentuais dos tipos de LULC para as principais Regiões Metropolitanas (RM) da área de estudo (IBGE), bem como a localização das UCs. É possível observar na Figura 4.7 que nos cenários futuros a estacionariedade do modelo foi mantida em todas as regiões, mas cada uma apresenta processos específicos de antropização.

Figura 4.6 - Mudanças de uso e cobertura da terra entre 1985 e 2050, a cada cinco anos, para a área da BHPR. A porção sombreada representa o período de projeção do modelo.

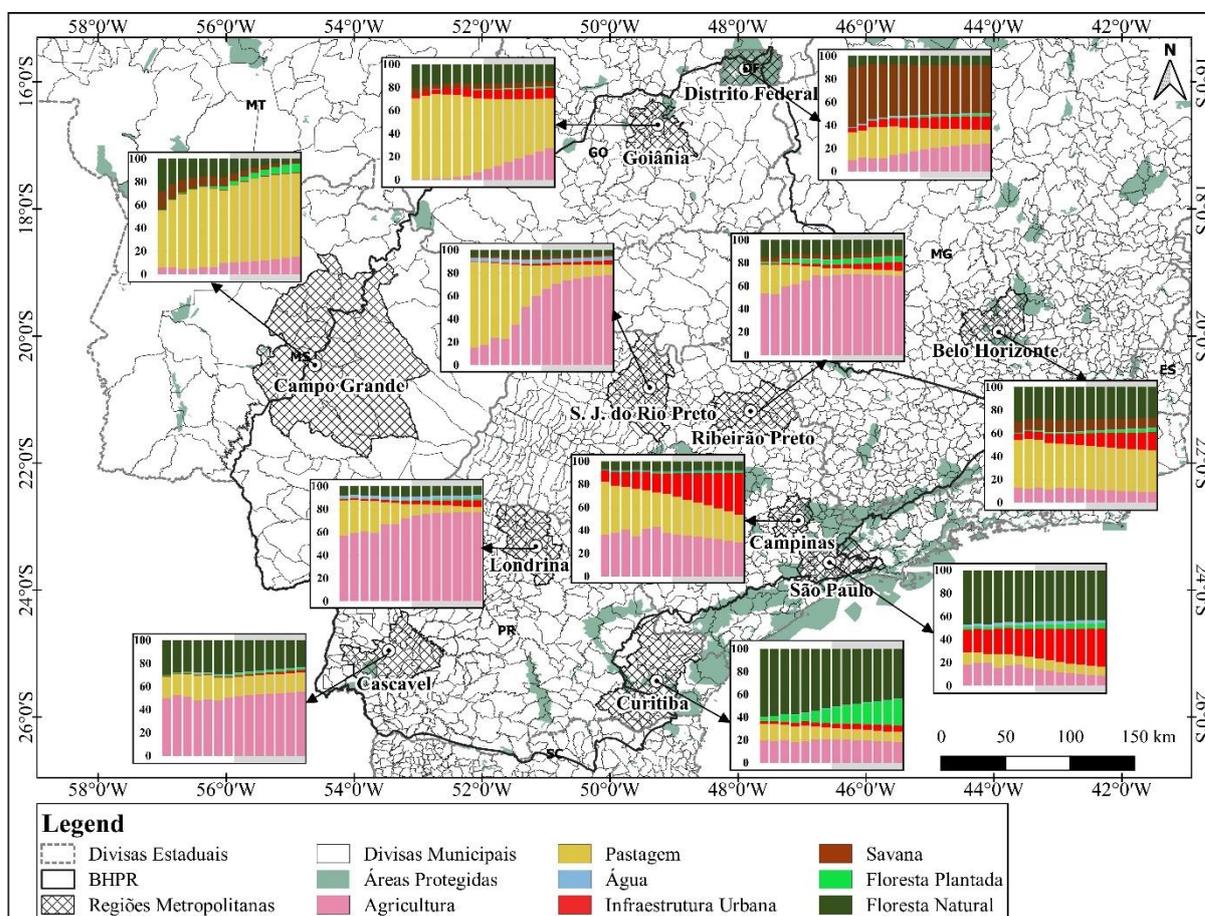


Os percentuais são em relação ao número de pixels dentro da BHPR. Entre 1985 e 2015 os valores são provenientes dos produtos MapBiomias 4.1 reclassificados.

Fonte: Produção da autora.

A Tabela 4.2, por sua vez, mostra as características demográficas dessas RMs, obtidas a partir dos censos de 1980 e 2010. A taxa total de antropização representa o aumento proporcional dos usos antrópicos estimados entre 1985 e 2050.

Figura 4.7 - Mudanças de uso e cobertura da terra entre 1985 e 2050, a cada cinco anos, para as principais RMs da área de estudo. A porção sombreada representa o período de projeção do modelo.



Os percentuais são em relação ao número de pixels dentro da BHPR. Entre 1985 e 2015 os valores são provenientes dos produtos MapBiomas 4.1 reclassificados.

Fonte: Produção da autora.

As áreas protegidas (UCs) dentro e próximas às RMs da BHPR, como São Paulo, Belo Horizonte, Cascavel e Distrito Federal, desempenharam um papel importante na manutenção da vegetação natural residual (Tabela 4.2 e Figura 4.7), tanto do bioma Mata Atlântica, como do bioma Cerrado. No entanto, RMs com baixas taxas de antropização, como Campinas, Londrina e São José do Rio Preto, não estão (ou serão) necessariamente preservadas. Nessas RMs, há saturação da mudança de LULC, pois existem poucas áreas remanescentes nas quais as transições do tipo natural-antrópico podem ocorrer. Portanto, são regiões em que o processo de antropização foi mais antigo (anterior a 1985) e intenso, fazendo com que os tipos de transição antrópico-antrópico sejam mais frequentes atualmente. Campo Grande e Curitiba apresentaram as maiores taxas de antropização, contudo, apenas esta última contém áreas protegidas, e apresenta bastante área de vegetação nativa residual, ou seja, existem regiões ainda

propícias ao desmatamento. Campo Grande se destaca ainda por apresentar a maior taxa de crescimento populacional e uma taxa crescente de antropização, entre 1985 e 2050, o que não foi observado nas demais RMs.

Tabela 4.2 - Processo de antropização das principais RMs da área de estudo. Crescimento populacional (1980-2010) e taxa de antropização estimada (1985-2050).

RM	Área (10 ³ km ²)	Taxa (%) de crescimento populacional (1980-2010)	Densidade populacional (2010) (hab./km ²)	Áreas protegidas (%)	Taxa (%) de antropização (1985-2050)	Vegetação residual (2015) (%)
Cascavel	11,2	23	43	10,23	9,06	29,00
Londrina	8,4	50	117	0,05	0,44	9,26
São Paulo	7,9	56	2.477	24,76	7,42	44,62
São José do Rio Preto	11,8	76	69	0,08	1,52	8,40
Belo Horizonte	7,8	82	618	23,13	6,89	38,07
Ribeirão Preto	10,2	87	128	1,04	6,23	17,27
Curitiba	16,6	106	194	10,23	39,92	52,06
Campinas	3,4	117	789	14,72	-1,00	8,52
Distrito Federal	5,8	118	445	93,30	32,27	51,43
Goiânia	7,1	146	300	3,17	10,78	21,56
Campo Grande	62,7	157	15	0,49	71,61	24,12

A vegetação residual se refere às classes de Savana ou Floresta Natural dentro de cada RM no mapa LULC-2015. A coluna de áreas protegidas (%) equivale ao percentual da RM ocupado por UCs.

Fonte: IBGE (2010a). Produção da autora.

A RMSP é a mais populosa da área de estudo e do Brasil. No entanto, a taxa de antropização para o período 1985-2050 é baixa (Tabela 4.2), devido à grande ocupação de áreas protegidas em seu interior, o que confere percentual de cobertura vegetal natural alto nos cenários futuros. Portanto, o processo mais significativo nessa região é a contínua expansão urbana, sobre outros usos antrópicos. Utilizando também um modelo construído na Dinâmica EGO, Young (2013) simulou o efeito da expansão urbana na RMSP para 2030, avaliando os riscos ambientais associados. A autora estimou um crescimento de 38,7 % da área urbana na RMSP, em relação a 2008. Embora esses resultados sejam comparáveis aos nossos, eles demonstram uma maior taxa de urbanização no período 2008-2030. No presente trabalho foi estimado que, de 2015 a 2050, a Infraestrutura Urbana da RMSP aumentará 37,3 %. Essa diminuição na expansão urbana modelada pode representar a saturação deste tipo de transição (ou seja, indisponibilidade de novas áreas para uso urbano).

É importante ressaltar que em uma área como a RMSP, não se esperava uma estimativa grande de desmatamento da vegetação natural no futuro, por ser uma região que iniciou o processo de alteração da superfície há mais tempo. No entanto, os resultados mostram que as medidas de conservação atuais devem ser mantidas e aprimoradas, pois ainda há grandes remanescentes da Mata Atlântica para proteger e preservar. Atualmente, as maiores mudanças ocorrem entre usos já antrópicos, e grande parte da vegetação natural remanescente está amparada pela legislação ambiental. Contudo, dois fatos devem ser destacados: 1) não é toda a vegetação nativa remanescente que está dentro de áreas protegidas, o que aumenta sua vulnerabilidade à supressão; 2) as áreas amparadas pela legislação não estão totalmente conservadas com cobertura de vegetação natural (SOARES-FILHO et al., 2014), até mesmo em regiões extremamente importantes, como o Sistema Cantareira (MACHADO; NEVES, 2017). Isso evidencia a importância de fiscalizar as áreas protegidas e de não flexibilizar as legislações ambientais, assim como incentivar práticas de conservação e recuperação, principalmente das APPs e Reservas Legais, regidas pelo Código Florestal, tanto pelo governo, quanto por instituições privadas, produtores rurais e pela sociedade em geral. Afinal, a supressão da vegetação nativa pode impactar os serviços ambientais dos ecossistemas, que as atividades humanas dependem, de forma direta ou indireta (IBGE, 2020).

O processo intenso de urbanização inadequada também favorece a ocupação de áreas de maiores riscos naturais (geológico, hidrometeorológico e biológico) e riscos gerados pelas atividades humanas (degradação ambiental e riscos tecnológicos) que, somados, aumentam a vulnerabilidade da população aos desastres naturais (MARENGO et al., 2020). Este é um problema bastante relevante, por exemplo, na Macrometrópole Paulista (MMP), na qual foi estimado em 2010 que mais de 3,8 milhões de pessoas vivem em moradias precárias como favelas ou ocupações ilegais e clandestinas (CEM, 2014). As evidências dos impactos do processo de urbanização são preocupantes também quando projeções futuras são analisadas. A urbanização projetada por Young (2013), por exemplo, pode pressionar as áreas remanescentes de vegetação nativa e criar 46,1 % (200 %) mais áreas de risco a inundações (deslizamentos) (YOUNG, 2013).

Neste contexto, é importante destacar ainda que 8,6 % de toda a transição de LULC para a classe Infraestrutura Urbana foi simulada sobre regiões de relevo forte ondulado (>20° de declividade), entre 2015 e 2050, em toda a área de estudo. Este valor é bastante significativo, contudo, se este percentual for calculado para cada uma das RMs analisadas, observa-se grande heterogeneidade espacial da urbanização. Assim, a Tabela 4.3 traz os valores de área urbanizada

sobre relevo forte ondulado, para as principais RMs da área de estudo. Podemos destacar as RMs de Belo Horizonte e São Paulo, em que quase um terço da urbanização simulada entre 2015 e 2050 pode ocorrer sobre regiões de relevo forte ondulado, agravando os riscos relacionados aos eventos de extremos de precipitação e a vulnerabilidade da população. Este padrão pode também representar uma característica específica dessas RMs, por serem localizadas justamente em regiões de relevo irregular, não sendo somente um aspecto da urbanização de fato. As áreas de relevo montanhoso ($>45^\circ$ de declividade) tiveram influência positiva na criação de Infraestrutura Urbana, nos municípios de grande crescimento populacional durante as últimas décadas. As RMs de Campinas, Londrina, Cascavel e Curitiba também se destacam na Tabela 4.3 por apresentarem valores intermediários, entre 3,8 e 5,3 %.

Tabela 4.3 - Percentual de áreas que o modelo simulou como transição para Infraestrutura Urbana, entre 2015 e 2050, sobre regiões em áreas de relevo forte ondulado.

RM	Área urbanizada (2015-2050) (km²)	Área urbanizada em relevo forte ondulado (2015-2050) (km²)	Área urbanizada em relevo forte ondulado (2015-2050) (%)
Cascavel	124,16	5,13	4,13
Londrina	267,75	10,64	3,97
São Paulo	633,38	171,95	27,15
São José do Rio Preto	187,58	1,17	0,62
Belo Horizonte	347,15	104,24	30,03
Ribeirão Preto	418,57	6,62	1,58
Curitiba	298,31	15,82	5,30
Campinas	552,08	20,88	3,78
Distrito Federal	142,52	3,58	2,51
Goiânia	135,09	1,73	1,28
Campo Grande	73,15	0,11	0,15

Área urbanizada corresponde ao total de pixels que passaram de outro tipo de LULC para Infraestrutura Urbana na simulação de cenários futuros, entre 2015 e 2050. O cálculo da área em km² considerou cada pixel com 150 m de resolução espacial. Relevo forte ondulado corresponde às áreas com declividade superior a 20 graus, de acordo com os dados SRTM.

Fonte: Produção da autora.

4.2 CENÁRIOS PASSADOS DE USO E COBERTURA DA TERRA

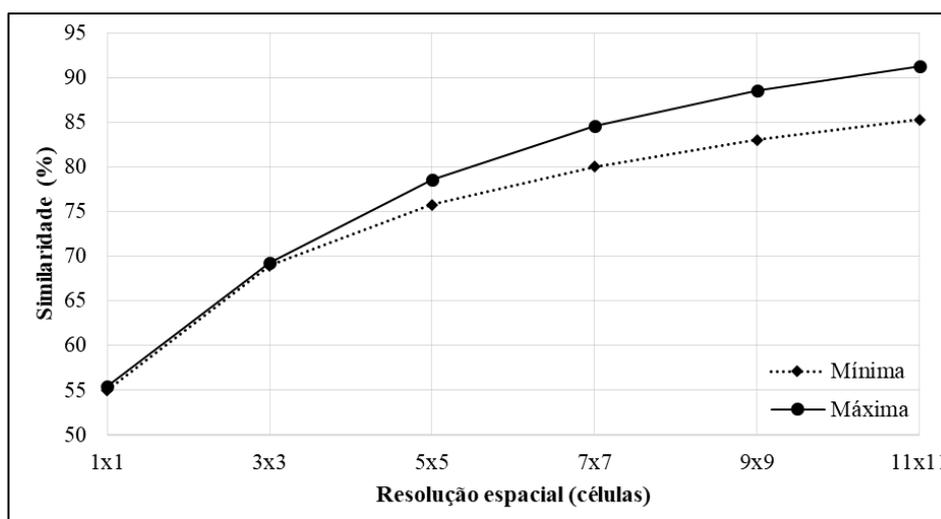
Nesta seção são apresentados os resultados da modelagem dinâmica espacial para construção dos cenários passados de LULC na área de estudo, com base também na mudança

ocorrida entre 1985 e 2015, no crescimento populacional e desenvolvimento do país, de acordo com as Fases de Reconstrução propostas da Figura 3.6. Os resultados compreendem a validação do modelo e a análise da reconstrução de LULC até T0 (aproximadamente no ano 1500). Nesta etapa, a abordagem regional utilizada se baseou nos biomas e o modelo conceitual não permitiu a antropização, pois a direção da simulação foi inversa, partindo de um cenário mais recente para um mais antigo. Além disso, a estacionariedade foi mantida apenas durante cada fase do modelo, buscando ajustar a taxa de antropização com o crescimento populacional na BHPR, ao longo do tempo.

4.2.1 Validação do modelo de cenários passados de LULC

A validação do modelo de reconstrução foi realizada de três formas: 1) calculando a similaridade entre o mapa observado LULC-1985 e o mapa LULC-1985-S (Figuras 4.8 e 4.9), simulado com o modelo na Fase 1, que buscou calibrar as variáveis semiestáticas e os pesos de evidência; 2) comparando os mapas auxiliares LULC-1940-C e LULC-T0 com os mapas simulados LULC-1940 e LULC-T0-S, respectivamente; 3) calculando a área simulada do total antropizado e comparando com o valor ajustado com a curva de crescimento populacional.

Figura 4.8 - Similaridade da calibração do modelo de cenários passados entre os mapas LULC-1985 e LULC-1985-S.

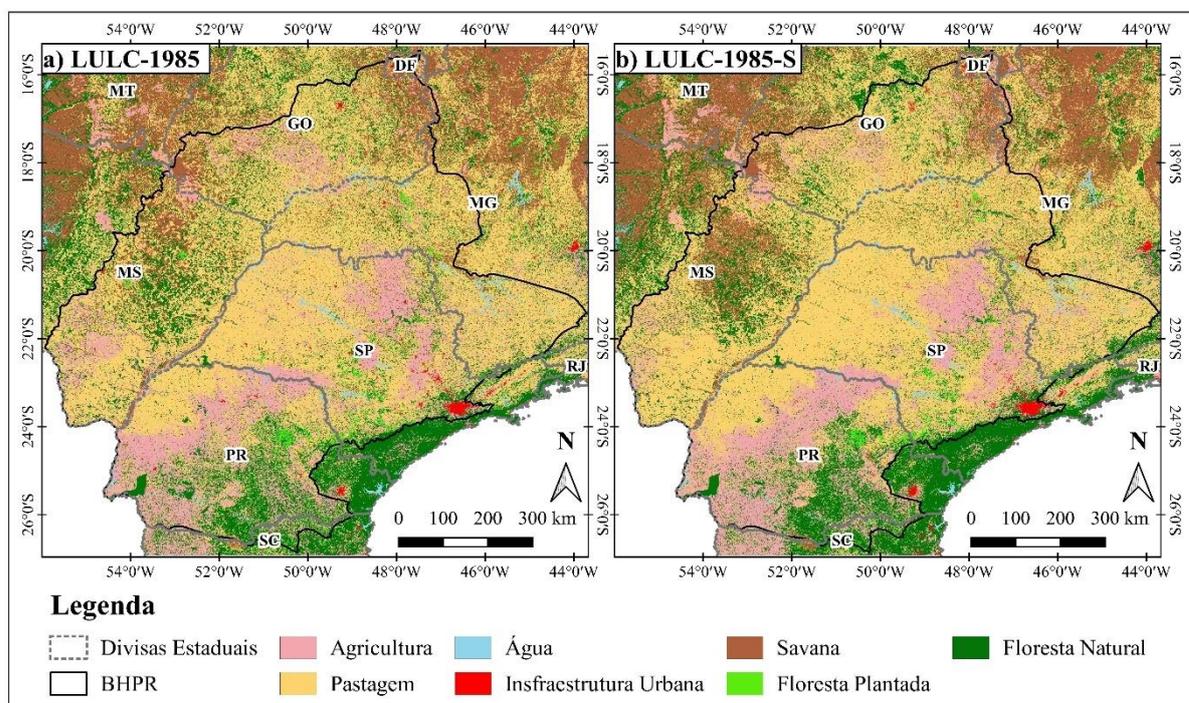


Fonte: Produção da autora.

Dessa forma, a Figura 4.8 apresenta a validação do modelo de simulação de cenários passados de LULC para a Fase 1, utilizando a lógica *fuzzy*, conforme foi realizado no modelo

de cenários futuros. Pode ser observado que à medida que a resolução espacial diminui, a similaridade entre o mapa observado (LULC-1985) e simulado (LULC-1985-S) aumentam exponencialmente. A similaridade fica em torno de 55 % em uma janela de 1x1, sendo um valor muito satisfatório. Em uma janela de 7x7 células (que equivale a 1.050 m) a similaridade máxima chega a 85 % e a 91 % em uma janela de 11x11. Mais uma vez observou-se a ocorrência de curvas muito próximas, indicando pouca variação da similaridade mínima e máxima. Esse resultado é ainda melhor do que o observado na calibração dos cenários futuros (Figura 4.1).

Figura 4.9 - Mapa observado LULC-1985 (a) e simulado LULC-1985-S (b), obtido na etapa de calibração do modelo dinâmico espacial para cenários passados.



Fonte: Produção da autora.

Por sua vez, a Figura 4.9 apresenta a comparação dos mapas LULC-1985 e LULC-1985-S. De forma geral, os dois mapas são muito semelhantes, apresentando a mesma distribuição espacial das áreas de agricultura, pastagem e áreas urbanas. O modelo conseguiu simular uma importante regeneração de vegetação natural em MS, MT e GO, assim como na região serrana do PR, seguindo o padrão que realmente ocorreu no mapa observado. As áreas urbanas diminuíram significativamente também, porém, de forma mais acentuada em regiões do interior do que em grandes centros urbanos como São Paulo, Curitiba e Belo Horizonte, o que é interessante, mas faz com que o modelo tenha uma tendência de regenerar muito rápido essas regiões. É possível observar que o modelo superestimou a criação de Floresta Natural,

principalmente na porção norte e oeste da área de estudo (GO e MS). O modelo também superestimou as áreas de Savana nessa mesma região, como também em MG. Esse padrão resultou em grande substituição de áreas de Pastagem.

O uso da função *Patcher* com maior percentual (50 % e 70 %) do que no modelo de cenários futuros, foi uma tentativa de permitir a regeneração da vegetação natural em regiões com áreas agrícolas muito homogêneas, como o oeste de SP. Essa medida realmente melhorou o resultado, em comparação com outras simulações testadas, porém, fez com que a regeneração ocorresse de forma mais esparsa e ‘pixelada’, ao invés de ocorrer por meio de manchas homogêneas.

A Tabela 4.4 apresenta a matriz de confusão entre o mapa simulado LULC-1985-S e o mapa observado LULC-1985, apenas para a área dentro da BHPR. Essa matriz indica quais tipos de LULC o modelo teve maior dificuldade em simular. Novamente, a maior confusão está relacionada aos tipos de LULC de Agricultura e Pastagem. A exatidão global, que é a soma das células diagonais da matriz de confusão, foi de 74 % para a área da BHPR e 76 % para toda a área de estudo (não apresentado). Embora tenha sido observado na Figura 4.9, que o modelo regenerou excessivamente a vegetação natural em algumas regiões, a Tabela 4.4 mostra que o total simulado de Savana e Floresta Natural foi ainda inferior ao observado, o que ocorreu provavelmente pela pouca regeneração de regiões cobertas homogeneamente por Pastagem, como no oeste de SP, noroeste de PR, sul de MS, sul de MG e Triângulo Mineiro. Nessas regiões o modelo teve mais facilidade de gerar as transições Floresta Plantada-Pastagem e Agricultura-Pastagem. Nos próximos resultados será possível observar que, nas fases seguintes de reconstrução, essas mesmas regiões continuaram tendo uma regeneração lenta.

A Figura 4.10 apresenta a comparação do mapa estimado LULC-1940-C (auxiliar da calibração, ver seção 3.1.3) e simulado LULC-1940, obtido na S2 da Fase 2 (ver Figura 3.6). É importante destacar que o mapa LULC-1940-C na Figura 4.10-a é estimado e não observado, ou seja, ele serve apenas para indicar áreas que possivelmente já estariam antropizadas em 1940, não possuindo também uma correta evolução das áreas urbanas. De forma geral, os dois mapas são semelhantes em boa parte da área de estudo, apresentando distribuição espacial das áreas remanescentes de Agricultura e Pastagem similar, em boa parte do estado de São Paulo. O modelo foi capaz de regenerar quase toda a área antropizada em MS, GO e MT, seguindo as estimativas para o período. No noroeste do estado do PR e oeste de SP, o modelo apresenta dificuldade em converter toda a área de Pastagem e Agricultura para Floresta Natural, no entanto, na porção leste dos dois estados ele superestima a regeneração, ficando apenas as áreas

urbanas, que diminuem consideravelmente em relação à 1985. Por sua vez, as regiões do sul de MG, Vale do Paraíba, interior de SP e divisa com RJ apresentaram um excesso de regeneração das florestas. Este padrão ocorreu provavelmente porque o maior peso de evidência para regeneração da Floresta Natural é a variável dinâmica - a distância de áreas de floresta pré-existentes - assim, o modelo segue expandindo regiões florestais, que estão em sua maior parte na porção sudeste e leste da área de estudo, fazendo com que o padrão espacial de antropização fique parcialmente diferente do esperado no bioma Mata Atlântica.

Tabela 4.4 - Matriz de confusão entre o mapa simulado LULC-1985-S e o mapa observado LULC-1985, para a área da BHPR.

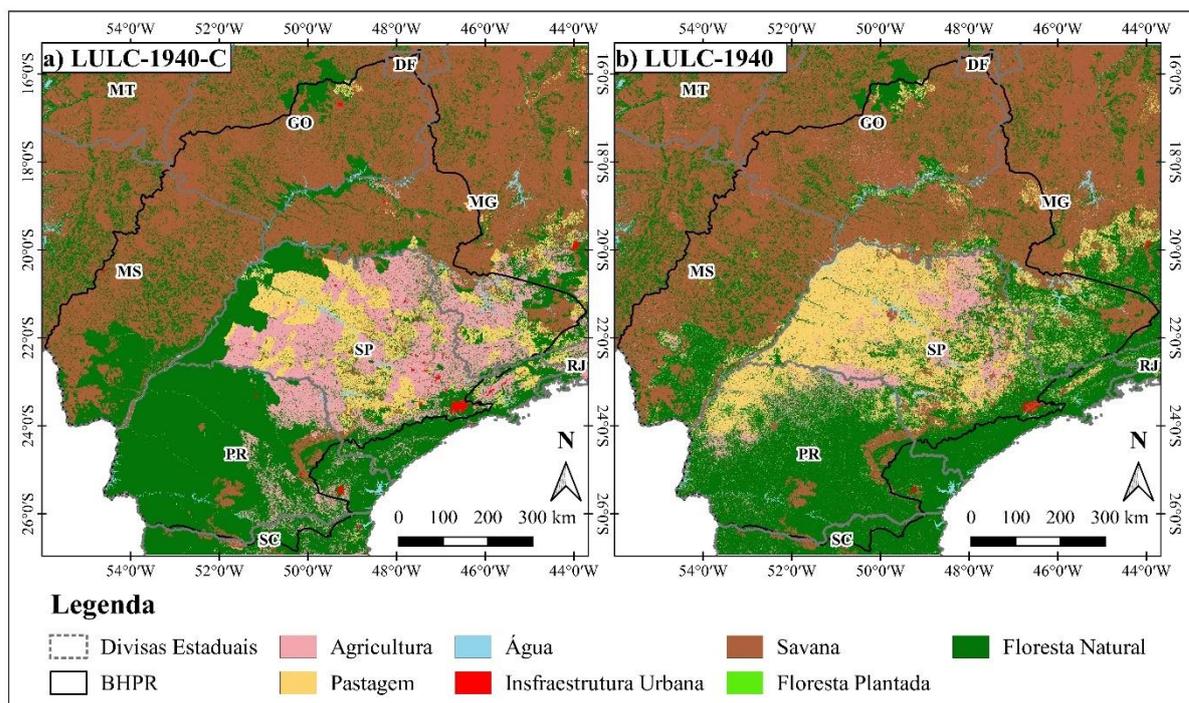
	LULC-1985							Total simulado
	Agric.	Past.	Água	Urbano	Savana	F. Plantada	F. Natural	
LULC-1985-S Agric.	10,61	6,49	0,00	0,14	0,50	0,09	1,34	19,18
Past.	8,02	42,49	0,00	0,13	2,18	0,27	1,37	54,46
Água	0,00	0,00	1,48	0,00	0,00	0,00	0,00	1,48
Urbano	0,09	0,10	0,00	0,32	0,02	0,00	0,02	0,56
Savana	0,11	1,81	0,00	0,01	5,04	0,05	0,00	7,02
Floresta P.	0,09	0,27	0,00	0,00	0,04	0,66	0,19	1,25
Floresta N.	0,63	1,24	0,00	0,00	0,00	0,19	14,00	16,06
Total observado	19,54	52,40	1,48	0,61	7,77	1,27	16,92	74,06

Os valores correspondem ao percentual de células de cada tipo de LULC. A soma da diagonal destacada em negrito equivale à exatidão global.

Fonte: Produção da autora.

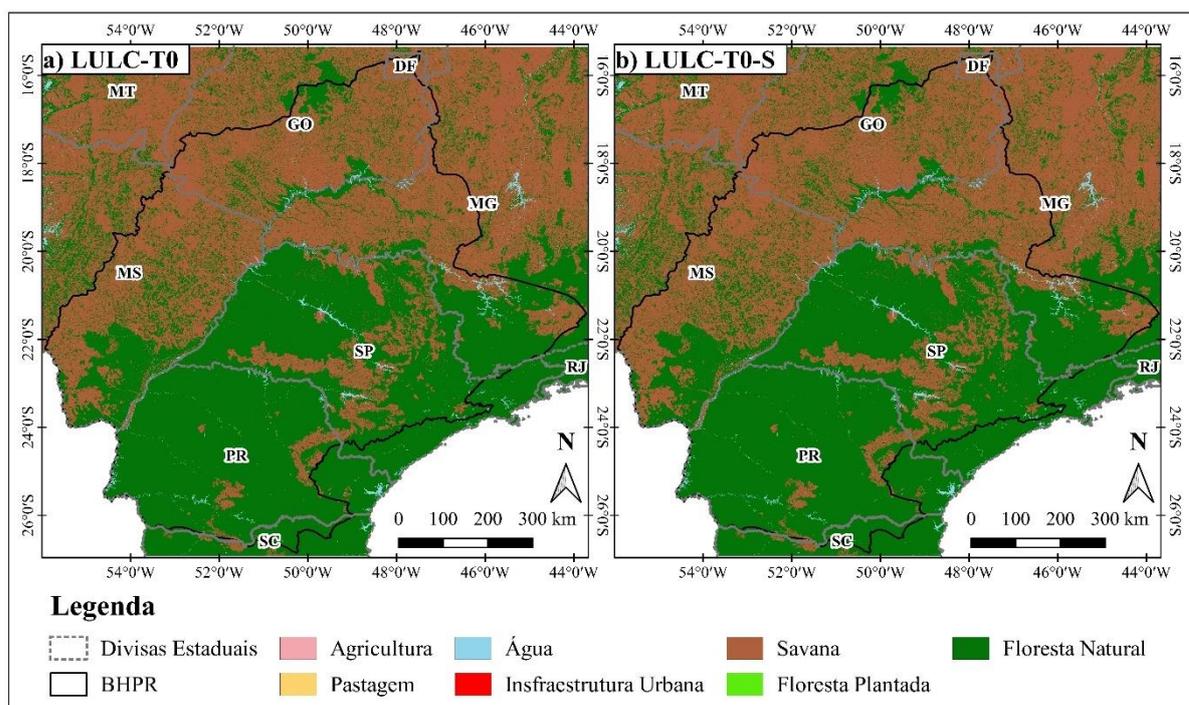
A Figura 4.11 apresenta a comparação do mapa LULC-T0 (auxiliar da calibração, ver seção 3.1.3) e simulado LULC-T0-S, obtido na Fase 4 (ver Figura 3.6). Ambos apresentam a mesma distribuição espacial da Floresta Natural e Savana, o que foi possível devido ao uso do mapa LULC-T0 como variável estática no modelo, fazendo com que a regeneração ocorresse de acordo com o esperado, na área dos 4 biomas brasileiros. Não é possível identificar na Figura 4.11, devido à resolução da imagem, mas o mapa LULC-T0-S ainda apresenta pixels esparsos de classe antrópica (Tabela 4.5), que não sofreram transição, mas o resultado foi bastante satisfatório, indicando que praticamente toda a antropização existente em 1985 foi sendo regenerada ao longo do tempo, conforme proposto no modelo conceitual.

Figura 4.10 - Mapa estimado LULC-1940-C (a) e simulado LULC-1940 (b), obtido na Fase 2 do modelo dinâmico espacial para cenários passados.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.11 - Mapa LULC-T0 (a) e simulado LULC-T0-S (b), obtido na Fase 4 do modelo dinâmico espacial para cenários passados.



Fonte: Produção da autora.

A Tabela 4.5 apresenta a área de cada classe de LULC nos mapas simulados com o modelo dinâmico de cenários passados, somente para a área da BHPR. Também são apresentados o total antropizado do modelo (soma das classes Agricultura, Pastagem, Infraestrutura Urbana e Floresta Plantada) e o ajustado com a curva de crescimento populacional. É possível observar o aumento exponencial do total antropizado ao longo do tempo, que acompanha o valor ajustado, apresentando ótima correlação, com coeficiente de determinação $R^2 = 0,995$.

Tabela 4.5 - Área de cada classe de LULC nos mapas produzidos, antropizado total e antropizado ajustado com a curva de crescimento populacional, para a área da BHPR.

Ano	Área dentro da BHPR (km ²)						Antrop. Total	Antrop. Ajustado
	Agricultura	Pastagem	Urbano	Savana	F. Plantada	F. Natural		
1985*	146.893	395.073	4.281	58.394	9.430	125.753	555.678	555.678
1980	130.318	335.721	3.772	105.346	4.744	159.919	474.554	497.621
1975	115.396	290.477	3.318	146.721	2.395	181.512	411.586	445.630
1970	102.240	251.743	2.918	180.662	1.687	200.570	358.588	399.071
1965	90.512	221.542	2.569	205.985	1.439	217.772	316.062	357.376
1960	80.140	197.355	2.255	225.130	1.358	233.581	281.108	320.038
1955	70.862	177.106	1.983	240.473	880	248.515	250.832	286.600
1950	62.999	159.297	1.742	252.592	742	262.448	224.779	256.656
1945	55.959	145.161	1.533	261.026	668	275.473	203.321	229.841
1940	49.700	133.093	1.350	267.491	586	287.599	184.730	205.827
1930	38.620	108.548	1.010	280.736	214	310.692	148.392	165.065
1920	29.934	89.391	762	289.258	141	330.333	120.228	132.375
1910	23.176	74.547	577	294.455	125	346.940	98.424	106.159
1900	17.932	62.778	460	297.581	110	360.959	81.280	85.135
1890	13.882	53.230	373	299.472	93	372.769	67.579	68.275
1880	10.755	45.332	308	300.641	81	382.703	56.475	54.753
1870	8.345	38.727	252	301.382	60	391.054	47.383	43.910
1820	1.198	11.537	152	302.297	48	424.587	12.935	14.565
1770	186	3.428	98	302.574	42	433.492	3.754	4.831
1720	32	1.019	63	302.658	38	436.010	1.152	1.603
1670	6	303	40	302.685	35	436.751	384	532
1620	1	90	25	302.694	33	436.976	150	176
1570	0	27	16	302.697	33	437.047	76	58
1520	0	8	10	302.697	33	437.071	51	19

* O total de ano de 1985 é relativo ao mapa original do MapBiomas 4.1 reclassificado. O cálculo da área em km² considerou cada pixel com 150 m de resolução espacial. A classe Água não é apresentada, mas tem valor fixo de 11.098 km² em todos os mapas.

Fonte: Produção da autora.

Como mencionado anteriormente, ao final das simulações ainda sobraram algumas áreas antropizadas, principalmente de Floresta Plantada, o que ocorreu possivelmente pela falta de pesos de evidência e variáveis que favorecessem as transições associadas a essa classe. Contudo, na maioria dos anos simulados o total antropizado do modelo foi inferior ao ajustado, com exceção de 1880, 1870, 1570 e 1520, sendo um resultado esperado ao aplicar as matrizes de transição de cada região, buscando regenerar a área dos biomas Cerrados, Pantanal e Caatinga antes da Mata Atlântica (ver Figura 3.10).

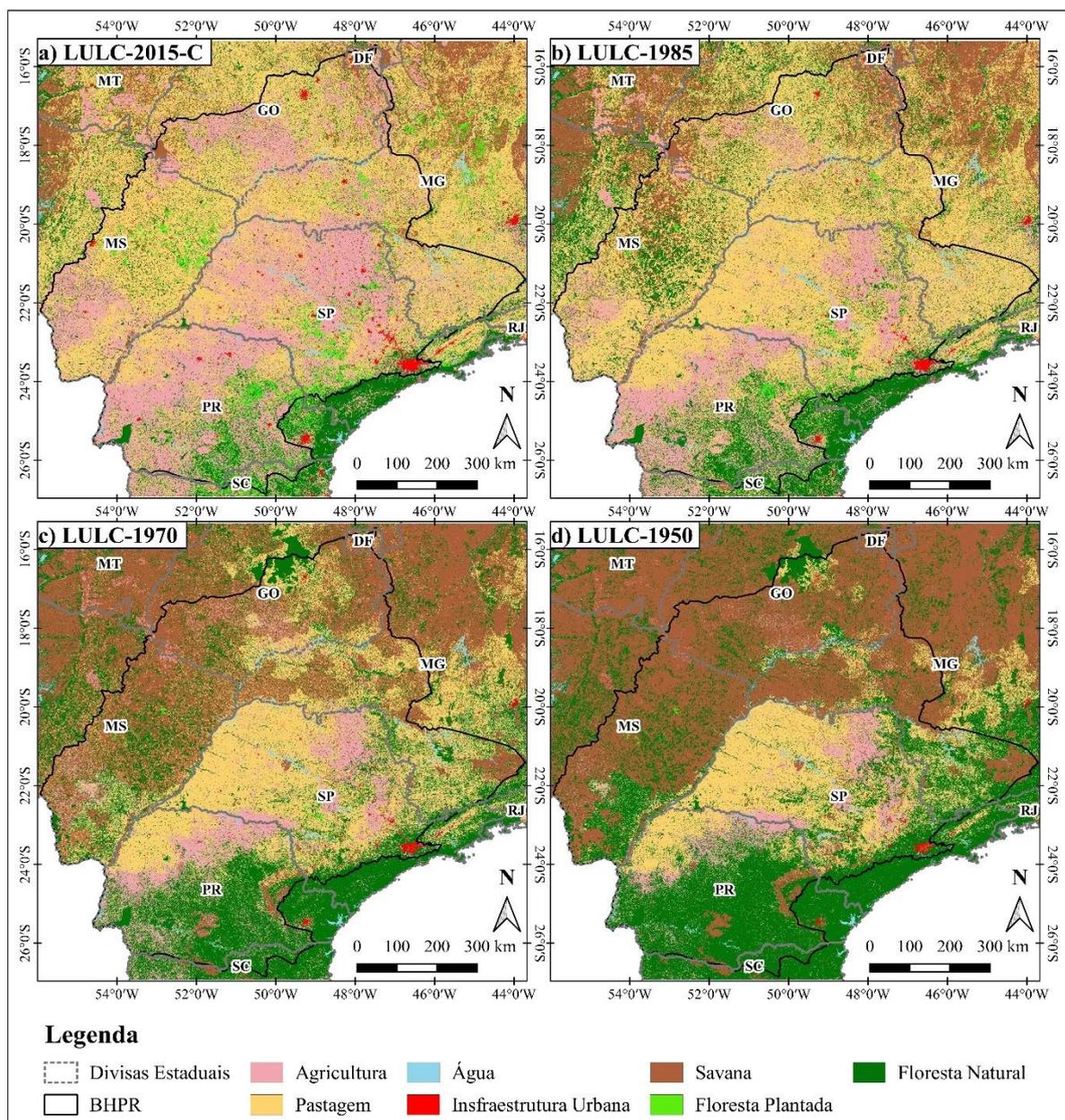
4.2.2 Mudanças históricas da paisagem na BHPR

Como mencionado anteriormente, o uso da terra gerou grandes transformações ao longo dos ciclos econômicos do país, na região da Bacia Hidrográfica do Paraná, ocasionando uma vasta supressão da vegetação natural. Historicamente, o estabelecimento do agronegócio no país se beneficiou da fraca aplicação da legislação brasileira para conservação da vegetação nativa (SOARES-FILHO et al., 2014). Na década de 80 mais de 70 % da bacia já estava coberta por atividades humanas (ver Figura 4.6), restando atualmente pouquíssima vegetação natural, distribuída de forma bastante heterogênea. Hoje existe um grande apelo por práticas de recuperação e conservação da Mata Atlântica, que estão gerando resultados positivos (INSTITUTO FLORESTAL, 2020), como também pelo controle do desmatamento e queimadas no Cerrado, Pantanal e Amazônia, para não permitir que aconteça a mesma devastação nessas regiões. Assim, é possível entender que passamos de um período no qual o desenvolvimento econômico foi associado a grandes alterações da superfície, para um período em que se busca reverter/amenizar os impactos negativos que este avanço causou (MACHADO; FREITAS, 2021).

As Figuras 4.12 e 4.13 apresentam alguns dos mapas produzidos com o modelo de cenários passados, descrevendo a mudança histórica de LULC simulada na região da BHPR, com referência aos mapas LULC-2015-C (Figura 4.12-a) e LULC-1985 (Figura 4.12-b), provenientes do MapBiomas coleção 4.1. O mapa simulado LULC-1950 (Figura 4.12-d) apresenta ocupação por Agricultura e Pastagem na região central da BHPR, principalmente no Estado de São Paulo, parte sul de Goiás e Minas Gerais e norte do Paraná. A expansão da agropecuária a partir de 1940 pode ser vista no trabalho de Leite et al. (2012) e Dias et al. (2016) (Figura 1.2), representando a origem da ocupação do solo no país, com as áreas mais antigas e que sofreram maior alteração na superfície durante o período da Revolução Industrial no Brasil.

É interessante notar também que a região do Mato Grosso do Sul e boa parte do Paraná foram ocupadas mais recentemente, sendo justamente a região mais próxima ao exultório da bacia.

Figura 4.12 - Mapa LULC-2015-C (a) utilizado na calibração do modelo dinâmico espacial para cenários passados e mapa observado LULC-1985 (b). Mapas simulados LULC-1970 (c) e LULC-1950 (d), obtidos na etapa de reconstrução do modelo.

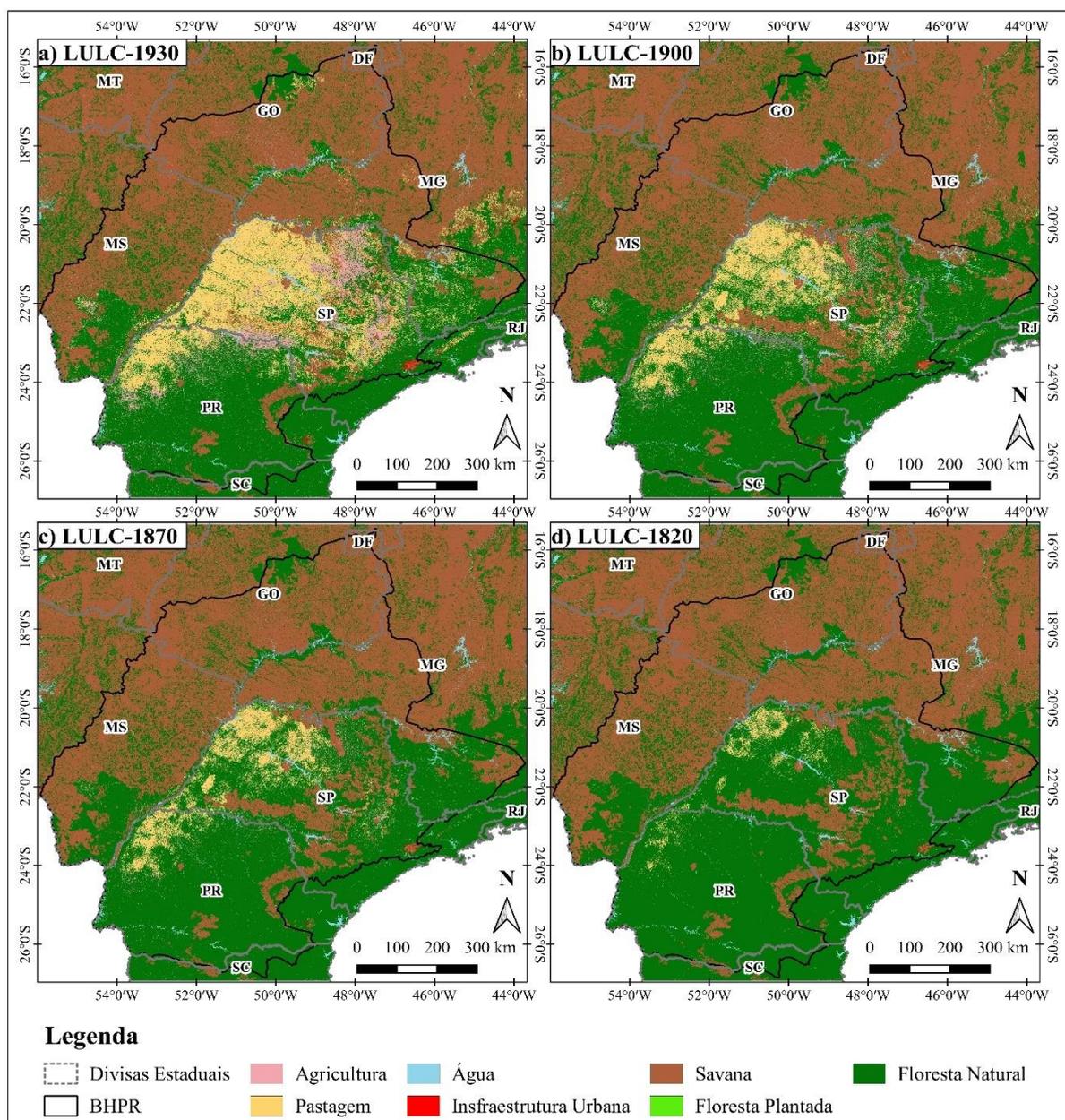


Fonte: Produção da autora.

Ao comparar os mapas LULC-1950, LULC-1970 e LULC-1985 (Figura 4.12) nota-se a ocupação por agropecuária em toda a região que antes estava coberta por vegetação natural, o que fez a vegetação remanescente se tornar totalmente fragmentada. As áreas mais

conservadas em 1985 ainda estão no Mato Grosso do Sul, Paraná, Goiás e próximas às regiões costeiras. Entre 1985 e 2015 destaca-se também a supressão de parte da vegetação natural remanescente, além disso, alguns aspectos podem ser observados, como: a considerável substituição da Floresta Natural por Floresta Plantada, representando o aumento da produção de Eucalipto no Brasil (LOPER et al., 2021); a conversão de áreas de Pastagem em Agricultura, principalmente em São Paulo; e a expansão das áreas com Infraestrutura Urbana, um aspecto também relacionado ao crescimento da população urbana, conforme mostra a Figura 1.1.

Figura 4.13 - Mapas simulados LULC-1930 (a), LULC-1900 (b), LULC-1870 (c) e LULC-1820 (d), obtidos na etapa de reconstrução do modelo.



Fonte: Produção da autora.

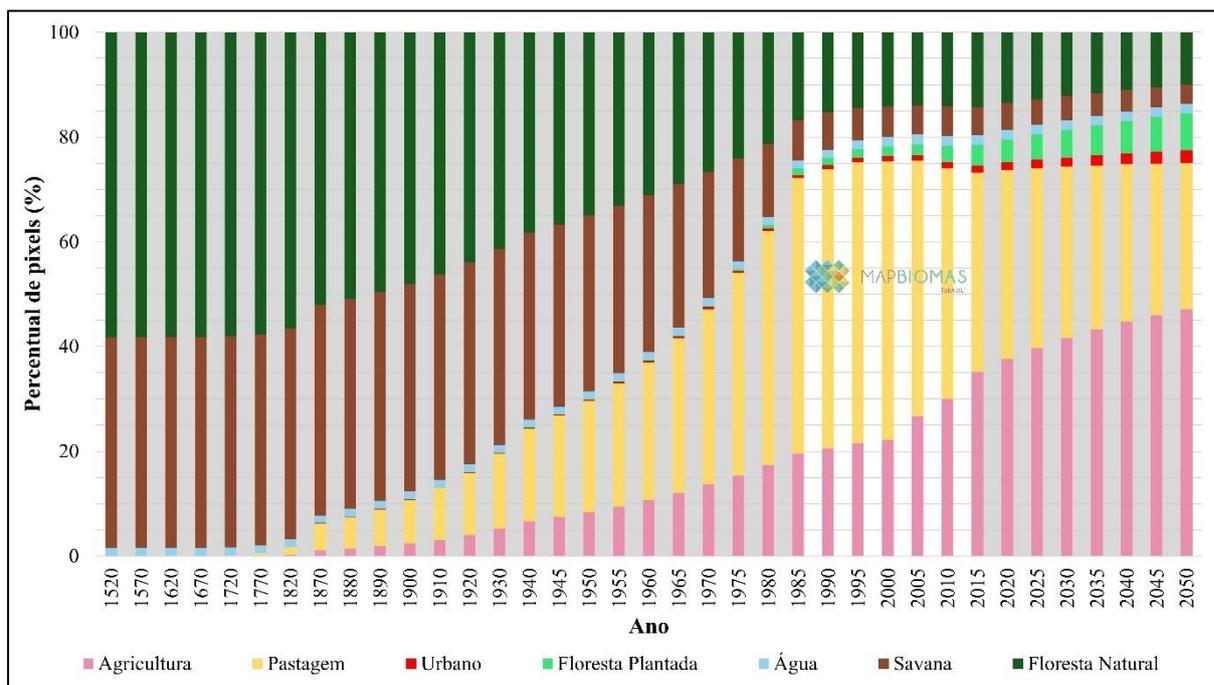
Os mapas de LULC produzidos para as Fases 3 e 4 do modelo de cenários passados (Figura 4.13) possuem maior incerteza quanto à distribuição espacial da antropização, principalmente quanto às classes de Agricultura e Pastagem. As variáveis semiestáticas (Figuras 3.7 e 3.8), relacionadas às estimativas agrícolas, densidade demográfica, surgimento de sedes municipais, rodovias e ferrovias, indicam que o avanço das atividades humanas ocorreu na região, desde o início da colonização, partindo das regiões costeiras, Baixada Santista, cidade de São Paulo, sul de Minas e Rio de Janeiro. Para forçar esse padrão, além das variáveis semiestáticas, foi utilizada a variável distância do oceano e a variável dinâmica distância da classe Urbano (somente para as transições que regeneram Agricultura e Pastagem). Dessa forma, esperava-se que o avanço da regeneração ocorresse por último nessas regiões/municípios mais antigos do Brasil, ocorrendo a partir da porção oeste/noroeste do estado de São Paulo, divisa com o Rio Paraná, em direção às regiões costeiras. Porém, os mapas simulados entre 1940 e T0 (Figura 4.13) simularam o processo de regeneração em direção ao centro da bacia, fazendo com que nos mapas mais antigos, somente a região noroeste do Paraná e oeste de São Paulo possuíssem ocupação por Pastagem. Já em relação às áreas urbanas o resultado foi mais satisfatório, no qual o modelo regenerou rapidamente os municípios do interior da bacia, e diminuiu gradualmente os grandes centros urbanos.

É importante destacar que outros aspectos externos ao modelo, como decisões políticas e governamentais, crises econômicas nacionais e globais, assim como avanços tecnológicos e científicos diversos, também são grandes forçantes das mudanças na paisagem, sendo muito difícil rastrear e inserir variáveis que as representem, tanto espacialmente quanto numericamente. Exemplo disso foi a utilização em larga escala da calagem no Brasil, com o intuito de diminuir a saturação por alumínio em solos sob a vegetação do Cerrado, que ocorreu principalmente a partir da década de 70, o que favoreceu a grande conversão da vegetação natural em áreas de agricultura e pastagem (WIETHOLTER, 2000).

Conforme observado na Tabela 4.5 e na Figura 4.14, o total da área ocupada pelos usos antrópicos foi satisfatoriamente ajustado com o crescimento populacional, e com as Fases de reconstrução propostas, apresentando crescimento muito lento até cerca de 1870, muito rápido entre 1940 e 1985 e saturação a partir desse período, de forma que nas projeções futuras a mudança mais significativa é entre os tipos de usos antrópicos, gerando uma menor taxa de desmatamento. Assim, é possível concluir que o modelo foi capaz de gerar a taxa de antropização desejada e estabelecida como premissa do modelo conceitual, sendo associada ao

crescimento populacional. No entanto, o padrão espacial da ocupação do solo ainda é um ponto de melhoria, principalmente no bioma Mata Atlântica.

Figura 4.14 - Mudanças de uso e cobertura da terra entre T0 e 2050, a cada 50 anos (T0-1870), 10 anos (1870-1940) e 5 anos (1940-2050) para a área da BHPR. A porção sombreada representa o período de reconstrução e projeção do modelo.



Os percentuais são em relação ao número de pixels dentro da BHPR. Entre 1985 e 2015 os valores são provenientes dos produtos MapBiomas 4.1 reclassificados.

Fonte: Produção da autora.

Segundo o Inventário Florestal de 2020 do estado de São Paulo, entre 2010 e 2020 ocorreu um balanço positivo em relação à restauração e conservação da vegetação natural, porém, de forma heterogênea, pois algumas regiões ainda apresentam desmatamento significativo (INSTITUTO FLORESTAL, 2020). Assim, algumas regiões do bioma Mata Atlântica podem estar passando atualmente pela transição florestal, que ocorre quando as taxas de desmatamento diminuem e o processo de recuperação da vegetação natural se torna mais expressivo, no entanto, isso pode resultar do avanço da agropecuária nas áreas de vegetação nativa do Cerrado (FARINACI; BATISTELLA, 2012).

É possível observar que existe semelhança entre os dados históricos estimados da Tabela 2.1 e do valor simulado na Figura 4.4 para o ano de 1940. Ambos apresentam cerca de 75 % de vegetação natural e entre 20 e 25 % a soma de áreas com agricultura e pastagem,

assumindo que a classe ‘Campos’ na Tabela 2.1 seja de pastagem plantada. Rudke et al. (2021) mapearam uma área de aproximadamente 22 % de Cerrado (Savana) em 1985 na BHPR, muito superior ao observado no MapBiomas 4.1 de 1985, Tabela 4.4 (7,8 %). Essa divergência pode ter sido causada principalmente como resultado das metodologias de mapeamento, pois existe grande dificuldade em diferenciar áreas de vegetação campestre antrópicas (pastagem) e naturais via sensoriamento remoto, afinal, a área de pastagem mapeada pelos autores foi de apenas 30 %. Outro aspecto relevante é que a classe de Floresta mapeada por Rudke et al. (2021), ocupando cerca de 17 % da BHPR, inclui também as áreas de Floresta Plantada, que é analisada aqui separadamente da classe Floresta Natural.

4.3 EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO

Nesta seção são apresentados os resultados da análise de eventos extremos de precipitação, para as regiões pluviométricas homogêneas da BHPR, obtidas com a análise de agrupamento (Figura 3.12) e metodologia similar à utilizada por Machado et al. (2021) na MMP. O objetivo desta etapa do trabalho foi analisar os padrões de precipitação a longo prazo e entender qual é a relação entre a tendência de aumento de eventos extremos com a variabilidade natural do clima na bacia.

A Tabela 4.6 apresenta os percentis 5° e 95° da precipitação em pântadas (maior que 5 mm), obtidos com o ajuste da função GEV para as 4 regiões, considerando o período total (1950-2016) e os períodos de outono-inverno e primavera-verão. É possível observar que as Regiões 1 e 2 apresentam precipitações mais intensas durante os meses mais quentes (primavera-verão), caracterizando o Sistema de Monções. Já as Regiões 3 e 4 apresentam um padrão diferente, ao ter o P5° maior durante os meses quentes, mas o P95° maior durante os meses frios (outono-inverno).

A Tabela 4.7 apresenta a análise de tendência de 10 índices extremos anuais de precipitação, calculados entre 1950 e 2016. A tendência está destacada quando é significativa (p -valor $< 0,05$) e o teste MK é igual a 1, assim o índice T (coeficiente angular do ajuste linear) indica a tendência do índice. Os percentis da Tabela 4.6 foram utilizados para o cálculo dos índices NpP95, NpP95Q e NpP95F na Tabela 4.7, que representam, respectivamente, o número de pântadas com precipitação superior: ao P95° do período total; ao P95° dos meses quentes (primavera e verão); e ao P95° dos meses mais frios (outono e inverno).

Tabela 4.6 - Percentil 5° e 95° da distribuição GEV para pântadas acima de 5 mm, calculados de 1950 a 2016, para as regiões homogêneas da BHPR.

Período (1950-2016)	Percentil (mm) por região homogênea							
	Região 1		Região 2		Região 3		Região 4	
	P5°	P95°	P5°	P95°	P5°	P95°	P5°	P95°
Período total	6,68	76,22	6,41	70,62	6,68	69,92	6,95	94,33
Outono-inverno (abril-setembro)	5,66	45,95	5,86	55,75	6,31	79,64	6,66	115,31
Primavera-verão (outubro-março)	9,44	78,24	7,28	72,00	7,18	65,43	7,32	82,95

Fonte: Produção da autora.

Como pode ser observado na Tabela 4.7, a Região 1 (R1), que compreende principalmente o norte da BHPR, sendo a região mais tropical e distante do exultório da bacia, se destaca por não apresentar tendência significativa em nenhum dos índices extremos anuais de precipitação, de 1950 a 2016. Por sua vez, a Região 2 (R2), que cobre o centro da BHPR e boa parte do Estado de São Paulo, apresenta tendência positiva da precipitação total anual ($P_{total} - 2,44 \text{ mm ano}^{-1}$) e das chuvas acumuladas em 5 dias, superiores a 50 mm (N_{p50}), o que indica que nessa área o total anual está aumentando devido à maior frequência de eventos de intensidade moderada. Esse resultado corrobora o observado por Silva Dias et al. (2013) e Marengo et al. (2020) na cidade de São Paulo, e por Machado et al. (2021) na Macrometrópole Paulista, inserida na R2, com tendência significativa de aumento do total anual e intensidade da precipitação. As Regiões 3 e 4 (R3 e R4) se destacam das demais por apresentarem evidências mais fortes de aumento dos eventos extremos de precipitação, entre 1950 e 2016. A tendência de aumento do P_{total} é superior ($5,65 \text{ mm ano}^{-1}$) e ocorre devido ao aumento da intensidade da precipitação (Int), aumento da máxima precipitação anual (P_{max}), da frequência de chuvas extremas, tanto anualmente (N_{pP95}), quanto nos meses frios (N_{pP95F}) e quentes (N_{pP95Q}). A R4, que compreende o sudoeste do Estado do Paraná, apresenta ainda aumento da frequência de pântadas com precipitação superior a 100 mm (N_{p100}) e valores de T relativamente maiores que os da R3, indicando tendência mais forte e, conseqüentemente, mais evidências de aumento de eventos extremos. O índice que representa o número de pântadas chuvosas (N_{p5}) não teve tendência significativa em nenhuma das regiões homogêneas da BHPR, embora apresente indícios de estar diminuindo na Região 4, da mesma forma que o índice que representa o número de pântadas secas consecutivas (N_{ps}), que pode estar aumentando nas Regiões 3 e 4.

Tabela 4.7 - Índices extremos anuais e tendência de 1950 a 2016.

Índices	Descrição	R1		R2		R3		R4	
		MK	T	MK	T	MK	T	MK	T
Ptotal	Precipitação total anual (mm ano ⁻¹)	0	1,31	1	2,44	1	5,65	1	5,65
Np5	Número de pântadas chuvosas (>5 mm)	0	0,03	0	0,05	0	0,02	0	-0,03
Np50	Número de pântadas com precipitação moderada >50 mm	0	-0,02	1	0,04	1	0,07	1	0,07
Np100	Número de pântadas com precipitação intensa >100 mm	0	-0,01	0	0	0	0,01	1	0,04
NpP95	Número de pântadas com precipitação extrema >P95° total	0	-0,01	0	0	1	0,01	1	0,04
NpP95Q	Número de pântadas com precipitação extrema nos meses quentes (primavera-verão) >P95°	0	-0,01	0	0,01	1	0,03	1	0,02
NpP95F	Número de pântadas com precipitação extrema nos meses frios (outono-inverno) >P95°	0	0	0	0	1	0,01	1	0,01
Int	Intensidade de precipitação, total anual dividido pelo número de dias chuvosos (mm dia ⁻¹)	0	0	0	0,01	1	0,02	1	0,02
Pmax	Precipitação máxima no ano acumulada em cinco dias (mm)	0	-0,06	0	0,18	1	0,41	1	0,92
Nps	Número máximo no ano de pântadas secas consecutivas <5 mm	0	-0,02	0	-0,01	0	0,01	0	0,02

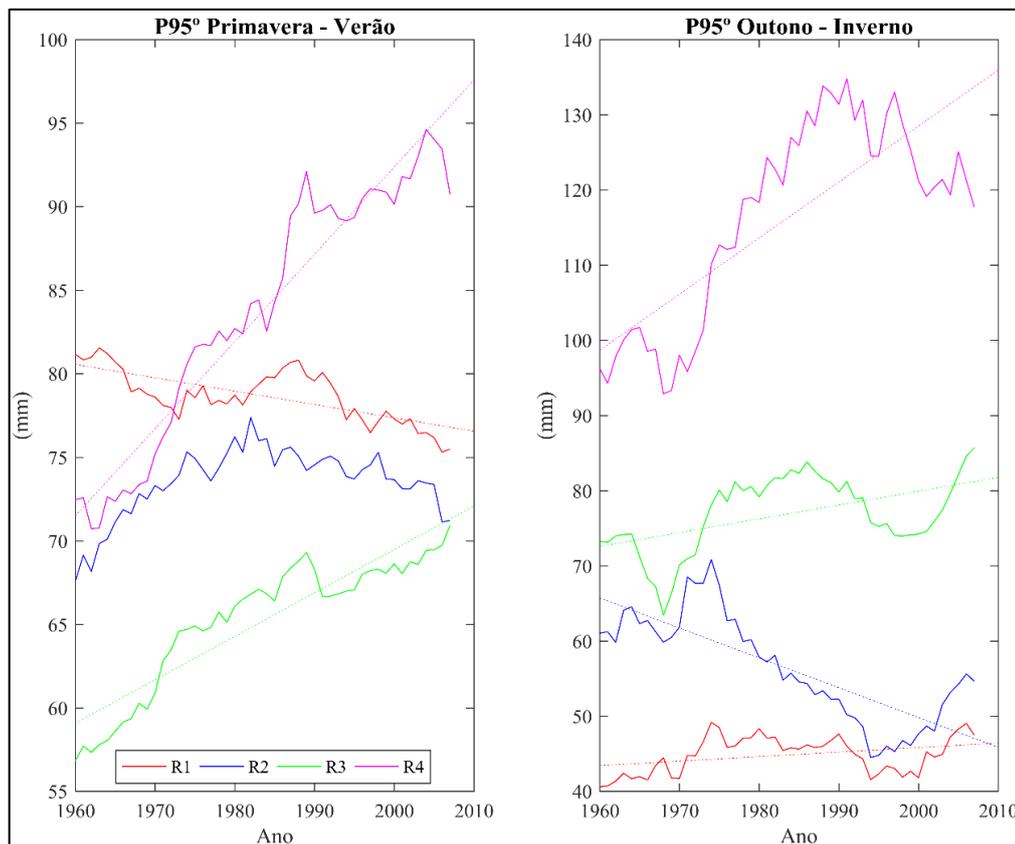
As tendências significativas de acordo com o teste MK = 1 (p-valor < 0,05) estão destacadas.

Fonte: Produção da autora.

A Figura 4.15 apresenta a evolução do P95°, calculado com a janela móvel de 20 anos, de 1950 a 2016, para o outono-inverno (P95F) e primavera-verão (P95Q). Quando existe um ajuste linear nos gráficos é porque a série apresenta tendência significativa de acordo com o teste Mann-Kendall (p-valor < 0,05). Assim, apenas o P95° da R2, durante a primavera-verão, não apresentou tendência significativa, todas as demais séries de evolução do percentil apresentaram tendência significativa com a janela móvel de 20 anos. De acordo com a Figura 4.15 é possível observar que a R1 apresenta tendência de queda ($R^2 = 0,5$) no P95° durante os meses quentes (estação chuvosa na parte tropical da BHPR), enquanto R3 e R4 apresentam tendência significativa de aumento ($R^2 = 0,84$ e $0,93$) da intensidade das chuvas extremas. Durante o outono-inverno todas as séries da Figura 4.15 apresentaram tendência significativa da evolução do P95°. A R2 apresenta tendência de queda ($R^2 = 0,62$) do P95° durante a estação seca, enquanto a R1 apresenta uma leve tendência de aumento ($R^2 = 0,12$). R3 e R4 também

apresentaram tendência positiva do P95° durante o outono-inverno ($R^2 = 0,26$ e $0,62$), porém, com o ajuste linear mais fraco do que o observado durante primavera-verão.

Figura 4.15 - Evolução do P95° com a janela móvel de 20 anos, na primavera-verão e outono-inverno, para as 4 regiões homogêneas da BHPR.



Fonte: Produção da autora.

Abou Rafee et al. (2020) utilizaram estações pluviométricas individuais para analisar a tendência de extremos na BHPR, no período 1977-2016, e observaram que na porção tropical da BHPR existe predominância de estações com tendência de queda no total anual. No entanto, a porção extratropical apresenta o padrão oposto, com aumento da precipitação, principalmente no verão. Além disso, Abou Rafee et al. (2020) identificaram estações com tendência positiva de chuvas acima de 50 mm dia^{-1} concentradas no sudoeste da BHPR. Este padrão invertido na tendência de precipitação dentro da BHPR é muito similar ao observado na Tabela 4.7. O uso de séries regionais e o período mais longo utilizado aqui pode não ter revelado a tendência de diminuição da precipitação anual em R1 e R2, como proposto por Abou Rafee et al. (2020), devido: 1) à existência de estações individuais com significativo aumento de extremos chuvosos, que podem ser associados ao efeito da urbanização, em especial na RMSP (SILVA

DIAS et al., 2013; MARENGO et al., 2020; MACHADO et al., 2021), o que influencia na média regional; 2) ao fato do período analisado (1950-2016) incluir na análise de tendência o efeito do *Climate shift* da década de 70 (CARVALHO et al., 2011), reportado na literatura como um aumento de precipitação em médias latitudes da América do Sul, devido a uma mudança de fase da ODP (JACQUES-COPER; GARREAUD, 2015) e OMA (GRIMM et al., 2020).

A Tabela 4.8 apresenta a correlação de Pearson (R) entre os índices extremos de precipitação da Tabela 4.7 e Figura 4.15, com alguns índices climáticos anuais (ver seção 3.2.3), de forma a identificar a relação dos padrões observados com a variabilidade climática. São apresentados somente valores com 10 % de significância (p-valor < 0,1). Os valores com 5 % de significância (p-valor < 0,05) estão em destaque.

Tabela 4.8 - Correlação entre os índices extremos de precipitação e os índices climáticos, de 1950 a 2016, para as regiões homogêneas da BHPR.

Índices	Ptotal	Np5	Np50	Np100	NpP95	NpP95Q	NpP95F	Int	Pmax	Nps	P95Q	P95F	
OAA	R1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,21	-0,33	-	
	R2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,50	
	R3	0,24	-	0,20	-	-	0,21	-	0,38	-	0,27	0,46	-
	R4	0,22	-	0,31	0,24	0,22	0,27	-	0,37	-	0,28	0,52	0,44
ODP	R1	-	0,30	-	-	-	-	-	-	-0,22	-	-	
	R2	0,23	0,34	-	-	-	-	-	-	-	0,51	-0,48	
	R3	0,42	-	0,44	0,36	0,33	0,34	0,39	0,49	0,40	-	0,50	0,49
	R4	0,36	-	0,43	0,40	0,41	-	0,29	0,42	0,38	-	0,48	0,62
ENOS	R1	-	0,26	-	-	-	0,21	-	-	-	-0,29	-	-
	R2	0,23	0,37	-	-	-	-	0,22	-	-	-0,24	-	-
	R3	0,42	0,27	0,41	0,30	0,34	-	0,31	0,36	0,29	-0,25	-	-
	R4	0,36	0,22	0,35	0,36	0,37	-	0,34	0,31	0,35	-0,29	-	-
OMA	R1	-	-0,32	-	-	-	-	-	-	0,24	-0,31	-	
	R2	-0,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,37	-0,47	
	R3	-	-0,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	R4	-	-	-	-	-	0,27	-	-	-	-	0,33	-
TSA	R1	-	-	-	-0,22	-0,21	-0,22	-	-	-0,22	-	-	-
	R2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,27
	R3	-	-	-	-	-	0,20	-	0,30	-	-	0,35	-
	R4	-	-	0,23	-	-	0,29	-	0,34	-	-	0,33	0,25

Os índices P95Q e P95F são as séries de percentis da Figura 4.15. A correlação foi calculada com valores médios anuais no período 1950-2016 (índices extremos) e 1960-2007 (percentis).

Fonte: Produção da autora.

A evolução do percentil 95° durante os meses quentes (P95Q) na R1, que teve tendência negativa no período estudado (Figura 4.15), apresenta correlação negativa com a Oscilação Antártica (OAA) e com a Oscilação Multidecadal do Atlântico Norte (OMA) (Tabela 4.8). Já durante os meses frios (estação seca), o P95F apresenta tendência positiva na R1, mas não é correlacionado com nenhum índice climático analisado. O total de dias chuvosos nessa região (Np5) apresenta correlação positiva com a ODP e ENOS, mas negativa com a OMA, conforme já indicado na literatura (GRIMM et al., 2020).

Na R2 a evolução do P95Q não apresenta tendência de aumento significativa, porém, esse índice foi bem correlacionado com a ODP. Por sua vez, a evolução do índice P95F apresenta tendência significativa de queda no período, com forte correlação negativa com OAA, ODP e OMA. Nessa região o regime de dias chuvosos também tem boa correlação com ODP e ENOS.

Em R3 e R4 os índices extremos de precipitação apresentaram a melhor correlação com a variabilidade climática, principalmente em relação aos índices ODP e ENOS, conforme observado por Grimm e Saboia (2015), Grimm (2011) e Grimm et al. (2020). Eventos anômalos chuvosos ou secos são mais frequentes durante episódios de El Niño ou La Niña, respectivamente, na região do SEB, gerando uma correlação positiva entre índices extremos de precipitação e o ENOS (GRIMM, 2011). A evolução do P95Q com forte tendência de aumento nessas regiões (Figura 4.15) teve boa correlação positiva com os índices OAA, ODP e TSA. Porém, durante os meses frios a evolução do P95F não tem correlação significativa com o ENOS. É importante ressaltar que, de 1950 a 2016, as médias anuais dos índices OAA, ODP e TSA apresentam uma tendência positiva significativa, de acordo com o teste de Mann-Kendall (MACHADO et al., 2021), que pode ser associada às mudanças climáticas. O aumento da Intensidade de precipitação (Int) na R3 e R4 também teve forte correlação com os índices OAA, ODP, ENOS e TSA. O maior coeficiente de Pearson da Tabela 4.8 é entre o índice P95F e a ODP na R4.

O índice OAA está associado com anomalias negativas da altura geopotencial sobre a Antártida e positivas nas latitudes médias, assim, durante a fase negativa dessa oscilação, ciclones extratropicais e frentes frias ocorrem mais frequentemente nas latitudes médias (CAVALCANTI; AMBRIZZI, 2009). Pode ocorrer diminuição da precipitação no sudeste da América do Sul em fases positivas de OAA, devido ao enfraquecimento da convergência de umidade e à intensificação dos anticiclones de altos níveis (SILVESTRI; VERA, 2003). Esse padrão esperado não condiz com o observado na Tabela 4.8, sendo que as correlações podem

resultar da tendência positiva de aumento desse índice climático e não das fases da oscilação (MACHADO et al., 2021), também devido ao uso das médias anuais. Por sua vez, o aumento da TSM do Atlântico Sul tem correlação positiva com o aumento de eventos extremos na RMSP (LIEBMANN; JONES; CARVALHO, 2001; SILVA DIAS et al., 2013), que está inserida na R2, devido ao aumento do transporte de umidade para o continente, o que tem concordância também com o observado nos resultados neste trabalho, para todas as regiões da BHPR.

A TSM do Atlântico Norte varia entre 60 e 90 anos e durante a fase positiva da OMA observa-se que a ZCIT se desloca para o norte a partir de sua posição climatológica, o que reduz a precipitação no norte e nordeste do Brasil (KAYANO; CAPISTRANO, 2014), podendo reduzir o fluxo de umidade que vem da Amazônia para o sudeste do Brasil (PEDRON et al., 2016). Em Machado et al. (2021) são apresentadas as fases dos índices climáticos utilizados aqui, a OMA, por exemplo, mudou sua fase de negativa para positiva desde 1995. Os índices extremos de precipitação também não apresentaram a modulação esperada pela OMA, o que pode ser um efeito da média anual ou da aplicação de filtros nos dados utilizados. De acordo com Kayano et al. (2022), a variabilidade interanual do ENOS é capaz de modular as oscilações de baixa frequência associadas com OMA e ODP. Além disso, a combinação de fases opostas da OMA e ODP (OMA+ e ODP-) é capaz de gerar variações atmosféricas que causam períodos de seca mais frequentes no Sul do Brasil (GRIMM et al., 2020).

De forma a avaliar a correlação conjunta dos índices climáticos nos índices extremos de precipitação, aplicou-se a regressão linear múltipla, conforme realizado por Silva Dias et al. (2013) e Machado et al. (2021). Os modelos de regressão múltipla consideraram somente os índices extremos com tendência significativa na Tabela 4.7 e mais de dois índices climáticos significativos na Tabela 4.8 (p -valor $< 0,05$). Os índices climáticos foram inseridos em ordem decrescente do valor absoluto de R, retornando os modelos disponíveis na Tabela 4.9, que apresenta o coeficiente de determinação R^2 da regressão múltipla e o p -valor de cada coeficiente. O melhor modelo da Tabela 4.9 combina os índices climáticos OAA e ODP, que juntos explicam 47 % da evolução do P95° na primavera-verão da R4. De fato, todas as regressões múltiplas da Tabela 4.9 são combinações somente de ambos os índices climáticos, resultando em valores não muito altos de R^2 . Os índices Int e NpP95Q da R4 também foram analisados na regressão linear múltipla, mas só tiveram ajuste significativo com um ou nenhum índice climático nos modelos, por isso não estão na Tabela 4.9.

De acordo com Obregón, Marengo e Nobre (2014), a fraca correlação do regime de precipitação da RMSP (que está inserida na R2) com os índices climáticos, representa que a

variabilidade não é explicitamente modulada por oscilações atmosféricas de grande escala nessa região. Isso ocorre porque a região encontra-se na transição entre os sinais opostos da variação decadal (GRIMM; SABOIA, 2015). Segundo Silva Dias et al. (2013) índices climáticos das escalas interanual e decadal, como o ENOS, a ODP, OAN e o índice de Monções da América do Sul, explicam 85% do aumento da frequência de eventos extremos durante a estação seca na cidade de São Paulo. No entanto, durante a estação chuvosa, essa relação é diminuída, podendo ser efeito de outros fatores, como o crescimento das ilhas de calor urbanas e o papel da poluição do ar na microfísica das nuvens, atuando no aumento de eventos extremos (SILVA DIAS et al., 2013).

Tabela 4.9 - Correlação linear múltipla entre os índices climáticos e índices extremos de precipitação.

Região	Índice extremo	Modelo com índices climáticos	R ²	p-valor dos coeficientes
R2	P95F	OAA; ODP; OMA*	0,45	0,0001; 0,0002; 0,053*
R3	P95Q	ODP; OAA; TSA*	0,42	0,0002; 0,0006; 0,2318*
	Int	ODP; OAA; ENOS*; TSA*	0,34	4,64e-05; 0,00241; 0,0707*; 0,6872*
R4	P95Q	OAA; ODP; OMA*; TSA*	0,47	6,2e-05; 0,0002; 0,7715*; 0,4347*

* P-valor da primeira tentativa de regressão do modelo, mas não utilizado por não ser significativo. Os demais p-valores significativos e valores de R² são do modelo final.

Fonte: Produção da autora.

4.3.1 Eventos extremos de precipitação na Macrometrópole Paulista

Nesta seção são apresentados alguns resultados interessantes publicados em Machado et al. (2021), a respeito da análise de eventos extremos na MMP, que ajudam a entender o impacto das mudanças de uso e cobertura da terra, assim como a influência das oscilações climáticas, no regime de precipitação.

De acordo com Machado et al. (2021), para avaliar o efeito local da urbanização, os índices extremos de precipitação foram calculados para estações pluviométricas ‘dentro’ e ‘fora’ da mancha urbana da RMSP, conforme mostra a Figura 4.16-a. A série dentro da área urbana utilizou a média dos triângulos pretos (11 estações), já a série fora da mancha urbana utilizou os pontos cinzas (22 estações). O cálculo também foi feito para a estação meteorológica do IAG. Na Tabela 4.10 é possível observar que existe um padrão diferente nas séries temporais, que indicam não só o aumento da intensidade das chuvas locais nas áreas urbanizadas, mas também a ocorrência de eventos extremos. Esse padrão também pode indicar que as estações

inseridas em áreas urbanas não representam bem os padrões pluviométricos regionais (MACHADO et al., 2021).

Tabela 4.10 - Análise de tendência para os índices extremos anuais (1940 - 2014)* para as séries temporais dentro e fora da mancha urbana.

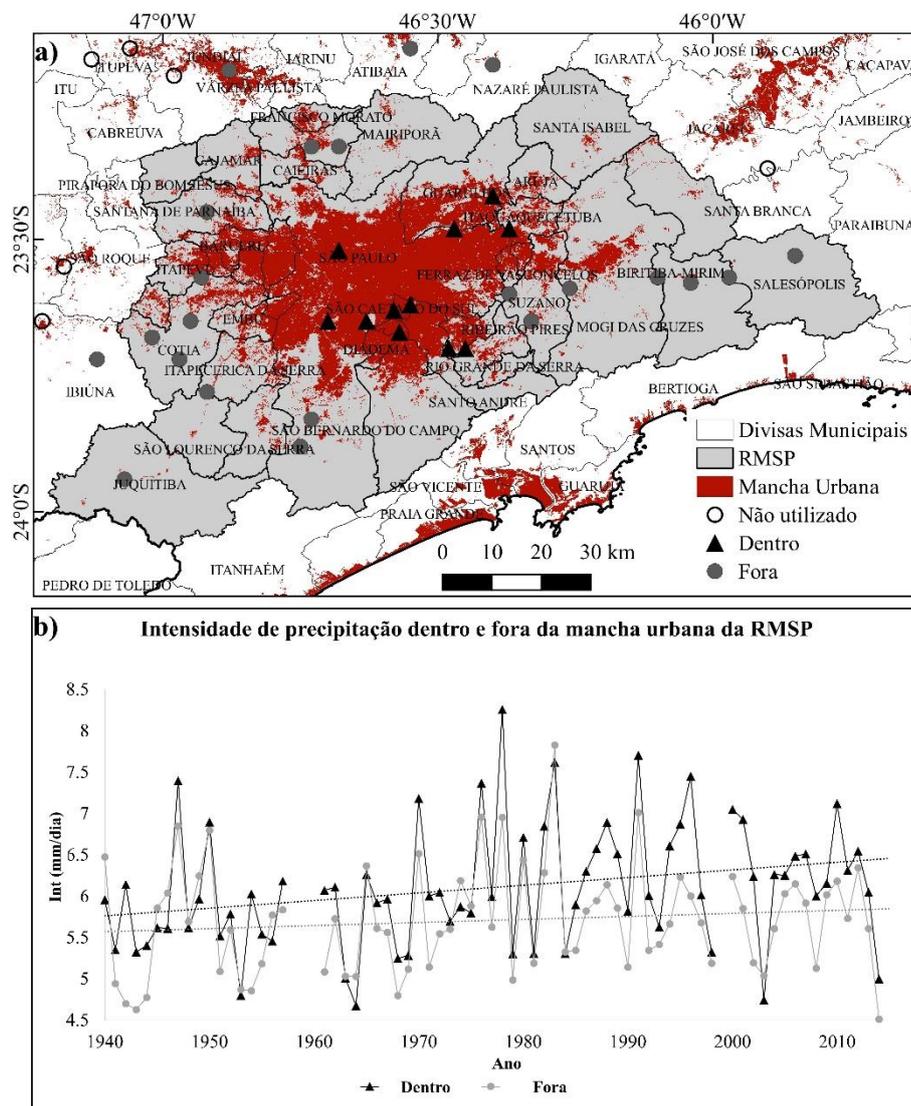
Índices	Descrição	Dentro da mancha urbana		Fora da mancha urbana		Estação local (IAG)	
		MK	T	MK	T	MK	T
Ptotal	Precipitação total anual (mm ano ⁻¹)	1	4,525	1	2,758	1	5,348
Np5	Número de pântadas chuvosas (>5 mm)	1	0,067	0	0,045	1	0,043
Np50	Número de pântadas com precipitação moderada >50 mm	1	0,043	1	0,033	1	0,053
NpP95	Número de pântadas com precipitação extrema >P95° total	1	0,019	0	0	1	0,018
Int	Intensidade de precipitação, total anual dividido pelo número de dias chuvosos (mm dia ⁻¹)	1	0,011	0	0,005	1	0,017
Pmax	Precipitação máxima no ano acumulada em cinco dias (mm)	0	0,175	0	-0,052	1	0,545
Nps	Número máximo no ano de pântadas secas consecutivas <5 mm	1	-0,036	0	-0,022	0	0

* A análise de tendência excluiu os anos 1958-1960, 1999, 2015-2016, devido à falta de dados. As tendências significativas de acordo com o teste MK = 1 (p-valor < 0,05) estão destacadas.

Fonte: Adaptado de Machado et al. (2021).

A Figura 4.16-b apresenta ainda a comparação do índice Int para as séries ‘dentro’ e ‘fora’ da principal mancha urbana da RMSP. A série ‘dentro’ da área urbana também mostra tendência significativa de queda no índice Nps, ou seja, nestas estações os dias secos consecutivos estão diminuindo. O P95° da série dentro (fora), para todo o período de análise, é de 88 (78) mm, e da estação IAG é de 111 mm (MACHADO et al., 2021). Os principais resultados do trabalho de Machado et al. (2021) indicam que quase toda a MMP apresenta tendência de aumento da precipitação anual, entre 1940 e 2016, exceto as regiões costeiras e montanhosas. A ocorrência de eventos extremos na região é parcialmente correlacionada com as oscilações climáticas, se tornando mais evidente em séries locais, associadas à intensa urbanização. Na região central da MMP (que engloba a RMSP), oeste e Vale do Paraíba, a combinação dos índices TSA, OAA, ENOS e OMA explica 47 % da variação do P95°, durante o período primavera-verão, que também apresenta tendência significativa de aumento (MACHADO et al., 2021).

Figura 4.16 - Tendência da intensidade de precipitação dentro e fora da mancha urbana da RMSP.



Em (a) as áreas urbanizadas estão em vermelho e as estações pluviométricas fora (dentro) da área urbana estão indicadas por pontos (triângulos) cinzas (pretos). O gráfico em (b) apresenta o cálculo do índice Int para as duas séries temporais, entre 1940 e 2016.

Fonte: Adaptado de Machado et al. (2021).

O trabalho contou ainda com a identificação de meses anômalos de precipitação. Meses anômalos chuvosos (secos) foram mais associados com a ocorrência de EN e ODP+ (LN e ODP-), em toda a MMP, conforme descrito na literatura (GRIMM, 2011; GRIMM et al., 2020). Os meses anômalos chuvosos foram ainda mais frequentes, durante o período analisado, principalmente entre 1975 e 2000. Porém, eles são mais associados às oscilações climáticas de larga escala do que os meses anômalos secos, sugerindo que os eventos de seca podem ser menos previsíveis. Assim, embora os eventos extremos chuvosos possuam tendência de

aumento, sendo mais críticos para a população inserida nas áreas urbanas, os eventos de seca ocorrem na região (como em 2014) e afetam indiretamente toda a população (MACHADO et al., 2021).

4.4 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS DA ATMOSFERA

A etapa de experimentos numéricos da atmosfera utilizou o modelo BRAMS para simular as condições atmosféricas com ocorrência de tempo severo na RMSP. O objetivo foi verificar se ao considerar cenários futuros e passados de LULC é possível observar alterações nos padrões de temperatura, umidade e precipitação de toda a região compreendida pelas grades do modelo, possivelmente associadas às mudanças na superfície.

4.4.1 Características do evento simulado

O evento selecionado para os experimentos numéricos com o BRAMS ocorreu no dia 18 de dezembro de 2016, sendo caracterizado por condições de tempo severo na RMSP. De acordo com os portais de notícias, as chuvas que ocorreram na tarde do dia 18/12/2016, acompanhadas de temperaturas de 33 °C na Avenida Paulista, causaram grandes danos na cidade de São Paulo, deixando as marginais Tietê e Pinheiros em atenção para alagamentos. Houve registro de granizo, alagamentos e ventos fortes, especialmente nas Zonas Oeste e Norte de São Paulo, com acumulados de precipitação superiores a 73 mm (G1 SÃO PAULO, 2016).

Embora tenha ocorrido o evento de tempo severo, o boletim mensal da estação do IAG-USP destaca que o mês de dezembro de 2016 teve precipitação total (137,7 mm) abaixo da média climatológica para o mês de dezembro (igual a 186,1 mm), devido ao alto número de dias sem chuva (23 no total). Além disso, a temperatura média máxima do mês (29,4 °C) ficou acima da média climatológica (26,5 °C), juntamente com a umidade relativa média do ar (77,9 %), que foi mais baixa que a média climatológica (81,8 %) (ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DO IAG-USP, 2016). No dia do evento, não foi registrada ocorrência de chuva na estação do IAG, no entanto, na estação automática do Mirante de Santana, localizada na zona norte de São Paulo, foram registrados 54 mm de precipitação entre as 15 e 17 horas da tarde, do dia 18 de dezembro de 2016, indicando que o evento de tempo severo atuou de forma bastante localizada.

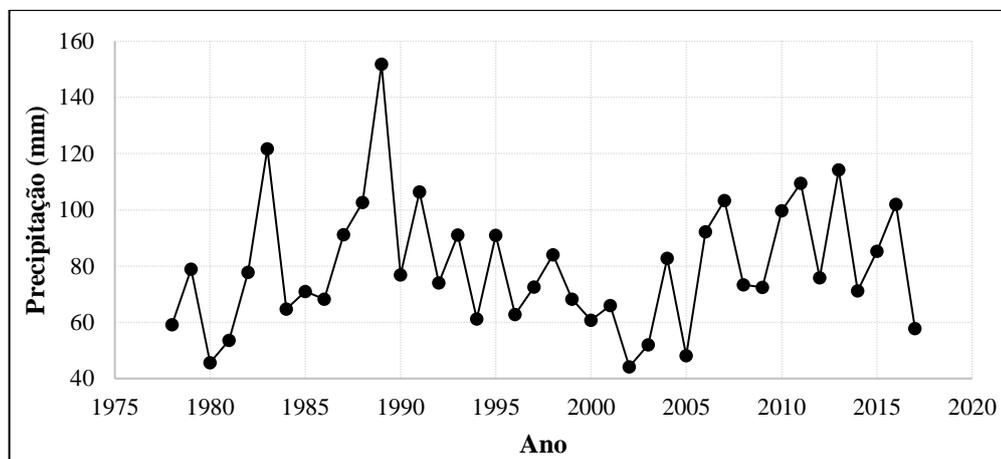
Em relação aos dados de índices climáticos que descrevem as oscilações de larga escala, descritos e analisados nas seções 3.2.3 e 4.4, o mês de dezembro de 2016 apresentou: ODP em fase positiva; ENOS em fase negativa e significativa ($< -0,5$) por 3 meses consecutivos (outubro, novembro e dezembro de 2016); OMA em fase positiva; TSA em fase positiva; e OAA também em fase positiva. Seguindo os mesmos critérios estudados na literatura, apenas a ODP e o TSA estariam em fase favorável para ocorrer um evento extremo chuvoso, porém, os demais índices favorecem uma anomalia negativa de precipitação (GRIMM; SABOIA, 2015; GRIMM et al., 2020), conforme os dados mensais da estação do IAG mostraram.

Ao analisar a máxima precipitação diária anual, durante o verão dos últimos 40 anos na estação pluviométrica do Mirante de Santana (código 2346117 no banco de dados da ANA - seção 3.2.1), é possível observar que o evento ocorrido em dezembro de 2016 é um dos menores na série histórica (Figura 4.17). O percentil 95° ajustado com a distribuição GEV, para a série da Figura 4.17, é de 121 mm, já o percentil 15° é de 58 mm, sendo aproximado ao valor de precipitação do evento. Ou seja, este evento não representa uma precipitação diária extrema, mas sim um evento de precipitação moderada, com condições atmosféricas de tempo severo. Os eventos de maior precipitação acumulada em dias ou pântadas geralmente estão associados à ocorrência de sistemas sinóticos atuantes no SEB, como as ZCAS ou frentes frias (LIMA; SATYAMURTY; FERNÁNDEZ, 2010), porém, a entrada da brisa marítima na RMSP, ou a combinação dos sistemas de ambas as escalas, também tem potencial de gerar eventos extremos de precipitação (PEREZ; SILVA DIAS, 2017). Por exemplo, os dois outros eventos mais recentes na Figura 4.17, em fevereiro de 2015 e 2016, foram associados a zonas de convergência de umidade da Amazônia (R7, 2015; INMET, 2016). Porém, eventos de larga escala não seriam interessantes nesta avaliação de impacto das mudanças na superfície sobre as condições de tempo severo, por poderem se sobrepor aos efeitos de mesoescala.

A Figura 4.18-a apresenta a carta sinótica em 850 hPa do CPTEC/INPE para o dia 18/12/2016 às 00:00 Z. No dia em questão, de acordo com o Boletim Técnico do CPTEC/INPE, ocorreu a presença de um cavado na borda da ASAS em superfície, orientado entre o Estado de São Paulo e o oceano Atlântico, que pode ter gerado condições dinâmicas para a formação de chuvas convectivas na região. Na Figura 4.18-a, nota-se a presença da circulação anticiclônica sobre boa parte do continente, associada à atuação da ASAS, que contribuiu para um período bastante quente antes do evento. Também estavam atuando um cavado em 500 hPa sobre o Sul e Sudeste do país e o JBN, sinalizado pelo intenso escoamento de norte, que transporta ar mais

quente e úmido da região amazônica para o centro-sul do continente, contribuindo para a instabilidade atmosférica entre o Paraguai e a Região Sul.

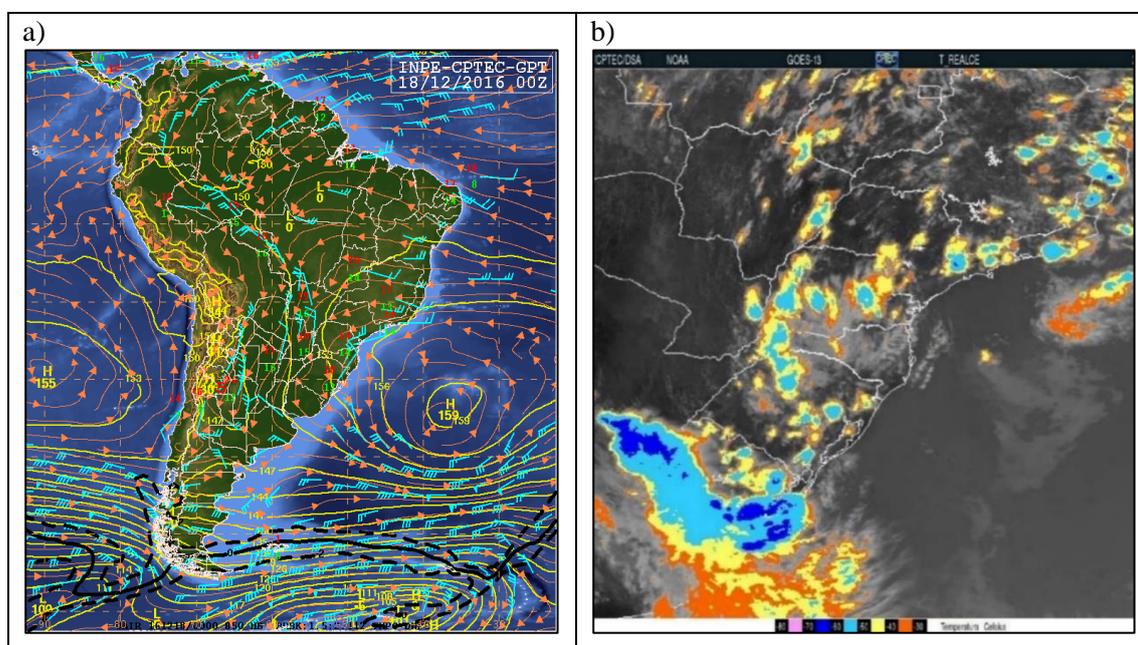
Figura 4.17 - Máxima precipitação diária durante o verão na estação pluviométrica Mirante Santana.



O último valor do gráfico (57,8 mm) equivale ao evento simulado com o BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.18 - Carta sinótica do CPTEC/INPE em 850 hPa de 18/12/2016 às 00:00 Z (a) e Imagem GOES-13 de temperatura realçada para 18/12/2016 às 18:00 Z (b).



Fonte: <http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt/>;

<http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic>.

As condições atmosféricas do período analisado não favorecem a entrada de sistemas sinóticos precipitantes de larga escala na região Sudeste do Brasil. Assim, o evento de tempo

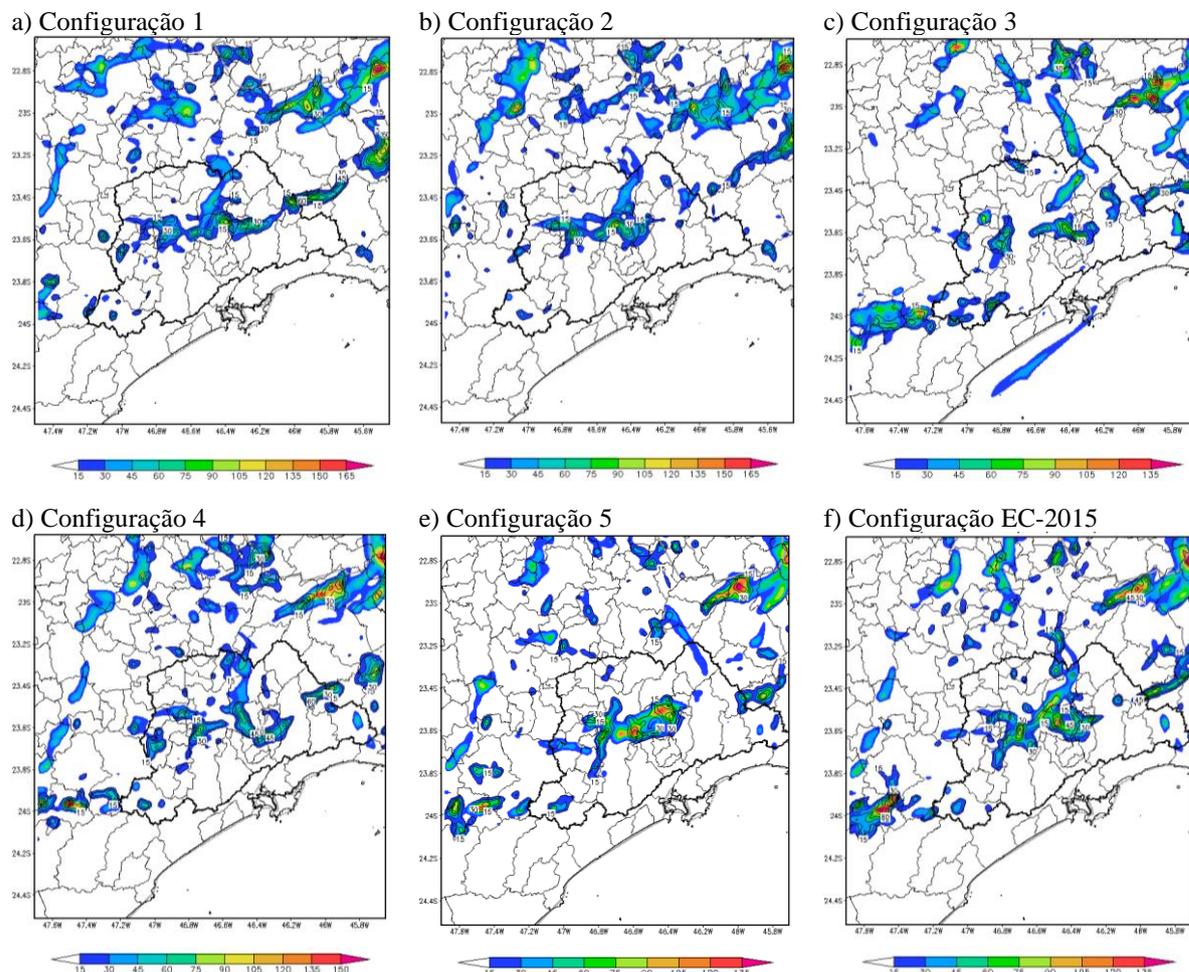
severo foi causado por um sistema de mesoescala em pontos isolados da RMSP, favorecido pelo calor e umidade vinda do oceano Atlântico. A Figura 4.18-b apresenta a imagem do satélite GOES-13, com a temperatura realçada para 18 Z (15 h local) do dia 18/12/2016. É possível identificar a presença de nuvens de baixa temperatura sobre o norte da RMSP, evidenciando a ocorrência do evento de tempo severo.

4.4.2 Testes de calibração do experimento EC-2015

A simulação do experimento EC-2015 contou com as parametrizações e configurações do modelo BRAMS-TEB 4.2 de acordo com as Tabelas 3.11 e 3.12, utilizando o arquivo de uso do solo LULC-2015. Outras 5 configurações foram testadas na calibração do modelo, com algumas diferenças em relação à configuração final utilizada, sendo elas: 1) a inicialização heterogênea da umidade do solo e o NDVI sazonal com o LEAF-3; 2) a inicialização heterogênea da umidade do solo; 3) microfísica de nuvens com todas as equações prognósticas, alterações nos parâmetros do TEB (valores *default*) e *nudging* horizontal com mais pontos e menor frequência de atualização; 4) alterações nos parâmetros do TEB (valores *default*) e *nudging* horizontal com mais pontos; 5) alterações nos fluxos antropogênicos do TEB, maior valor de temperatura mínima interna e fração de construções, e menor razão geométrica.

A Figura 4.19 apresenta a simulação da precipitação total acumulada durante o evento de tempo severo, de 16:00 a 21:00 Z do dia 18/12/2022, para a grade 3 do BRAMS (maior resolução), e considerando as 6 configurações mencionadas. A Figura 4.19-f corresponde ao experimento EC-2015, sendo a simulação controle do evento de tempo severo, configuração escolhida para realizar os demais experimentos. As configurações 1 e 2 foram desconsideradas pelas premissas da abordagem metodológica (ver seção 3.3.5), devido à falta de informações do NDVI e umidade do solo nos demais cenários de uso do solo. É possível verificar que a distribuição da precipitação é semelhante nas 6 simulações, no entanto, a precipitação acumulada sobre a RMSP é maior nas Figuras 4.19-e e 4.19-f. As diferenças nos padrões de temperatura e umidade relativa do ar foram sutis entre as diferentes configurações (resultado não apresentado), por isso um peso maior foi dado ao padrão espacial da precipitação. Contudo, a configuração 5 apresenta uma piora na simulação da temperatura do ar a 2 m, em comparação aos dados das estações meteorológicas dentro da RMSP, sendo então descartada.

Figura 4.19 - Precipitação acumulada entre 16:00 e 21:00 Z do dia 18/12/2022 obtida nas simulações de calibração do BRAMS.



Precipitação acumulada em 6 horas (mm, sombreado). Diferentes configurações do BRAMS testadas na calibração do evento de tempo severo (a-e). Em (f) está a simulação controle EC-2015, com configuração selecionada para os demais experimentos, descrita nas Tabelas 3.11 e 3.12. Foi extraída a variável *totpcp* do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

É possível observar na Figura 4.19-f que o modelo foi capaz de gerar áreas com precipitação intensa e localizada em vários pontos da região, especialmente na parte centro-norte da RMSP, com valores que ultrapassaram o total de 75 mm nas proximidades dos municípios de São Paulo e Guarulhos (entre 23,4° S e 23,8° S e 46,4° W e 46,8° W). Na porção noroeste da Figura 4.19-f, próximo aos municípios de Indaiatuba e Campinas (entre 22,8° S e 23,0° S e 47,0° W e 47,2° W) podem ser observados valores totais de precipitação acima de 90 mm. O modelo também simulou forte precipitação na região da Serra da Mantiqueira, na porção nordeste da Figura 4.19-f, com valores ultrapassando 135 mm. No Vale do Paraíba (a

leste da RMSP) e nas proximidades do município de Tapiraí (24,0° S e 47,5° W), que fica na RM de Sorocaba, também são observados valores extremos de precipitação acumulada na simulação controle EC-2015.

4.4.3 Simulação controle EC-2015

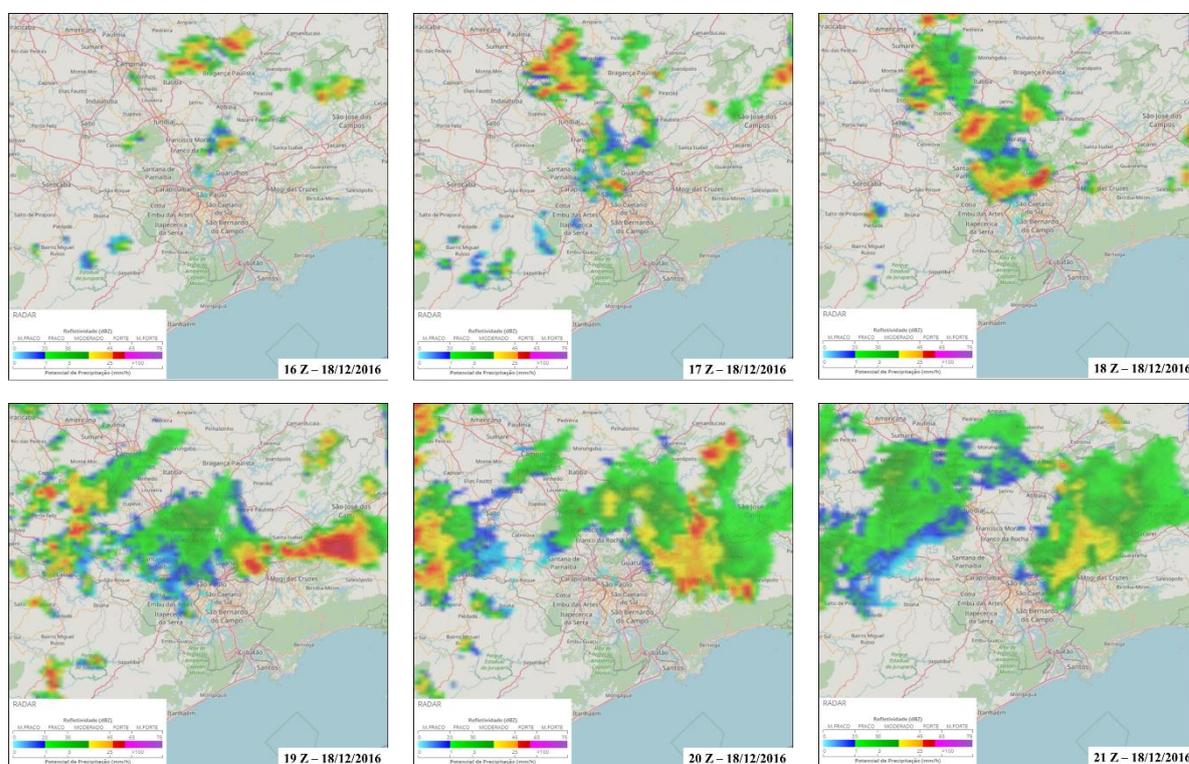
De acordo com a simulação controle EC-2015, o dia 18 de dezembro de 2016 apresenta características típicas de um dia de verão em todo o estado de São Paulo, sem a atuação de um sistema sinótico precipitante. Na RMSP o dia inicia com o tempo limpo, umidade relativa entre 85 e 90 % e temperatura do ar entre 18 e 20 °C às 10:00 Z (7 h local). A temperatura e a umidade relativa do ar respondem ao ciclo diurno, com aquecimento e respectiva diminuição na umidade relativa ao longo do dia, chegando a valores de 31 °C e 55 % no meio da tarde, respectivamente. Durante o período da manhã e início da tarde os ventos predominantes são de N e NE, invertendo e se tornando de SE no meio da tarde e noite, após a entrada da brisa marítima, que traz os ventos úmidos do oceano e gera forte precipitação localizada (PEREZ; SILVA DIAS, 2017).

A Figura 4.20 apresenta imagens de radar com o produto CAPPI (do inglês *Constant Plan Position Indicator*) em 3.100 m, para o dia do evento de tempo severo. A área abrangida pelas imagens de radar cobre aproximadamente a grade 3 utilizada no BRAMS. É possível identificar a evolução da tempestade que atinge o norte da RMSP, apresentando alta refletividade no radar e forte precipitação, com valores superiores a 25 mm, por volta das 18:00 Z, atingindo também municípios do interior, como Jundiaí, Indaiatuba e outros (Figura 4.20-c). A partir das 19:00 Z as chuvas se concentram mais em direção ao interior do estado de São Paulo e na região do Vale do Paraíba (Figura 4.20-d). Às 20:00 Z é possível identificar que a precipitação se desloca com mais intensidade para o interior, principalmente nas regiões de Sorocaba e Piracicaba (Figura 4.20-e). Após este período ocorre chuva de fraca intensidade na porção leste da RMSP, e no interior do continente, e de moderada intensidade na região do Vale do Paraíba (Figura 4.20-f).

Já a Figura 4.21 apresenta a precipitação horária durante o evento de tempo severo, assim como o vetor resultante das componentes u e v do vento, extraídas para o primeiro nível do modelo (cerca de 23,9 m), para a simulação EC-2015. Ao comparar a Figura 4.21 com a Figura 4.20 é possível verificar que a distribuição da precipitação que foi simulada se assemelha bastante com a distribuição real, observada nas imagens de radar, principalmente dos horários

17:00, 18:00 e 19:00 Z. Dentro da RMSP a precipitação gerada pelo modelo está um pouco deslocada para sul do que o observado nas imagens de radar. Isso indica, de forma qualitativa, que o modelo teve bom desempenho em simular o evento de tempo severo que ocorreu na região. Contudo, na porção oeste e noroeste da grade 3, que compreende a região de Piracicaba, Boituva e Sorocaba, o modelo não conseguiu gerar precipitação, conforme o observado pelo radar (Figura 4.20). As demais configurações testadas apresentaram a mesma dificuldade em simular a precipitação nessas regiões (Figura 4.19).

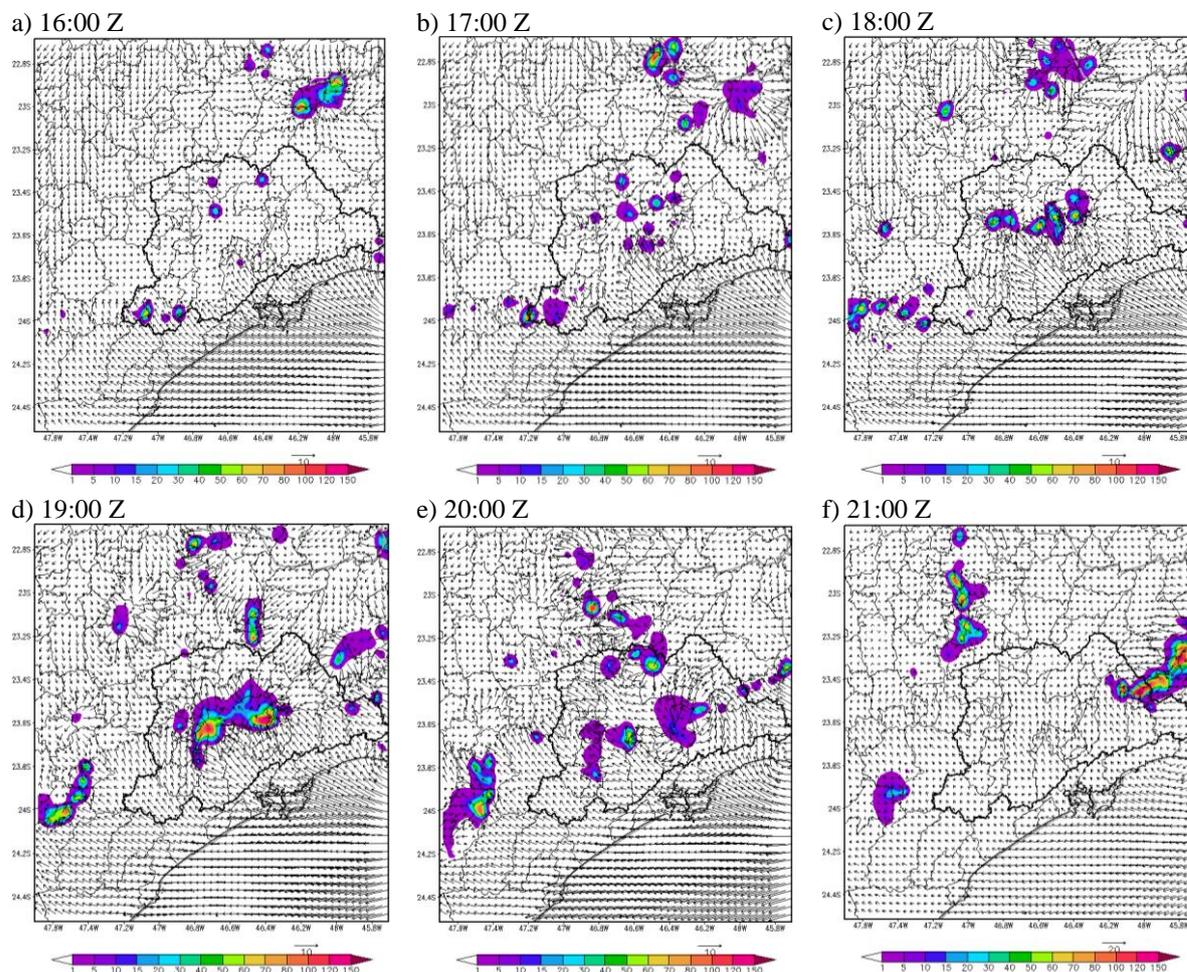
Figura 4.20 - Imagens de radar (CAPPI em 3.100 m) para 18/12/2016, antes, durante e após o evento de tempo severo na RMSP.



Fonte: <https://www.redemet.aer.mil.br/>.

Na Figura 4.21 também é possível identificar o avanço dos ventos de sudeste no nível mais baixo do modelo, vindos do oceano Atlântico sobre o continente, associados à brisa marítima. A partir das 17:00 Z os ventos oceânicos atingem o centro da área urbana de São Paulo, sofrem convergência e então geram precipitação, dando início ao evento de tempo severo na RMSP. Nos horários seguintes, os ventos de brisa avançam mais em direção ao continente, causando convergência em outros pontos da região.

Figura 4.21 - Precipitação horária (mm) do dia 18/12/2022 simulada com o experimento EC-2015, antes, durante e após o evento de tempo severo na RMSP.



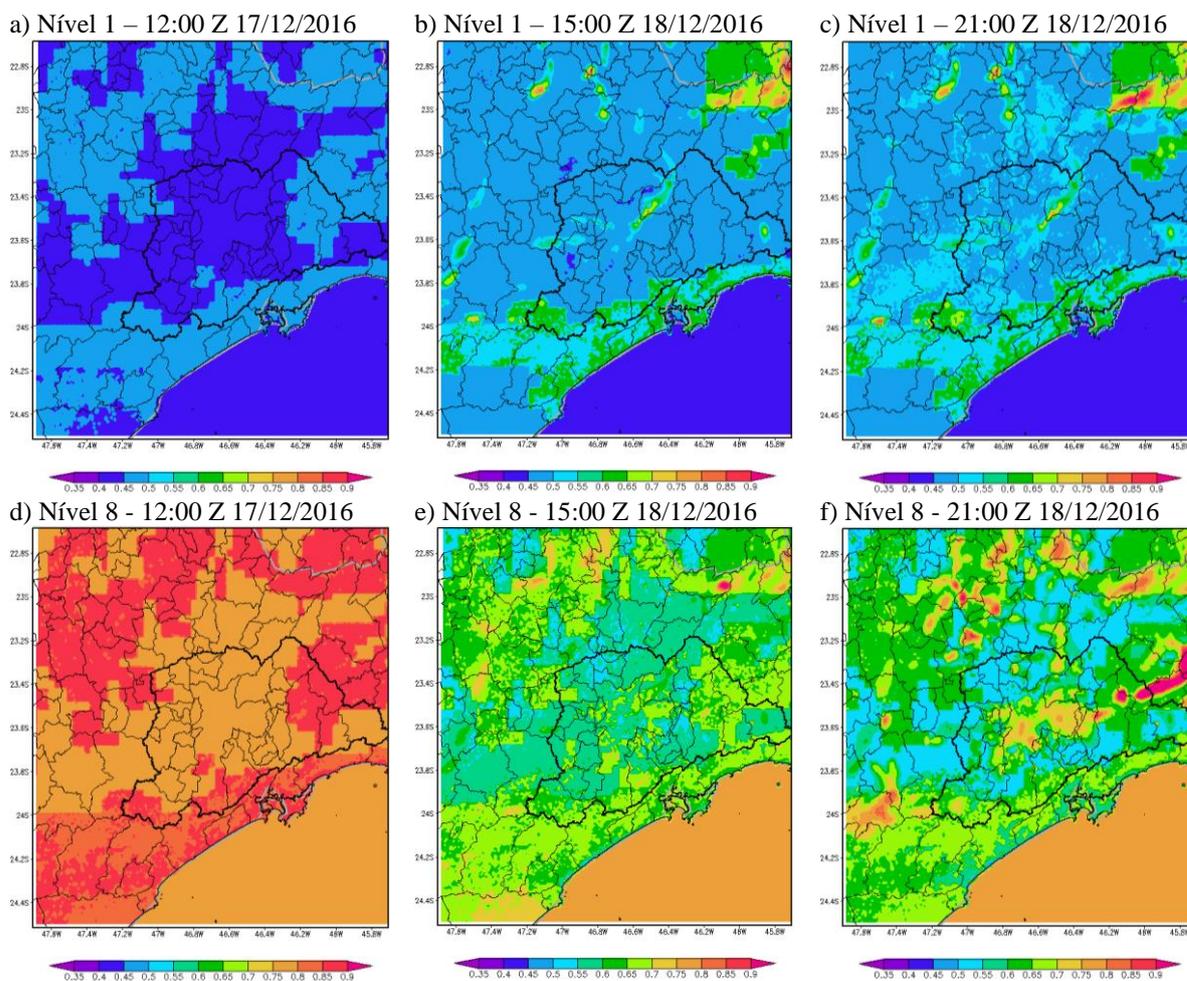
Precipitação horária (mm, sombreado) e campo de ventos no primeiro nível do modelo (m s^{-1} , vetores). Foram extraídas as variáveis *pcprate*, *u* e *v* do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

A Figura 4.22 apresenta a umidade volumétrica ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) simulada no experimento EC-2015, antes e após o evento de tempo severo. Nas Figuras 4.22-a e 4.22-d também estão as condições iniciais de umidade homogênea do solo, conforme indicado na Tabela 3.11. Foram utilizados valores altos de grau de saturação na inicialização do modelo, principalmente nas faixas mais superficiais, o que é importante para permitir que o modelo gere precipitação. É possível observar que ao longo do tempo a camada mais profunda do solo (nível 1) apresenta recarga de água, principalmente nas regiões costeiras, cobertas por floresta, e em regiões que tiveram precipitação antes do evento simulado (Figura 4.22-b), na tarde de 17/12/2022. Logo após o evento de tempo severo (Figura 4.22-c) as camadas mais profundas ainda não apresentam aumento de umidade. O mesmo padrão não é observado na camada superficial do

solo (nível 8), que apresenta consumo da umidade antes do evento de tempo severo (Figura 4.22-e), em quase toda a região, e rapidamente apresenta recarga de água (Figura 4.22-f), com padrão espacial similar ao da precipitação do evento (Figura 4.21).

Figura 4.22 – Umidade volumétrica do solo simulada com o experimento EC-2015, para o nível mais e menos profundo (níveis 1 e 8), inicial, antes e após o evento de tempo severo na RMSF.



Umidade volumétrica ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, sombreado). Nível 1 equivale a 75 cm e nível 8 a 10 cm de profundidade. Em (a) e (d) está a condição inicial da umidade volumétrica do solo em cada nível, em cada tipo de solo. Foram extraídas e somadas as variáveis *smoist1*, *smoist2* e *smoist3* do BRAMS, relativas aos 3 *patches* da grade.

Fonte: Produção da autora.

De acordo com Juárez (2004) a umidade do solo naturalmente diminui com a profundidade e é bastante influenciada pela ocorrência de precipitação. O solo argiloso, que ocupa boa parte da área de estudo, tende a apresentar mais porosidade, permitindo maior umidade inclusive nas camadas profundas, porém, pode sofrer compactação dependendo do

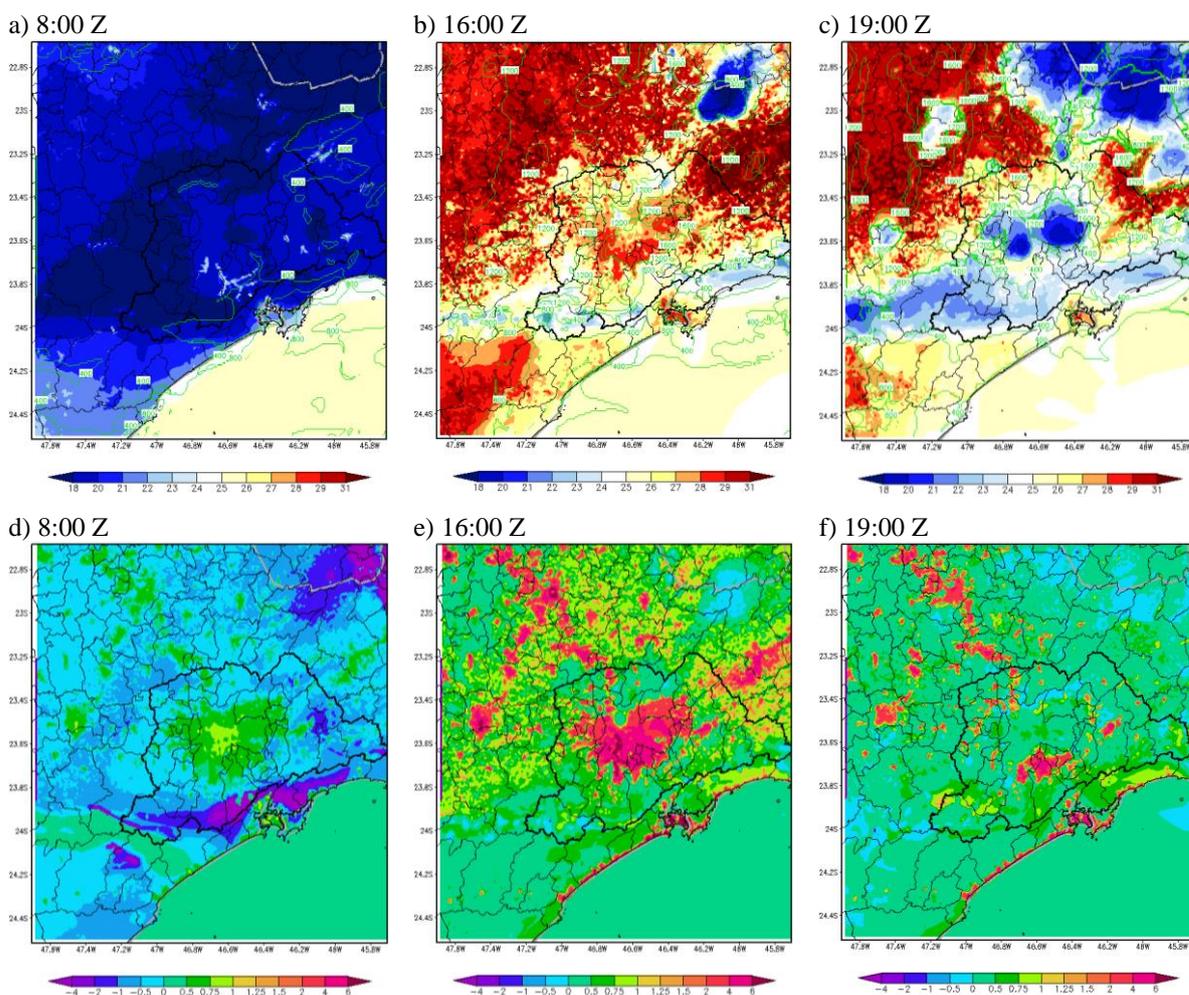
tipo de manejo, quando não possui cobertura natural, o que reduz a microporosidade e diminui a condutividade hidráulica de saturação (JUÁREZ, 2004). Ainda, segundo Freitas (2003), a umidade do solo pode ser fundamental para a formação de uma ICU. No entanto, fontes antropogênicas mais intensas, reduzem a influência da umidade do solo. Além disso, com o solo mais úmido a velocidade de propagação da frente de brisa é maior quando comparada ao caso de solo seco (FREITAS, 2003).

A Figura 4.23 apresenta a temperatura ajustada para 2 m de altura, altura da CLP e a Razão de Bowen (β), simuladas no experimento EC-2015, no período noturno, antes e durante o evento de tempo severo. Às 08:00 Z é possível observar a ocorrência de temperaturas mais baixas em toda a região continental, inferiores a 22 °C, enquanto as regiões cobertas por água apresentam valores entre 24 e 26 °C. As temperaturas baixas durante o período noturno conferem uma fina camada limite planetária, inferior a 400 m de altura em boa parte do continente. Neste horário não foi possível identificar diferença de temperatura entre as áreas urbanas e rurais (Figura 4.23-a). Já β destaca as áreas urbanas (entre 0,5 e 1), indicando maior fluxo de calor latente (LE), em relação ao fluxo de calor sensível (H), associado principalmente às emissões antropogênicas noturnas. As áreas cobertas por agricultura e florestas, por sua vez, apresentam valores predominantemente entre -1 e 0, associados também a um maior valor em módulo de LE, porém, valores negativos de H, indicando que estão recebendo calor sensível vindo da atmosfera, que está mais aquecida (Figura 4.23-d).

Antes do evento de tempo severo ocorreram as maiores temperaturas do dia, dentro da área urbana da RMSP, que se destaca das regiões ao redor (Figura 4.23-b). Toda a região continental apresenta altos valores de temperatura do ar às 16:00 Z, superiores até às da mancha urbana, ultrapassando 31 °C a leste e noroeste da RMSP. Em áreas urbanas como essa, caracterizadas por edifícios mais altos, pode ocorrer uma diminuição da temperatura do ar, devido ao efeito do sombreamento (BENDER; FREITAS; MACHADO, 2019; LI et al., 2020; MACEDO, 2021). Neste período a CLP possui um maior desenvolvimento, ultrapassando 1.600 m nas regiões mais quentes do interior da RMSP e continente. Também é possível observar um forte gradiente de temperatura que se aproxima da região central (Figura 4.23-b), vindo das áreas costeiras e oceânicas (Figura 4.21-a), com potencial de gerar instabilidade atmosférica, criando um mecanismo de levantamento do ar. Novamente, o valor de β destaca as áreas urbanas situadas na grade 3 do BRAMS, indicando que o fluxo de calor sensível pode ser até 6 vezes maior ao de calor latente nessas regiões, às 16:00 Z. Algumas áreas rurais, que apresentaram temperaturas muito altas às 16:00 Z, e são ocupadas principalmente por áreas de

pastagens, também apresentaram β superior a 1 (Figura 4.23-e). Durante o evento de tempo severo, ocorre queda brusca nos valores de temperatura do ar nas regiões em que ocorreu precipitação (Figura 4.23-c), e, conseqüentemente, no valor de β , ficando semelhante ao das áreas rurais adjacentes. Porém, nas áreas urbanas em que não ocorre precipitação os valores de β continuam superiores a 4 às 19:00 Z (Figura 4.23-f).

Figura 4.23 - Temperatura em 2 m de altura, altura da CLP e razão de Bowen do dia 18/12/2022 simuladas com o experimento EC-2015, antes e durante o evento de tempo severo na RMSP.



Em (a), (b) e (c) está a temperatura do ar ajustada em 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e a altura da CLP (m, linhas verdes com intervalo de 400 m). Em (d), (e) e (f) está β (sombreado). Foram extraídas as variáveis *tempc2m*, *bowen* e *zitheta* do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

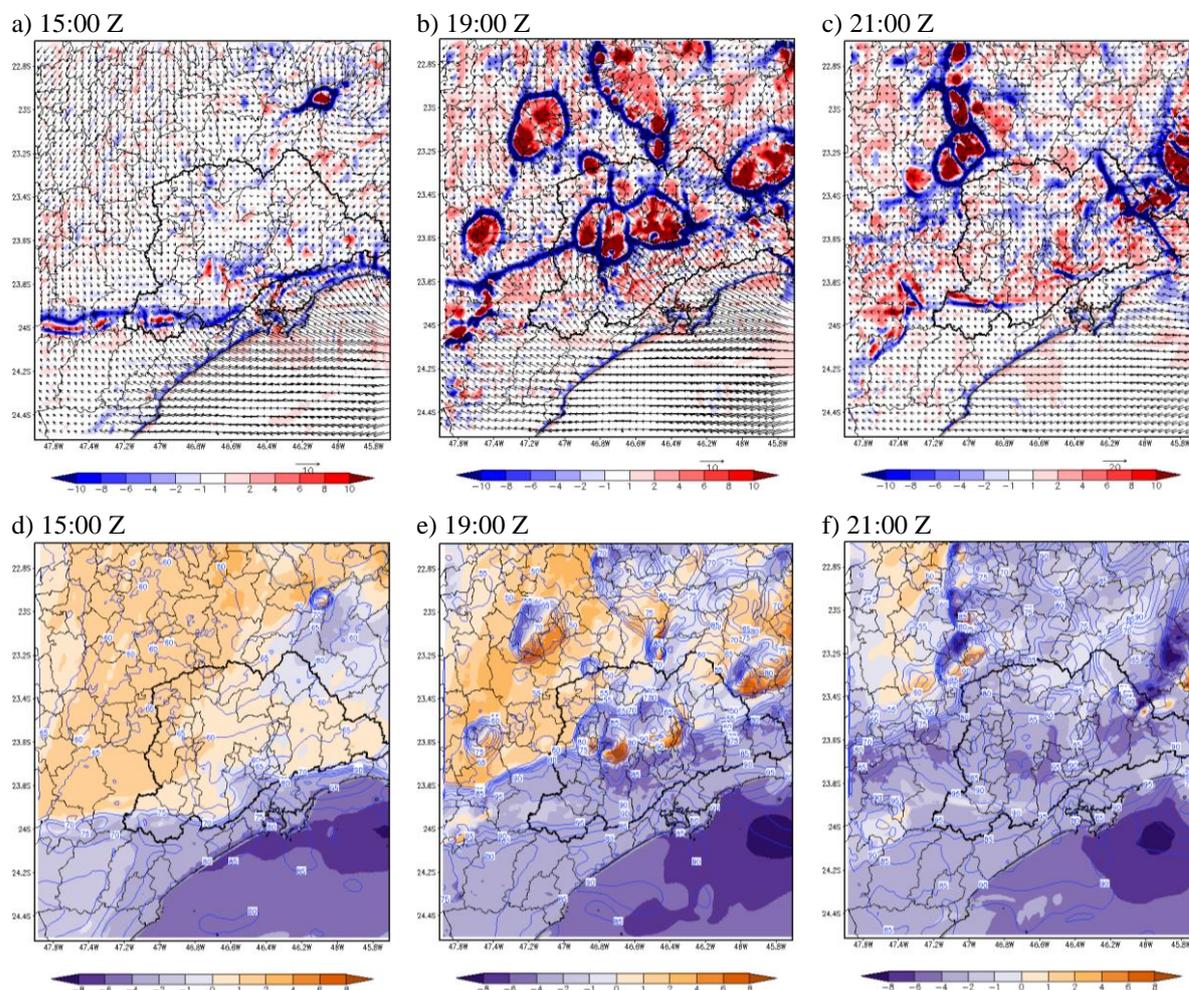
A utilização da parametrização de áreas urbanas com o TEB permitiu uma importante discretização dos fluxos de superfície nessas regiões, conforme observado na Figura 4.23, relacionada às atividades humanas e à geometria urbana. Bender (2018) observou valores

positivos da diferença da razão de Bowen dentro da mancha urbana da RMSP, quando comparou simulações com e sem o esquema TEB ativado no BRAMS, ao simular um evento de tempo severo similar, indicando que quando existe a parametrização urbana ocorre maior contribuição do fluxo de calor sensível em relação ao latente, ou seja, o saldo de radiação é utilizado em maior parte para aquecer o ar. Dessa forma, quando não se utiliza a parametrização urbana com o TEB os valores de temperatura do modelo são mais baixos e não existem as contribuições antropogênicas nos fluxos de superfície, o que gera menor desenvolvimento da ICU, além de ocorrer um atraso na entrada da brisa marítima na RMSP (FREITAS, 2003; BENDER, 2018).

A Figura 4.24 apresenta a divergência, o vento de brisa e a umidade relativa do ar, extraídos do primeiro nível do modelo (cerca de 23,8 m), antes, durante e após o evento de tempo severo. O vento de brisa indica a intensidade da componente de Sudeste do vento (ver Equação 3.14), devido ao posicionamento da RMSP em relação ao oceano Atlântico, assim, valores negativos indicam ventos provenientes da região costeira. É possível observar às 15:00 Z áreas com forte convergência de massa (cores frias), em locais em que o vento de brisa encontra obstáculos (Figura 4.24-a), em função das heterogeneidades da superfície, por exemplo, na região litorânea, à sota-vento da Serra do Mar, ao sul da área urbana da RMSP, assim como ao redor de onde a convecção já foi disparada (porção nordeste, sobre a Serra da Mantiqueira), gerando precipitação (ver Figura 4.21-b). Às 17:00 Z (não apresentado) a frente de brisa atinge a zona sul da cidade de São Paulo, trazendo um forte gradiente de umidade relativa do ar. O encontro entre as áreas com valor negativo (sudeste) e positivo (noroeste) do vento de brisa é correspondente às regiões com convergência de massa e maior instabilidade atmosférica.

Às 19:00 Z ocorre a maior precipitação horária sobre a RMSP (Figura 4.21-d). Nesse período a Figura 4.24-b mostra forte divergência de massa sobre o centro da RMSP, bem como nas RMs de Sorocaba, Campinas e Vale do Paraíba, também com maior intensidade dos ventos. No centro da mancha urbana da RMSP é possível associar o padrão de divergência e ventos de brisa associados ao acoplamento da ICU com a brisa marítima (FREITAS, 2003), pois às 17:00 Z (não apresentado), ambas as circulações aparecem ainda separadas. Após o evento de tempo severo na RMSP, às 21:00 Z, os ventos de brisa (projeção das componentes u e v na direção perpendicular à costa) e a divergência dos ventos indica o avanço da brisa marítima sobre o continente, a noroeste da RMSP, gerando instabilidade atmosférica em outras regiões.

Figura 4.24 – Divergência de massa, ventos, vento de brisa e umidade relativa do ar do dia 18/12/2022 simulados com o experimento EC-2015, no primeiro nível vertical do BRAMS, antes, durante e após o evento de tempo severo na RMSP.



Em (a), (b) e (c) está a divergência dos ventos multiplicada por 10.000 (s^{-1} , sombreado) e o campo de ventos no primeiro nível do modelo ($m s^{-1}$, vetores). As cores frias indicam convergência de massa. A divergência foi obtida com a função *hdivg* no GrADS, com as variáveis *u* e *v* do BRAMS. Em (d), (e) e (f) está a intensidade dos ventos de brisa ($m s^{-1}$, sombreado) e a umidade relativa do ar (% , linhas na cor azul com intervalo de 5 %), obtida com a variável *rh* do BRAMS. As cores frias indicam ventos predominantes de sudeste e as cores quentes de noroeste.

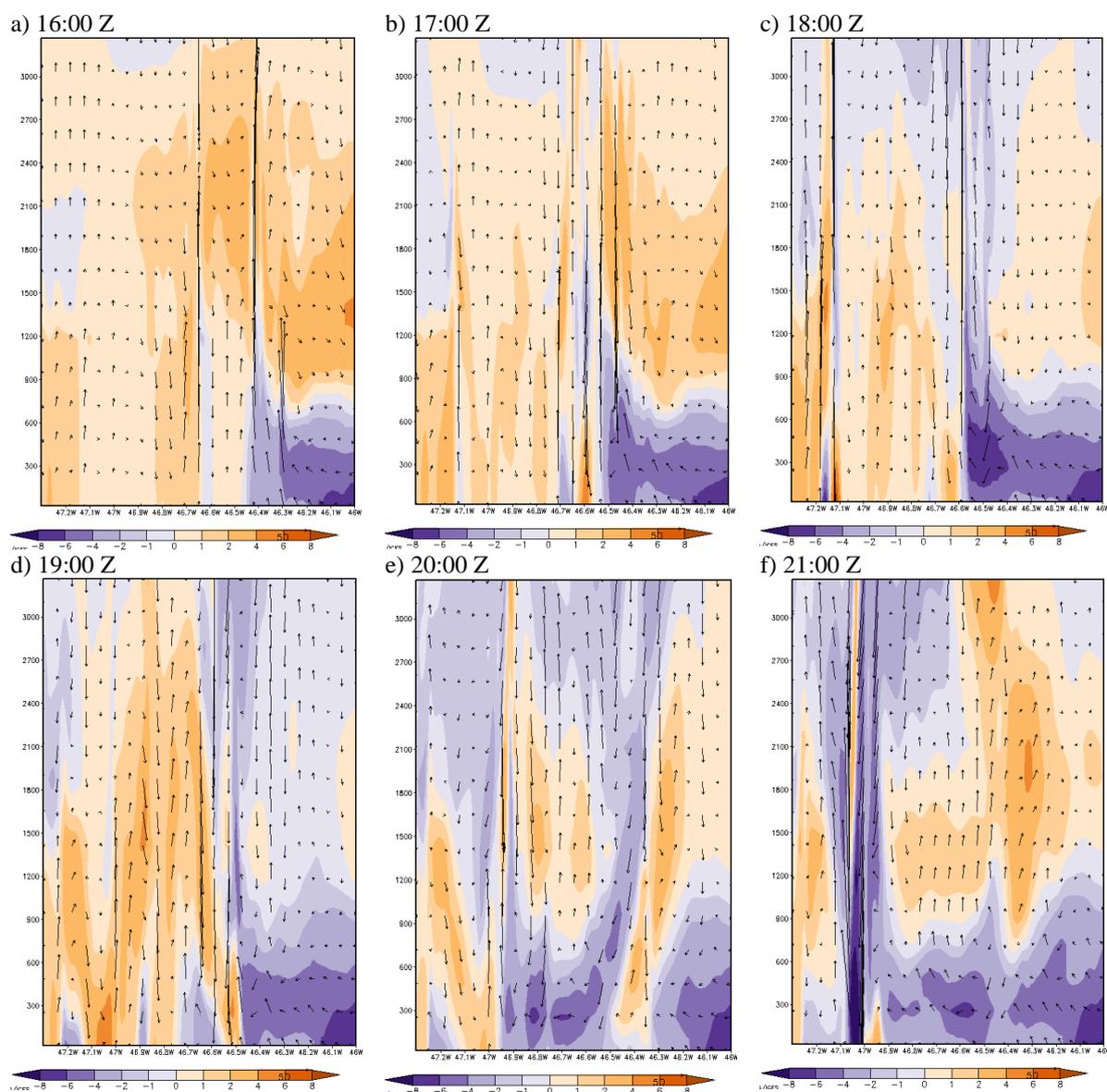
Fonte: Produção da autora.

A Figura 4.25 apresenta a evolução dos ventos de brisa e do vento vertical sobre um corte vertical e transversal na direção sudeste da grade 3 do BRAMS, para o experimento EC-2015, antes, durante e após o evento de tempo severo. A amplitude do corte vai do município de Sumaré, na porção noroeste, passando sobre o centro da mancha urbana da RMSP, pelo município de Santos, até o oceano Atlântico, na porção sudeste da grade. É possível verificar

às 16:00 Z a presença de fortes movimentos ascendentes na região central da imagem, próximo à longitude de $46,6^\circ$ W, correspondente ao centro da mancha urbana da RMSP, no centro-norte da cidade de São Paulo, entre as estações Mirante de Santana e Parque D. Pedro II. Nesse período já se observa precipitação localizada na Figura 4.21-a. Essa circulação está separada da frente de brisa, que ainda não atingiu o centro da RMSP, podendo ser então associada à ICU. É possível observar também fortes correntes ascendentes e convergência dos ventos na frente de brisa marítima, próximo à longitude de $46,4^\circ$ W, que corresponde ao início da área urbana no sudoeste da RMSP, nos municípios de Ribeirão Pires e Mauá. Às 17:00 Z a frente de brisa avança (Figura 4.25-b), atingindo a área central por volta das 18:00 Z (Figura 4.25-c), com forte convergência dos ventos. Às 19:00 Z observa-se fortes correntes descendentes, sendo o horário de maior precipitação sobre o centro da RMSP. Após as 20:00 Z a frente de brisa avança para noroeste, atingindo a região de Jundiaí e Itupeva, onde ocorre também forte convergência dos ventos e precipitação às 21:00 Z. Freitas (2003) identificou a circulação da ilha de calor a partir das 21:00 Z na RMSP, com corrente ascendente sobre a área urbana. No evento em questão, que ocorreu em 01/08/1999, a frente de brisa chega na RMSP por volta das 22:00 Z, cerca de duas horas mais tarde em uma simulação que não considera a presença das áreas urbanas. Devido à forte convergência no centro da cidade, a frente de brisa permanece na mesma posição por algumas horas (FREITAS, 2003).

A Figura 4.26 apresenta os índices convectivos CAPE, CINE, DNRV e LR antes, durante e após o evento de tempo severo, simulado no experimento EC-2015. Às 15:00 Z as áreas que apresentam maior valor de CAPE estão situadas ainda na frente de brisa marítima, ao sul da RMSP, ultrapassando 2.100 J kg^{-1} , que apresentam maior instabilidade atmosférica. Dentro da RMSP os valores de CAPE ficam predominantemente entre 900 e 1.500 J kg^{-1} . Neste período o CINE (inibição da convecção) é nulo em toda a região, não sendo propício ao disparo da convecção profunda, por consumir rapidamente o CAPE, não atingindo valores extremos de instabilidade (NASCIMENTO, 2005). O DNRV também não apresenta forte cisalhamento vertical dos ventos e o LR indica atmosfera condicionalmente instável (ver seção 3.3.7).

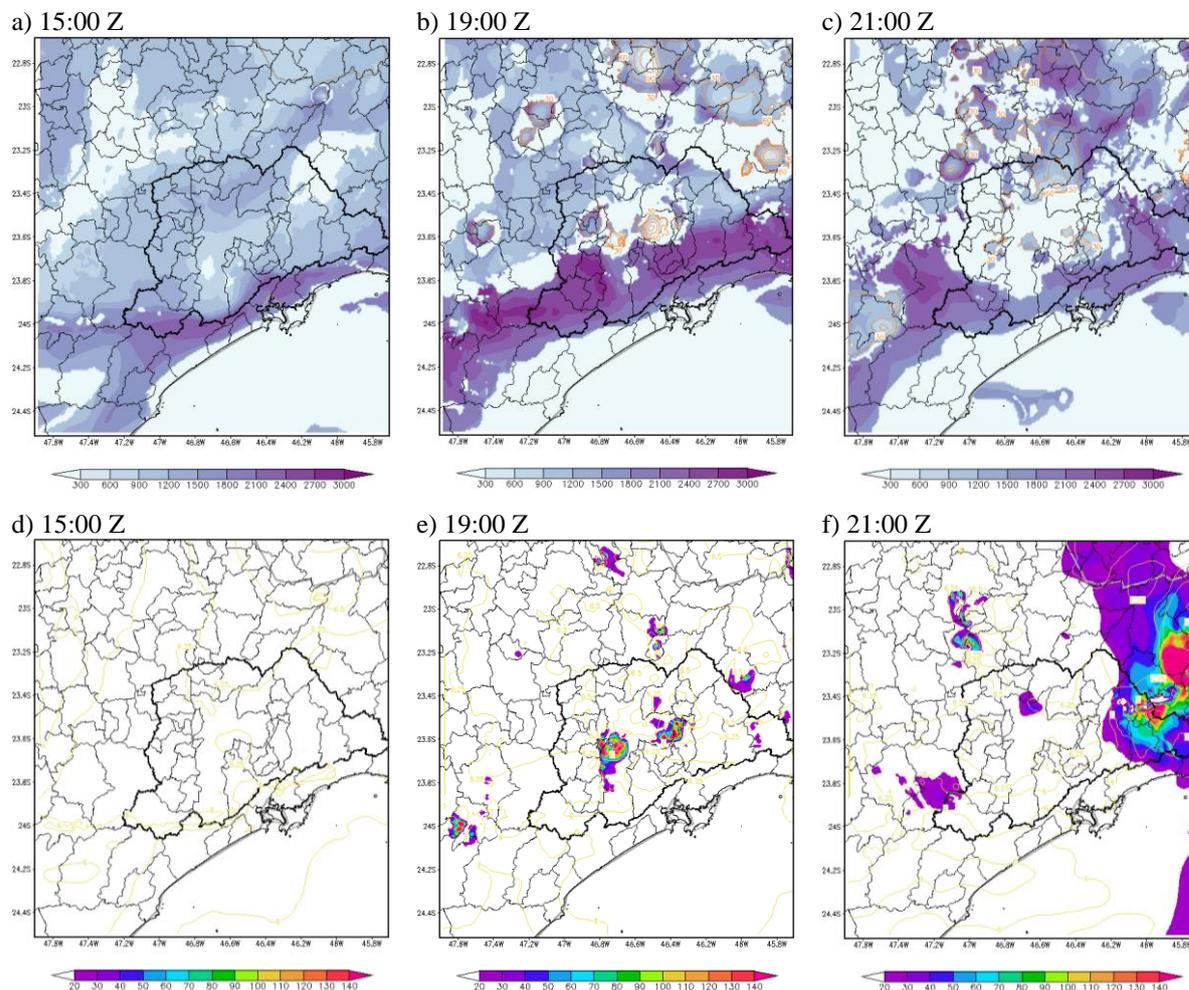
Figura 4.25 - Perfil vertical dos ventos de brisa do dia 18/12/2022 simulados com o experimento EC-2015, nos primeiros 15 níveis verticais do BRAMS, antes, durante e após o evento de tempo severo na RMSP.



Corte vertical (15 níveis) e transversal (direção sudeste), passando pelos pontos $22,89^{\circ}$ S e $47,3^{\circ}$ W (noroeste) e $24,08$ S e 46° W (sudeste) da grade 3. Intensidade dos ventos de brisa ($m s^{-1}$, sombreado) e componentes do vento vertical e de brisa (vetores). As cores frias indicam ventos predominantes de sudeste e as cores quentes de noroeste. Foram extraídas as variáveis u , v e w do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.26 - Índices convectivos para o dia 18/12/2022 simulados com o experimento EC-2015, antes, durante e após o evento de tempo severo na RMSP.



Em (a), (b) e (c) estão os índices convectivos CAPE (J kg^{-1} , sombreado) e CINE (J kg^{-1} , linhas laranjas com intervalo de 30 J kg^{-1}). Em (d), (e) e (f) estão os índices DNRV ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$, sombreado) e LR ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$, linhas amarelas com intervalo de $0,25 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$). Foram extraídas as variáveis *cape* e *cine* do BRAMS. Os índices DNRV e LR foram calculados com as variáveis *u*, *v*, *geo* e *tempc*.

Fonte: Produção da autora.

Às 17:00 Z (não apresentado) os valores de CAPE aumentam ao norte da RMSP, ultrapassando 1.500 J kg^{-1} e se formam 3 células com CINE de 30 J kg^{-1} , que favorecem a ocorrência de forte convecção sobre a área urbana, gerando a precipitação observada na Figura 4.21-a e 4.21-b. O mesmo ocorre às 19:00 Z em regiões a noroeste da RMSP. Na Figura 4.26-b é possível observar também 2 células com valores altos de CINE dentro da RMSP, sobre as regiões de maior valor de DNRV ($>140 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) (Figura 4.26-e). Nas demais regiões urbanizadas que apresentaram forte precipitação ocorrem altos valores de CAPE ($> 1.800 \text{ J kg}^{-1}$) e CINE

moderado (alto no Vale do Paraíba $> 150 \text{ J kg}^{-1}$). O LR não apresenta grande evolução e tem valor de $6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ em boa parte da região. O CINE apresenta um padrão de valores altos após a ocorrência da precipitação, indicando inibição da convecção, conforme observado por Bender (2018). Quanto maior o CINE mais difícil é a iniciação convectiva, pois maior é o trabalho de levantar uma parcela de ar da superfície até o Nível de Convecção Espontânea, NCE (NASCIMENTO, 2005).

Após o evento de tempo severo o CAPE volta a apresentar valores baixos em toda a região central da RMSP (Figura 4.26-c) e permanece alto em direção ao interior, acompanhando a entrada da brisa marítima. Neste período, a região do Vale do Paraíba, a leste da RMSP, apresenta valores muito altos de DNRV (Figura 4.26-f), associado à convecção severa, que resultou em precipitação forte nessa região (Figura 4.21-f). Bender (2018) observou CAPE (CINE), obtido com o modelo BRAMS, superior (inferior) a 3.500 J kg^{-1} (-10 J kg^{-1}), durante um evento de tempo severo na RMSP, em fevereiro de 2013, indicando atmosfera muito instável e propícia à ocorrência de tempo severo. Além disso, no momento de maior instabilidade dentro da mancha urbana de São Paulo, foi observado valores de DNRV superiores a $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ acompanhando a entrada da brisa marítima na RMSP (BENDER, 2018).

Em resumo, as análises das saídas do BRAMS, antes, durante e após o evento de tempo severo proposto demonstraram resultados esperados, em relação ao padrão espacial dos fluxos de superfície, umidade, temperatura, campo de ventos e índices convectivos, bem alinhados com o arquivo de LULC-2015 utilizado e com as condições atmosféricas reais. Isso indica que a calibração do modelo foi feita de forma adequada, pois ele conseguiu simular os efeitos de mesoescala na atmosfera de forma satisfatória.

4.4.4 Avaliação qualitativa e quantitativa da simulação controle EC-2015

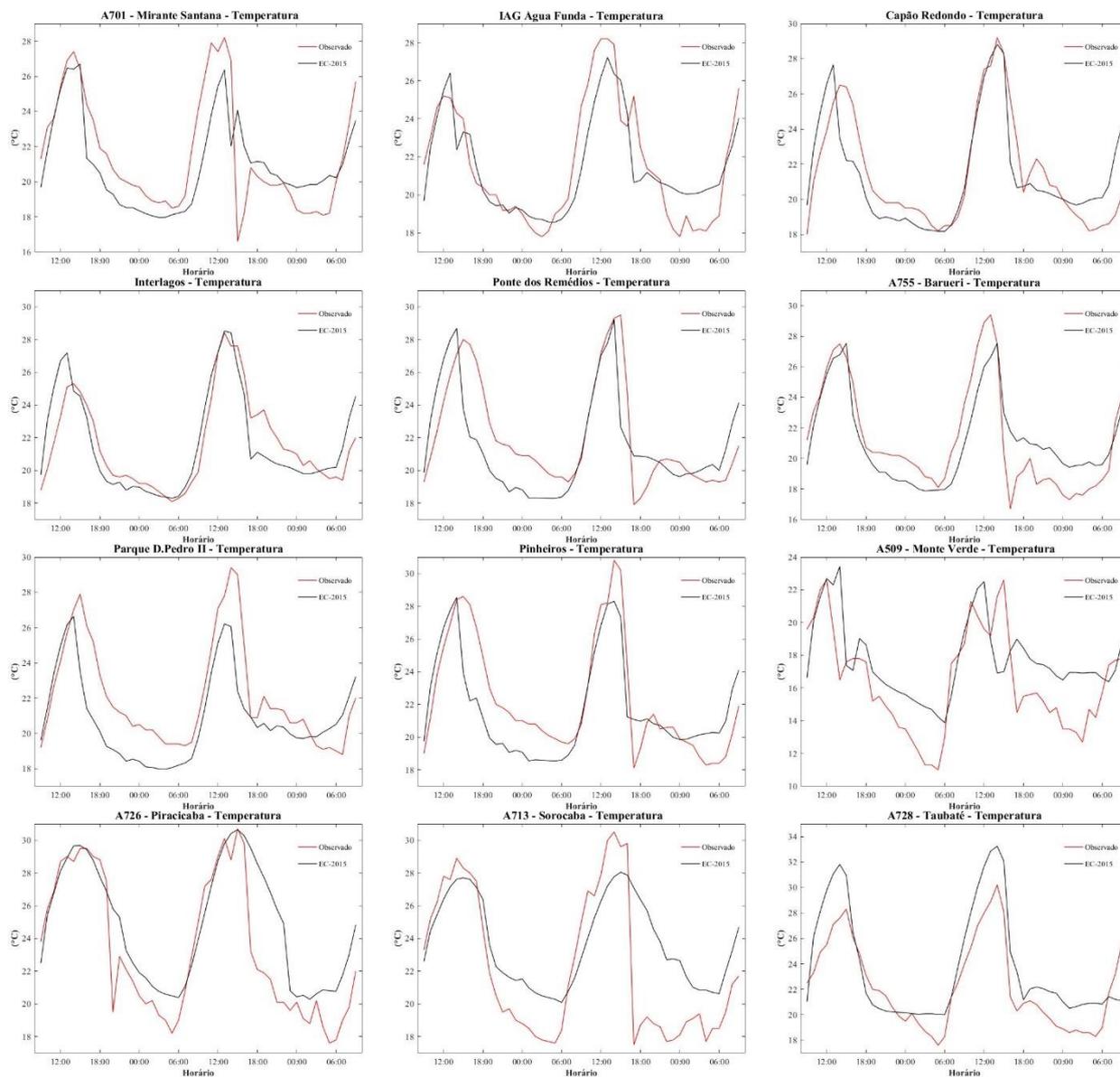
A validação da acurácia do modelo BRAMS no experimento EC-2015 foi avaliada de forma qualitativa e quantitativa, em relação às observações nas estações meteorológicas da Tabela 3.13 (ver localização na Figura 3.14), considerando apenas o dia 18/12/2016. Na análise qualitativa foram utilizados gráficos que comparam os dados simulados e observados, de acordo com a respectiva grade do BRAMS, de forma a verificar a capacidade do modelo em representar o ciclo diurno de temperatura e umidade relativa do ar, bem como a ocorrência de precipitação durante o evento.

A Figura 4.27 apresenta a comparação da série horária de temperatura ajustada para 2 m de altura, simulada no EC-2015 (linhas pretas), com a temperatura do ar observada nas estações meteorológicas (linhas vermelhas), que estão dentro da grade 3 do BRAMS. Já a Figura 4.28 apresenta a mesma análise, mas considerando as estações dentro da grade 2 do BRAMS. Em relação às estações extraídas da grade 3, é possível verificar na Figura 4.27 que a simulação teve um bom ajuste com o ciclo diurno de temperatura observado. As estações da CETESB Capão Redondo, Interlagos e Ponte dos Remédios, que estão em meio à área urbana da cidade de São Paulo, se destacam por melhor representar o desenvolvimento da máxima temperatura no dia 18/12/2016, por volta das 15:00 hora local (HL). Porém, na maioria das estações o modelo não conseguiu simular o pico de temperatura do dia 18/12/2016, representando dificuldade em gerar o forte aquecimento que ocorre nessas regiões. São exemplos as estações Mirante Santana, IAG, Barueri, Parque D. Pedro II, Pinheiros e Sorocaba.

Em alguns casos na Figura 4.27 observa-se também que o modelo não conseguiu gerar a queda brusca de temperatura que ocorre após a precipitação, por volta das 17:00 e 18:00 HL, como nas estações Ponte dos Remédios, Barueri, Pinheiros, Piracicaba e Sorocaba. Esse padrão pode ser resultado da não simulação adequada da precipitação nesses locais. A estação Monte Verde apresenta ajuste ruim da temperatura do ar principalmente durante o período noturno, o que pode ser resultado de sua localização em área montanhosa.

Em relação aos dados extraídos das estações localizadas na grade 2, a Figura 4.28 indica também um bom ajuste entre os valores observados e simulados de temperatura do ar, mesmo com a resolução espacial de 4 km, principalmente nas estações Varginha, São Carlos e Curitiba. Na estação Avaré o modelo resolve bem o pico de temperatura, mas apresenta dificuldade em simular as temperaturas baixas no período noturno, sendo que o mesmo problema ocorre na estação Ariranhas. Na estação Taubaté (Figura 4.27) o modelo superestima bastante os valores de temperatura, enquanto o oposto ocorre na estação Paraty, provavelmente por ela estar localizada muito próxima ao oceano e áreas montanhosas, não sendo bem representada pelo modelo.

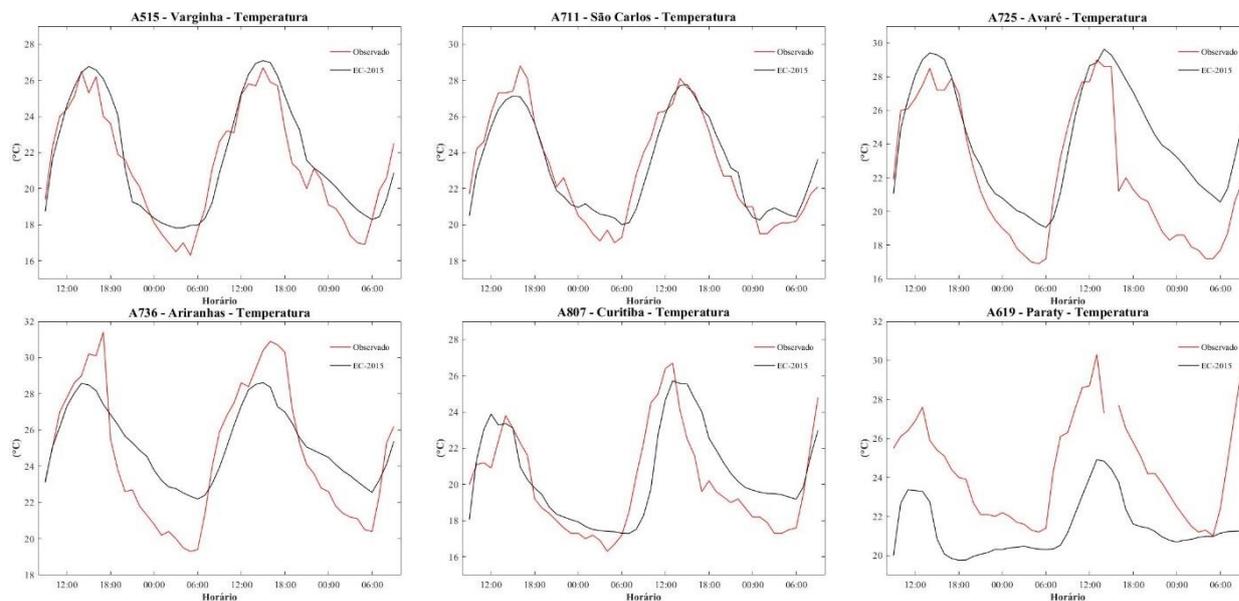
Figura 4.27 - Temperatura do ar observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.



Valor simulado de temperatura ($^{\circ}\text{C}$, linha preta) e observado ($^{\circ}\text{C}$, linha vermelha). Foi extraída a variável *tempc2m* do BRAMS. A estação A728-Taubaté da grade 2 foi colocada aqui para melhorar o layout.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.28 - Temperatura do ar observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.



Valor simulado de temperatura ($^{\circ}\text{C}$, linha preta) e observado ($^{\circ}\text{C}$, linha vermelha). Foi extraída a variável *tempc2m* do BRAMS.

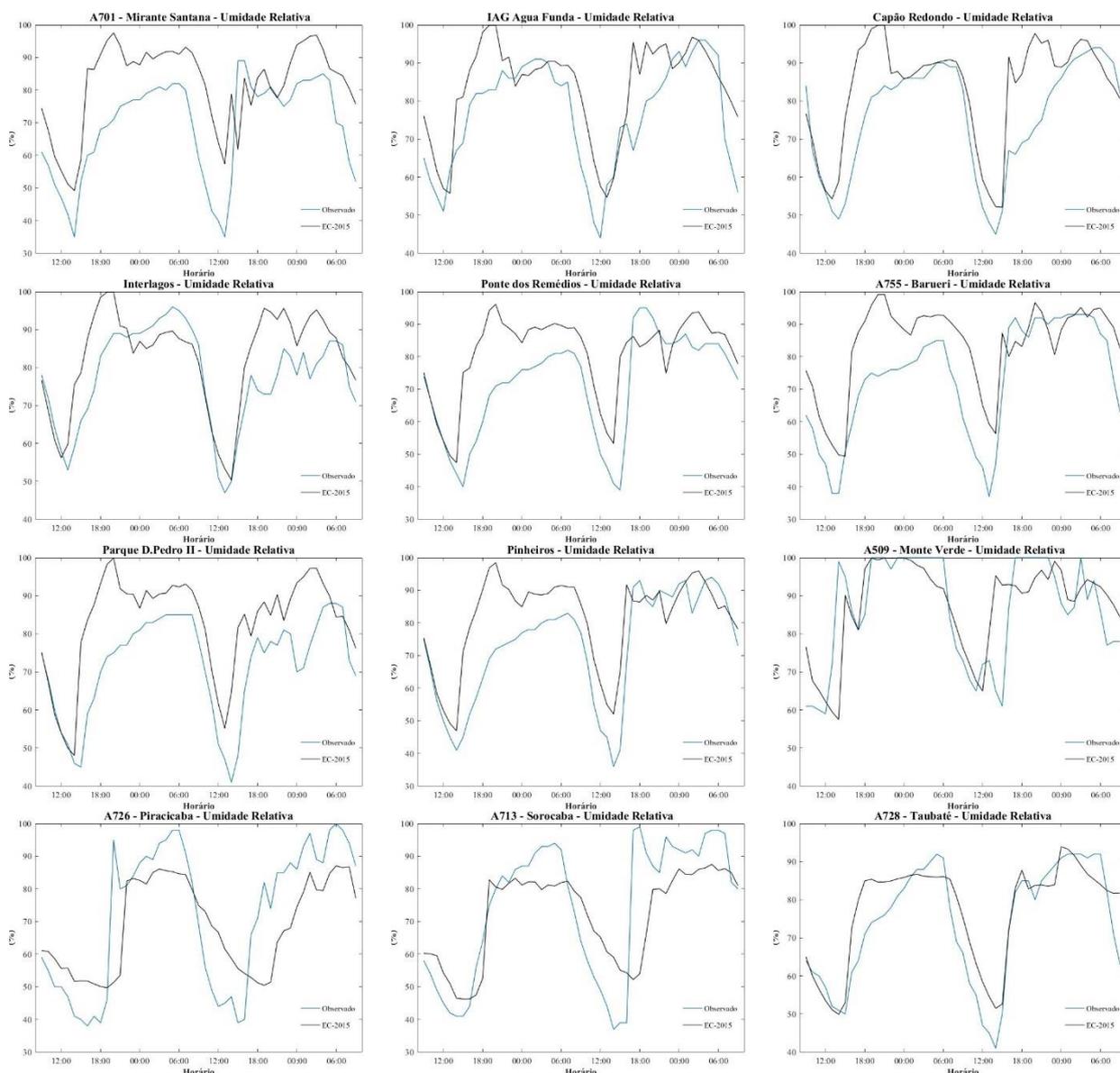
Fonte: Produção da autora.

A Figura 4.29 apresenta a comparação da série horária de umidade relativa do ar, para o primeiro nível vertical do modelo, simulada no EC-2015 (linhas pretas), com a umidade observada nas estações meteorológicas (linhas azuis), que estão dentro da grade 3 do BRAMS. Já a Figura 4.30 apresenta a mesma análise, mas considerando as estações dentro da grade 2 do BRAMS.

Como esperado, é possível observar nas Figuras 4.29 e 4.30, que o modelo apresenta uma piora no ajuste da umidade relativa do ar, em ambas as grades, mas consegue definir bem o comportamento do ciclo diurno observado nas estações meteorológicas. Na maior parte das estações o modelo simula bem o horário de umidade relativa do ar mínima no dia 18/12/2016, mas não representa totalmente o ressecamento do ar que ocorre, em função também de não ter representado o máximo aquecimento nesse período. Contudo, nas estações Sorocaba, Piracicaba, Varginha, São Carlos, Avaré e Curitiba o mínimo de umidade simulada pelo modelo, além de não atingir o valor observado, aparece deslocado para direita, indicando um atraso. É interessante notar também que nas estações Interlagos, IAG e Capão Redondo o modelo superestima a umidade relativa do ar durante o evento chuvoso (a partir das 15:00 HL), em função de ter simulado muita precipitação nesses locais, acima do observado (Figura 4.31 - dados de precipitação disponíveis apenas na estação IAG). Em outros locais observa-se o

padrão oposto, em que o modelo não simula a umidade suficiente nesse horário, como em Sorocaba, Piracicaba e Avaré, o que resulta em pouca ou nenhuma precipitação simulada, divergindo dos valores medidos.

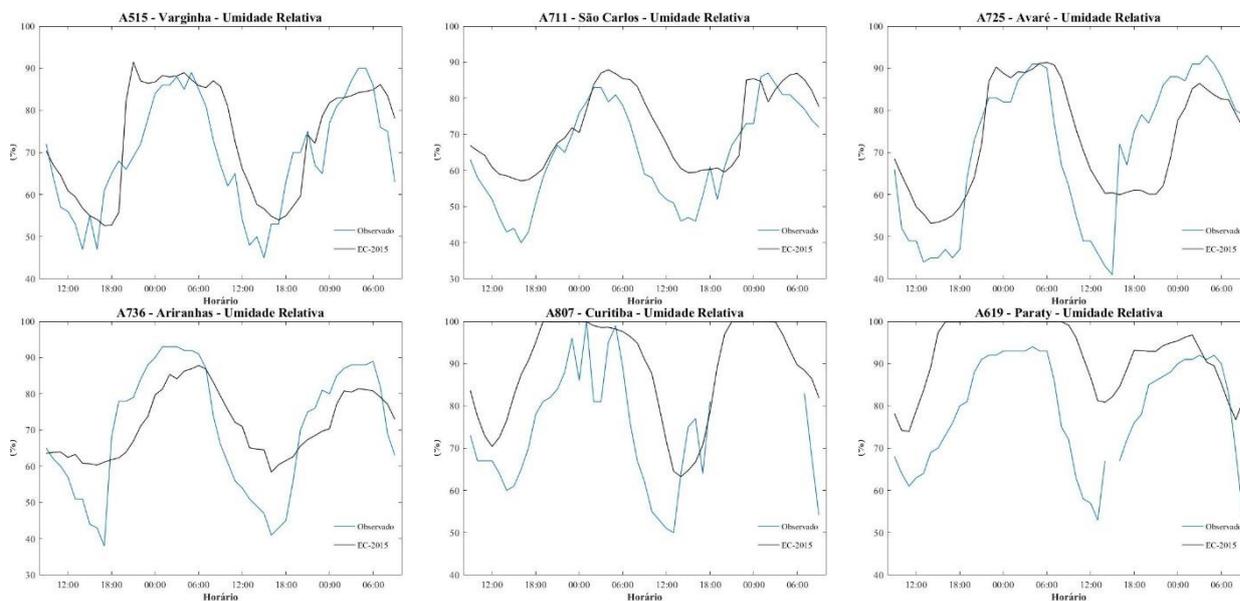
Figura 4.29 - Umidade relativa do ar observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.



Valor simulado de umidade relativa do ar (% , linha preta) e observado (% , linha azul). Foi extraída a variável *rh* do primeiro nível do BRAMS. A estação A728-Taubaté da grade 2 foi colocada aqui para melhorar o layout.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.30 - Umidade relativa do ar observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.



Valor simulado de umidade relativa do ar (% , linha preta) e observado (% , linha azul). Foi extraída a variável *rh* do primeiro nível do BRAMS.

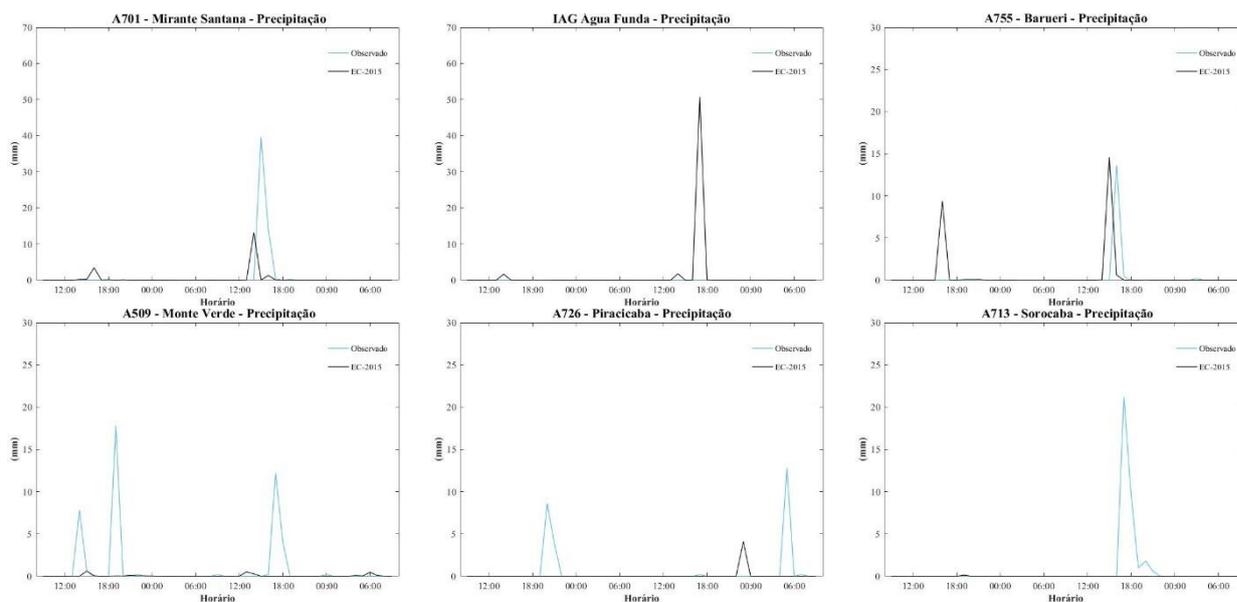
Fonte: Produção da autora.

A Figura 4.31 apresenta a comparação da série horária de precipitação, simulada no EC-2015 (linhas pretas), com a precipitação observada nas estações meteorológicas (linhas azuis), que estão dentro da grade 3 do BRAMS. Já a Figura 4.32 apresenta a mesma análise, mas considerando as estações dentro da grade 2 do BRAMS. As estações da CETESB não possuem medição de precipitação, por isso não é possível fazer a comparação.

O modelo foi capaz de simular baixos valores de precipitação na região da estação Mirante de Santana (zona norte da cidade de São Paulo), em torno de 13 mm às 14:00 HL, enquanto os valores observados são de 40 e 14 mm, às 15:00 e 16:00 HL, respectivamente (Figura 4.31). Já na estação do IAG (zona sul) o modelo gerou uma forte precipitação às 17:00 HL, que ultrapassa 50 mm. Esse padrão pode ser confirmado nas Figuras 4.20 e 4.21, indicando que a simulação do experimento EC-2015 gera forte precipitação mais ao sul do que o observado nas imagens de radar. Na estação Barueri, o valor simulado é muito próximo do observado, com cerca de 14 mm, porém, o modelo adianta em uma hora a ocorrência da precipitação. Em Monte Verde o modelo não consegue simular a precipitação observada entre as 17:00 e 18:00 HL do dia 18/12/2016, no entanto, como observado na Figura 4.21, o modelo gera forte precipitação na região da Serra da Mantiqueira no início da tarde. Da mesma forma, como já mencionado, nas estações Sorocaba e Piracicaba o modelo também não conseguiu

simular a precipitação ocorrida no dia do evento. Ambas as estações estão muito próximas da borda oeste e noroeste da grade 3, podendo ser um resultado da alimentação lateral da grade de maior espaçamento, devido ao escoamento ser de sudeste, o que poderia interferir no ambiente em mesoescala do evento simulado.

Figura 4.31 - Precipitação horária observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.



Valor simulado de precipitação (mm, linha preta) e observado (mm, linha azul). Foi extraída a variável *pcprate* do BRAMS.

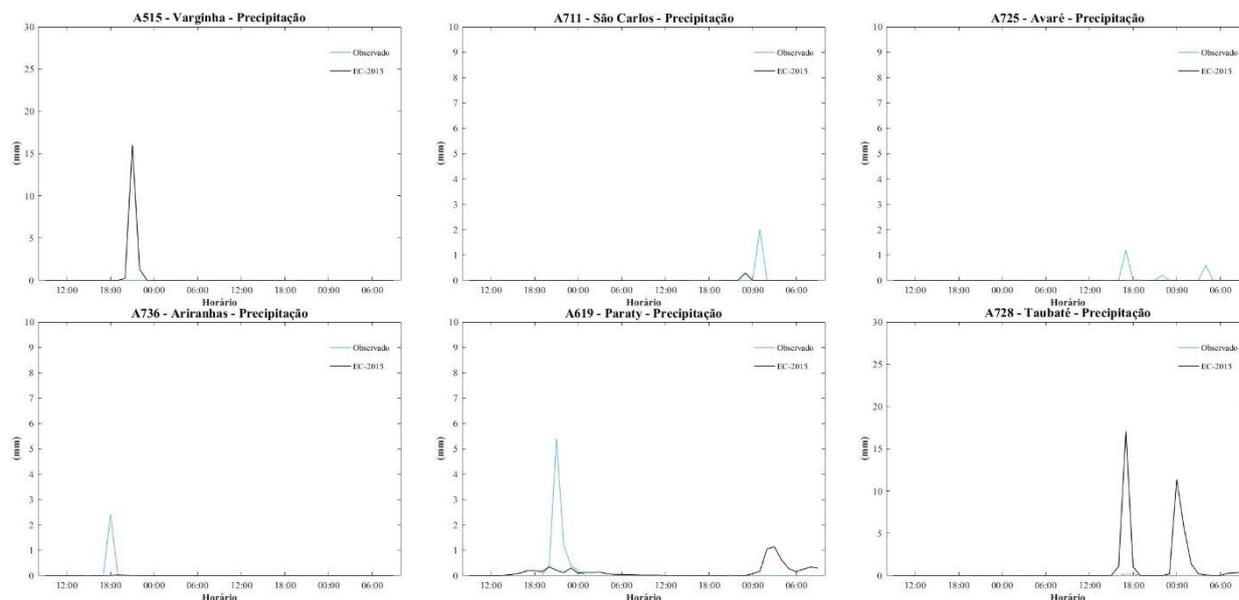
Fonte: Produção da autora.

Nas estações da grade 2 (Figura 4.32) apenas São Carlos e Avaré apresentaram precipitação observada no dia 18/12/2016, com valores muito pequenos, e que não foram simuladas com o modelo BRAMS. Contudo, em Taubaté o modelo gera uma forte precipitação, que não ocorre nos dados observados. O dado de umidade relativa do ar simulado nessa estação fica muito próximo do observado (Figura 4.29), assim como as imagens de radar também sugerem precipitação intensa na região do Vale do Paraíba. Esse padrão também pode ser efeito de deslocamento da precipitação, que não necessariamente ocorreu sobre a estação meteorológica, ou problemas de medição dos dados.

Na análise quantitativa foram avaliados índices estatísticos utilizando os dados apresentados na análise qualitativa (ver seção 3.3.5). Dessa forma, a Tabela 4.11 apresenta os valores dos coeficientes R, BIAS e RMSE para as 24 horas de simulação do dia 18/12/2016 com o experimento EC-2015, considerando a temperatura do ar a 2 m de altura e a umidade

relativa do ar do primeiro nível do modelo. Os totais de precipitação durante o dia 18/12/2016 (observado e simulado) também são apresentados na Tabela 4.11.

Figura 4.32 - Precipitação horária observada e simulada com o experimento EC-2015, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.



Valores simulados de precipitação (mm, linha preta) e observados (mm, linha azul). Foi extraída a variável *pcprate* do BRAMS. A estação A807 - Curitiba não apresentou precipitação observada e simulada.

Fonte: Produção da autora.

As estações que estão situadas dentro da mancha urbana da RMSP (destacadas na Tabela 4.11) apresentam valor de R predominantemente acima de 0,8 para temperatura e 0,7 para umidade relativa do ar, com exceção da estação Mirante Santana, que não tem um bom ajuste. Como já mencionado, nessas estações o modelo BRAMS tende a subestimar (superestimar) a temperatura (umidade relativa) do ar, de acordo com os valores de BIAS. O RMSE mostra um valor entre 1 e 3 °C.

Entre as estações da grade 3, a estação Capão Redondo se destaca por ter o melhor ajuste de temperatura do ar ($R=0,96$ e $RMSE=1,12$ °C). Em relação à umidade relativa as estações Parque D. Pedro II e Pinheiros têm a melhor correlação ($R=0,88$), enquanto Interlagos tem o menor RMSE (9,56 %). De acordo com a Tabela 4.11, o modelo gerou precipitação durante o período do evento de tempo severo em todas as estações da CETESB, principalmente na estação Capão Redondo, que ultrapassou 60 mm, confirmando novamente que a forte convecção foi deslocada para o sul da mancha urbana da RMSP.

Já na grade 2 o BRAMS tende a superestimar ambas as variáveis, de acordo com o BIAS, com exceção de Paraty, em que ele subestima a temperatura do ar. A estação de Taubaté se destaca com a melhor correlação da temperatura e umidade do ar ($R=0,98$ e $0,96$), além de apresentar o menor valor de RMSE (6,35 %) de todas as estações analisadas.

Tabela 4.11 - Análise estatística de acurácia do modelo BRAMS no experimento EC-2015.

Estação	Temperatura do ar (°C)			Umidade relativa (%)			Precipitação (mm)	
	R	BIAS	RMSE	R	BIAS	RMSE	Obs.	BRAMS
Monte Verde	0,70	1,22	2,72	0,69	1,01	10,44	16,6	0,88
Sorocaba	0,67	1,82	4,02	0,53	-3,65	18,35	34,2	0,02
Piracicaba	0,81	1,85	3,06	0,63	-3,83	15,82	0,2	4,09
Mirante Santana	0,66	-0,63	2,66	0,55	10,90	16,94	54,2	14,77
Barueri	0,80	-0,14	2,21	0,78	9,20	14,17	14	15,40
Capão Redondo	0,96	-0,60	1,12	0,82	8,58	12,07		63,07
IAG Água Funda	0,89	-0,61	1,79	0,78	6,96	11,21	0	52,81
Interlagos	0,93	-0,44	1,29	0,80	3,30	9,56		12,77
Ponte dos Remédios	0,83	-0,73	2,07	0,73	7,49	13,59		13,51
Parque D. Pedro II	0,92	-1,70	2,14	0,88	10,19	12,18		15,16
Pinheiros	0,92	-0,84	1,61	0,88	7,76	11,30	36*	25,86
Varginha	0,95	0,59	1,23	0,81	4,56	9,39	0	0,10
Paraty	0,86	-2,05	6,09	0,75	17,91	24,19	0,2	0,75
São Carlos	0,94	0,22	1,04	0,78	7,73	11,04	0	0,32
Avaré	0,77	2,33	3,52	0,49	2,10	15,26	1,4	0,05
Taubaté	0,98	2,00	2,33	0,96	2,65	6,35	0,4	19,48
Ariranhas	0,94	0,23	2,14	0,86	3,85	11,93	0	0,00
Curitiba	0,74	0,35	2,25	0,64	25,27	42,32	0	0,51

* Valor obtido em portais de notícias (G1 SÃO PAULO, 2016). As estações que estão localizadas dentro da mancha urbana na RMSP estão destacadas. As estatísticas foram calculadas considerando apenas o dia 18/12/2016. Foram extraídas as variáveis *pcprate*, *tempc2m* e *rh* (primeiro nível) do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

Em resumo, as análises de validação do modelo com o experimento EC-2015, de forma qualitativa e quantitativa, também indicaram que o modelo apresentou boa concordância com os dados observados, na maior parte dos pontos de superfície. Os índices estatísticos apresentaram valores satisfatórios e estão de acordo com outros trabalhos similares (FREITAS, 2003; BENDER, 2018), tanto para a grade 3 quanto para a grade 2 de menor resolução espacial. No entanto, como o evento apresentou precipitação localizada, a validação do experimento controle, utilizando apenas as estações meteorológicas e o respectivo ponto de grade, pode não ser a mais adequada. A simulação das células convectivas em locais diferentes interfere tanto

no acumulado de chuva quanto nos padrões de temperatura e umidade. Isso pode fazer com que a validação apresente resultados estatísticos ruins, mesmo que o modelo esteja simulando as condições atmosféricas de forma suficientemente adequada para o objetivo proposto. Exemplo disso foi a estação Mirante Santana do INMET, com o maior valor acumulado de precipitação medida dentro da RMSP, que apresentou ajuste mais fraco com a simulação do BRAMS, devido às células convectivas do modelo terem ficado mais ao sul da área urbana. Uma forma de tentar contornar esse problema é fazer uma validação mais regional, voltada a objetos e não somente ao ponto de grade.

4.4.5 Efeito da mudança de uso e cobertura da terra no evento simulado

Nesta seção são avaliadas as diferenças nas condições atmosféricas durante o evento selecionado, quando apenas os cenários de LULC são alterados nas simulações, em relação ao experimento EC-2015. Ou seja, quando é modificada a condição de fronteira inferior do modelo BRAMS, referente ao tipo de uso e cobertura da terra. É importante destacar que os resultados apresentados aqui são dependentes do evento selecionado, bem como das configurações e parametrizações utilizadas no modelo atmosférico, no entanto, tendem a indicar os impactos genéricos associados às mudanças de LULC, devido às alterações esperadas no balanço de energia, na rugosidade da superfície e no balanço hidrológico.

Além disso, reforça-se ainda que as mudanças projetadas na superfície (para o passado e futuro) foram realistas e graduais, baseadas em processos reais de antropização, não sendo drásticas e improváveis como aplicado em diversos trabalhos revisados na bibliografia. Isso descaracteriza o presente trabalho da qualidade de teste de sensibilidade. Outros trabalhos também já analisaram os efeitos da não-linearidade dos impactos na atmosfera, quando diferentes alterações na superfície são combinadas (CAVALCANTI, 2010; BENDER; FREITAS; MACHADO, 2019). Porém, em cenários realistas diversas mudanças acontecem simultaneamente na superfície, podendo potencializar efeitos semelhantes ou sobrepor efeitos opostos.

Os fatores mencionados resumem os desafios deste tipo de abordagem metodológica, utilizando a modelagem. De acordo com Juárez (2004), no Sudeste do Brasil existe um mosaico complexo de tipos de vegetação que dificulta analisar o impacto no clima das mudanças de uso e cobertura da terra, o que é ainda agravado por ser uma região dominada por sistemas atmosféricos de grande escala, que minimizam a influência da mesoescala. Além disso,

próximo à RMSP existe uma dinâmica complexa das circulações locais, não só pelas heterogeneidades da superfície, mas também pela topografia e proximidade com o mar, dificultando a modelagem atmosférica (FREITAS, 2003).

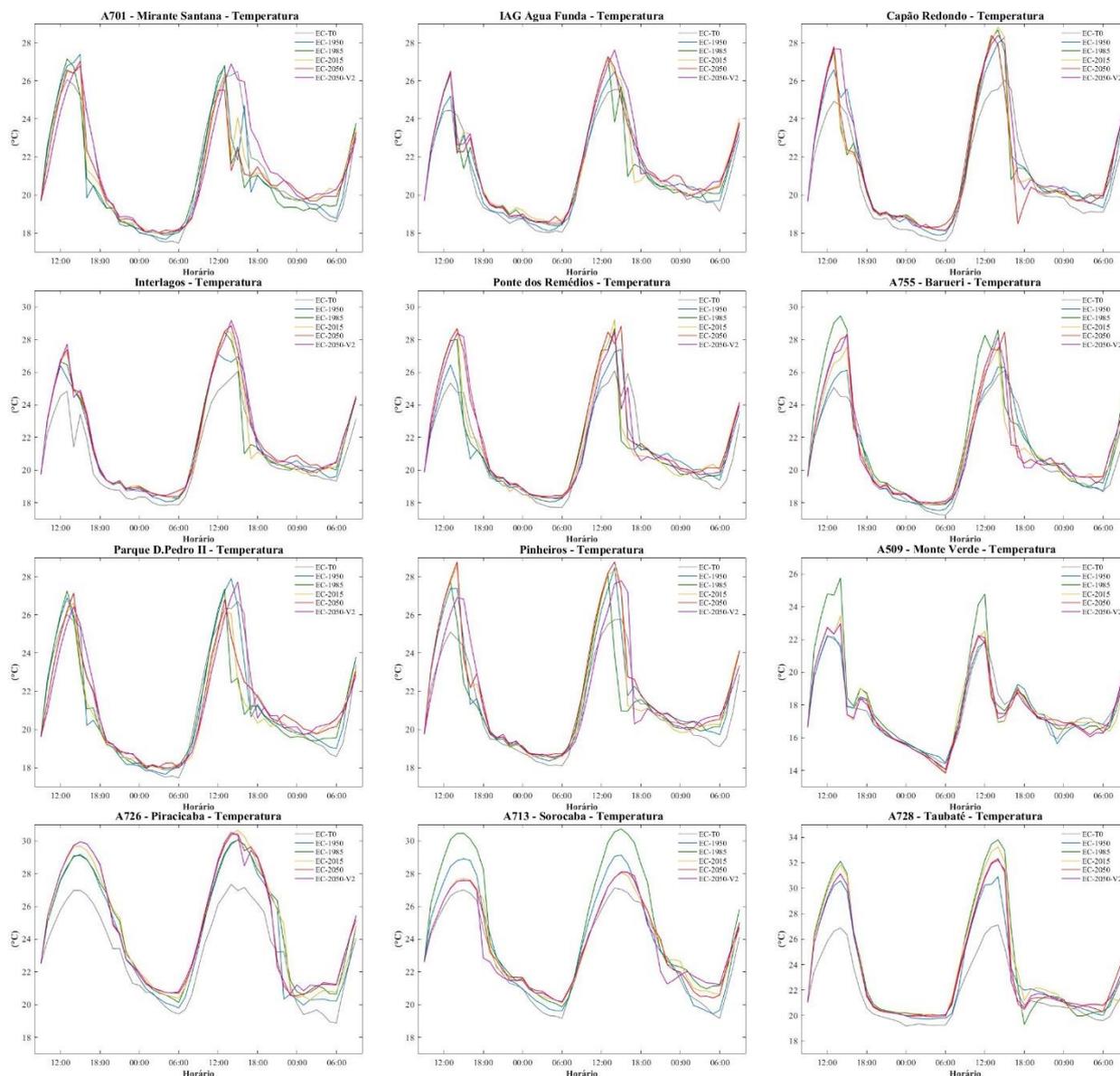
4.4.5.1 *Efeitos na temperatura do ar e balanço de energia*

A Figura 4.33 apresenta a comparação da série horária de temperatura ajustada para 2 m de altura, simulada nos 6 experimentos descritos na Tabela 3.10, extraída para o local das estações meteorológicas que estão dentro da grade 3 do BRAMS. Já a Figura 4.34 apresenta a mesma análise, mas considerando as estações dentro da grade 2 do BRAMS. As cores quentes das linhas indicam experimentos utilizando cenários de LULC mais antropizados, por representarem o período recente ou futuro. A mudança de LULC local que ocorreu nesses pontos pode ser analisada na Tabela 3.13.

É possível observar nas Figuras 4.33 e 4.34 que todo o ciclo diurno de temperatura apresenta predominância de temperaturas mais baixas no experimento EC-T0, em relação aos demais experimentos, principalmente durante as máximas temperaturas diárias. O cenário T0 representa a paisagem não alterada, composto apenas por cobertura de vegetação natural. As estações Mirante de Santana, Parque D. Pedro II e Avaré se destacam por serem cobertas originalmente por vegetação savânica, enquanto as demais por florestas. Alguns locais se destacam por apresentar um padrão contínuo de aumento de temperatura do ar, conforme o cenário de LULC se torna mais antropizado, como exemplo as estações IAG, Interlagos, Piracicaba e Curitiba. Nesses locais, a diferença da temperatura máxima entre EC-T0 e EC-2050-V2 pode ultrapassar 3 °C, já a diferença de temperatura mínima não ultrapassa 1 °C. Os três pontos estão dentro de áreas urbanizadas, que sofreram processo contínuo de antropização.

Já em outros casos os experimentos EC-1985 e EC-1950 apresentam predominância de temperaturas superiores aos demais, são exemplos as estações: Barueri, Monte Verde, Ariranhas, Avaré, São Carlos, Sorocaba, Taubaté e Varginha. No entanto, esse comportamento oposto ao esperado é mais evidente durante o período diurno, não sendo comum no período noturno, em que por vezes observa-se maior temperatura nos cenários mais antropizados. De acordo com a Tabela 3.13, essas regiões foram antropizadas primeiramente com áreas rurais, principalmente por pastagens, para depois serem urbanizadas.

Figura 4.33 - Temperatura do ar (°C) simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.



Valor simulado de temperatura (°C). As cores quentes indicam os experimentos com arquivos de LULC mais antropizados. O experimento controle EC-2015 está em amarelo. Foi extraída a variável *tempc2m* do BRAMS. A estação A728-Taubaté da grade 2 foi colocada aqui para melhorar o layout.

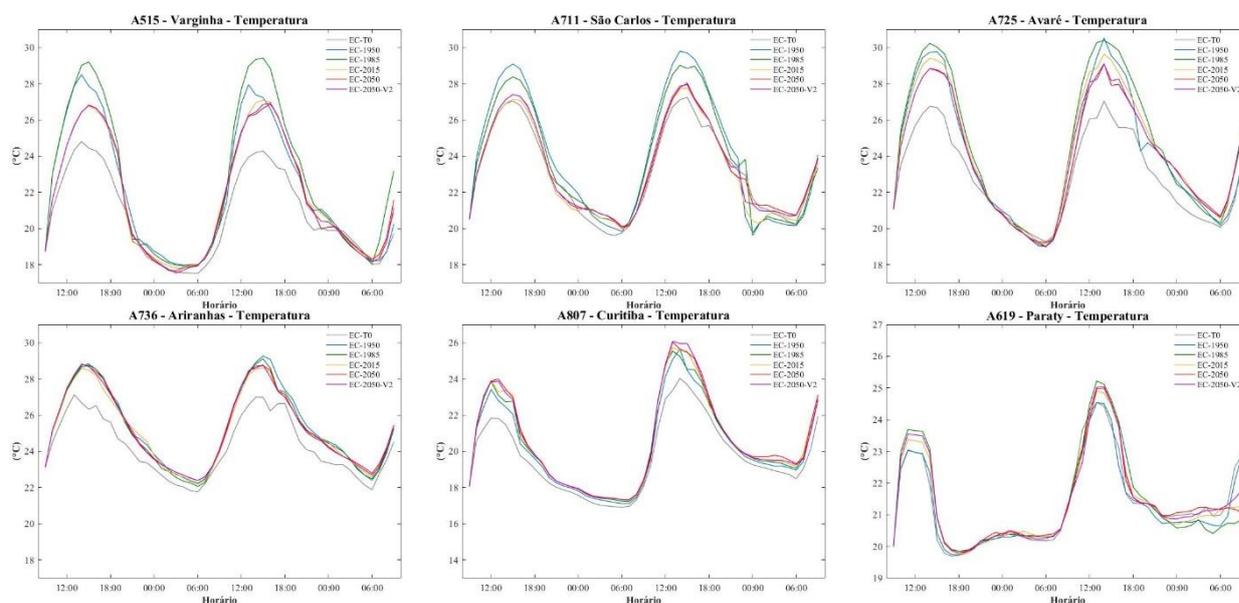
Fonte: Produção da autora.

Poucas estações sofrem alterações de LULC no cenário LULC-2050-V2 em relação ao cenário LULC-2050, por ocorrer apenas o aumento da classe Muito Urbano nos grandes municípios (ver seção 3.1.5), sendo elas Ponte dos Remédios, Pinheiros, Parque D. Pedro II, Mirante Santana e Curitiba (Tabela 3.13). Nas duas primeiras observa-se uma tendência de diminuição da temperatura do ar durante o dia, que pode ser associado ao efeito do

sombreamento dos edifícios altos nessas regiões muito urbanizadas (MORAIS, 2014; BENDER, 2018; MACEDO, 2021).

É importante destacar também que a ocorrência ou não de precipitação na tarde do dia 18/12/2016, nos diversos cenários simulados, influenciou o ciclo diurno de temperatura, como nas estações Mirante Santana, Capão Redondo e Parque D. Pedro II.

Figura 4.34 - Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.

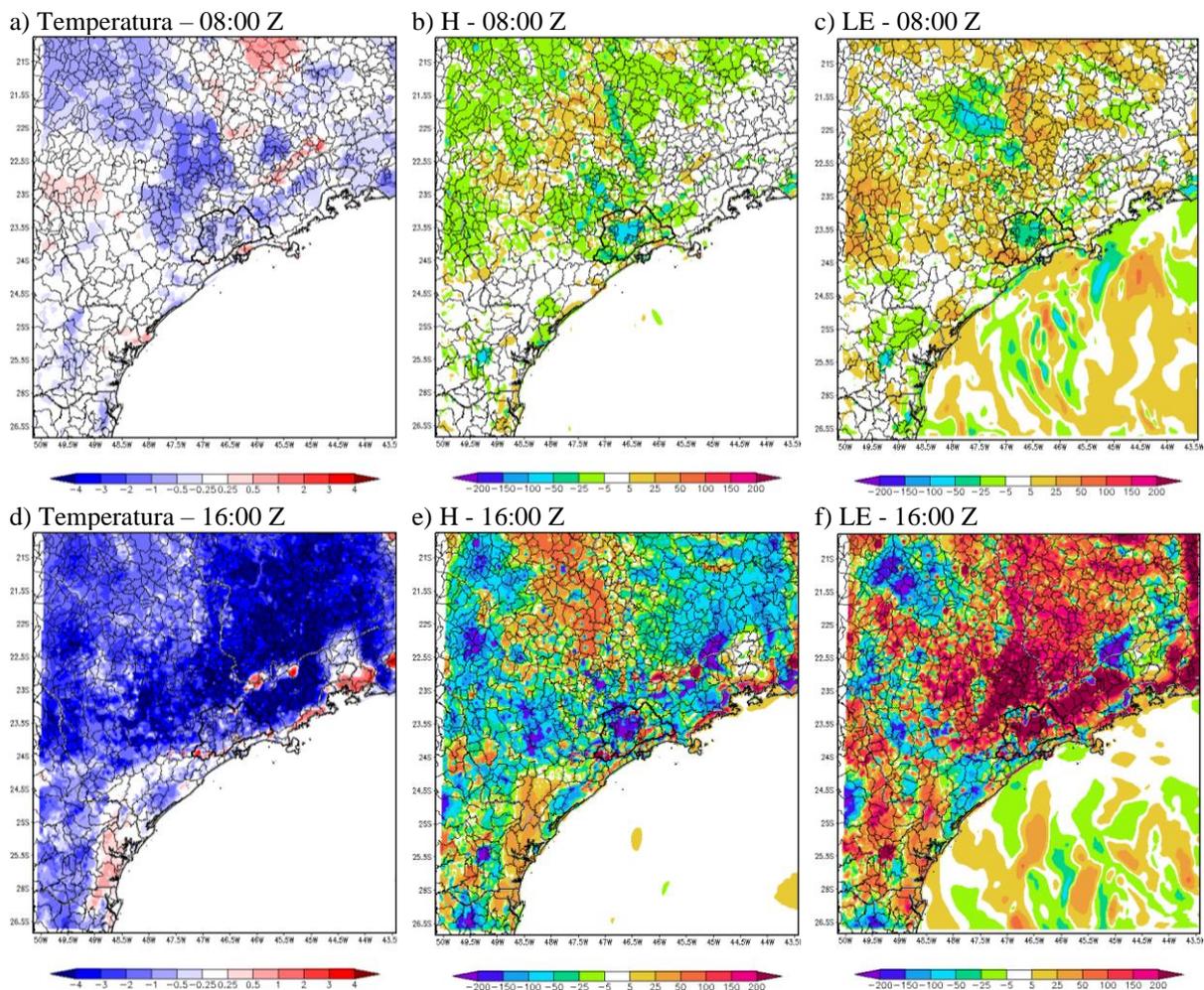


Valor simulado de temperatura ($^{\circ}\text{C}$). As cores quentes indicam os experimentos com arquivos de LULC mais antropizados. O experimento controle EC-2015 está em amarelo. Foi extraída a variável *tempc2m* do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

As Figuras 4.35, 4.36, 4.37, 4.38 e 4.39 apresentam a diferença das variáveis temperatura do ar em 2 m, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente nos experimentos EC-T0, EC-1950, EC-1985, EC-2050 e EC-2050-V2, em relação ao experimento controle EC-2015, respectivamente. São apresentados os resultados da grade 2 do BRAMS para as 08:00 Z (05:00 HL) e 16:00 Z (13:00 HL) do dia 18/12/2016. Os resultados regionais dessas figuras vão de acordo com o observado localmente nas Figuras 4.33 e 4.34.

Figura 4.35 - Diferença de temperatura do ar, H e LE simulados no experimento EC-T0, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS, na manhã e tarde do dia 18/12/2016.



Em (a) e (d) diferença de temperatura do ar em 2 m de altura (°C, sombreado). Em (b) e (e) diferença de H (W m^{-2} , sombreado). Em (c) e (f) diferença de LE (W m^{-2} , sombreado). Foram extraídas as variáveis *tempc2m*, *h* e *le* do BRAMS. As cores frias indicam valores menores no experimento EC-T0.

Fonte: Produção da autora.

No experimento EC-T0, às 08:00 Z (Figura 4.35-a) é possível observar que as temperaturas do ar foram mais baixas em toda a região leste e norte do estado de SP (até $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$), incluindo a RMSF e Vale do Paraíba, bem como regiões do sul de MG e leste do PR. Nessas áreas a conversão mais expressiva entre os arquivos LULC-T0 e LULC-2015 foi de Floresta Natural para Pastagem, Urbano ou Agricultura. Algumas áreas ao norte e oeste da grade 2 apresentam aumento de temperatura às 08:00 Z no EC-T0, onde ocorreu supressão de Savana. Nessas áreas, LE é superior em EC-T0, mas a interpretação de H na Figura 4.35-b pode ser confusa, pois H pode ser negativo em EC-2015, ficando com sinal oposto. É interessante notar que as áreas ocupadas por Agricultura e Urbano em 2015, em áreas originais de Savana,

apresentam também menor LE em EC-T0 (até -100 W m^{-2}), devido às emissões antropogênicas e à maior taxa de evapotranspiração dos cultivos agrícolas, em relação ao Cerrado, o que também foi observado por Juárez (2004). O oposto acontece nas áreas ocupadas por Pastagem em 2015, que apresentam até 50 W m^{-2} a mais de LE em EC-T0 (Figura 4.35-c).

Às 16:00 Z as diferenças ficam mais expressivas no experimento EC-T0. Existe predominância de temperaturas mais baixas em relação ao EC-2015 (cores frias) no leste de SP e MG ($< -4 \text{ }^\circ\text{C}$), áreas predominantemente cobertas por Pastagem atualmente. Nesse horário H também apresenta valores menores em EC-T0 ($< -200 \text{ W m}^{-2}$), destacando bem as áreas urbanas da RMSP (Figura 4.35-e), exceto em regiões centrais, em que ocorreu a conversão Savana-Agricultura, ou em regiões com precipitação em EC-2015. Contudo, essas regiões apresentam maior evapotranspiração em EC-T0, o que ainda assim confere as temperaturas mais baixas. A diferença de LE apresenta valores superiores a 200 W m^{-2} na área central da grade 2.

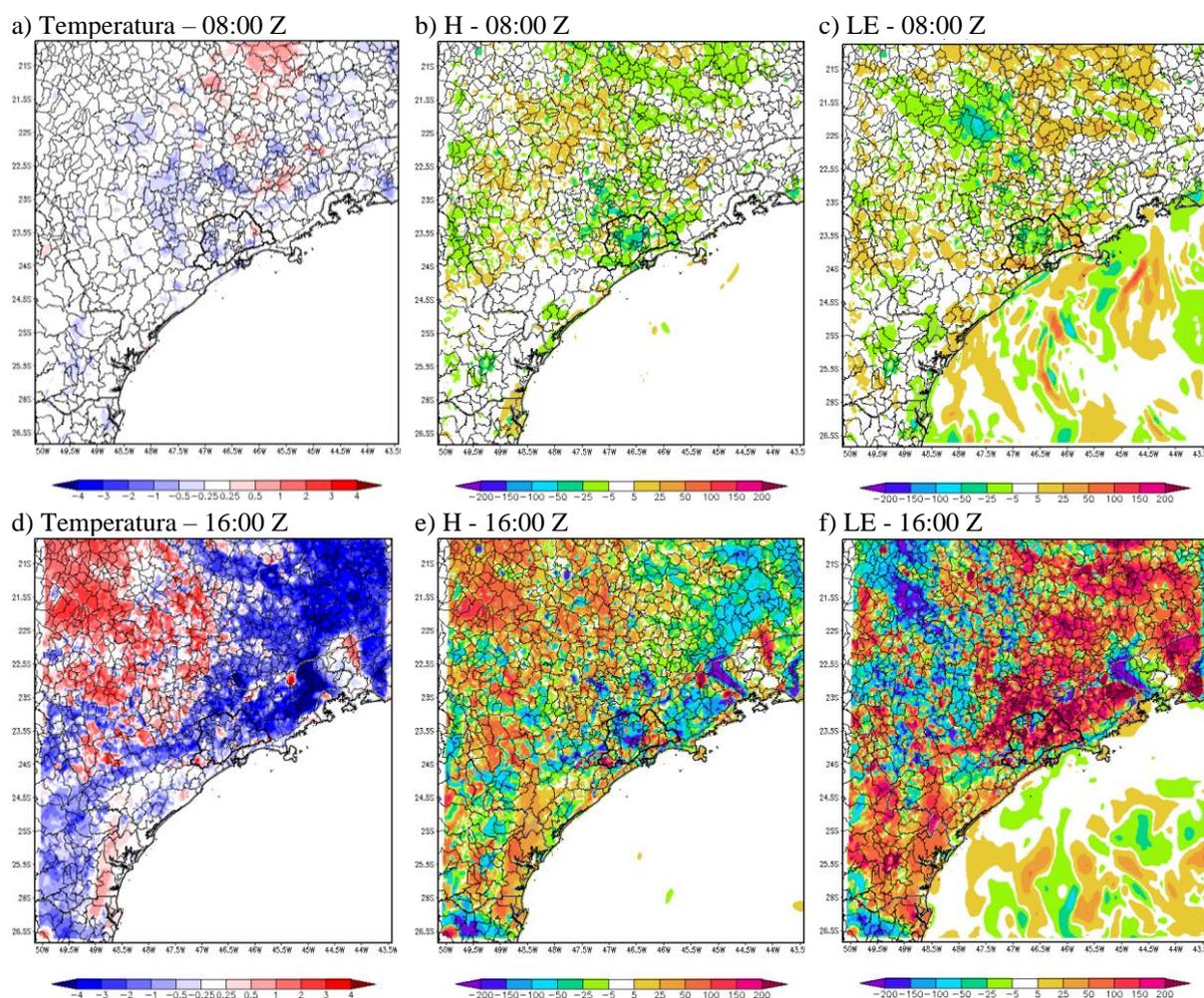
Nos cenários seguintes os padrões observados na Figura 4.35 evoluem, diminuindo os valores e/ou alternando o sinal da diferença de cada experimento, em relação ao EC-2015. As principais mudanças serão destacadas a seguir.

Os resultados da Figura 4.36 apresentam algumas diferenças em relação ao observado na Figura 4.35. Às 08:00 Z as diferenças negativas de temperatura, entre EC-1950 e EC-2015 são menos expressivas (até $-1 \text{ }^\circ\text{C}$), mas ainda são predominantes. Os fluxos de H e LE também apresentam padrão similar, mas enfraquecido, em relação ao observado na Figura 3.35. O grande destaque é para a região noroeste da área da grade 2, referente ao interior do estado de SP. Nessa região, às 16:00 Z as temperaturas tendem a ser mais altas no experimento EC-1950, em relação ao EC-2015 (até $3 \text{ }^\circ\text{C}$). Essa região é predominantemente ocupada por áreas de Pastagem em 1950, enquanto em 2015 existem áreas de Agricultura, Floresta Plantada e Urbano. No centro da RMSP também aparece uma pequena região com valores positivos, dentro da mancha urbana (Figura 4.36-a). Os fluxos de superfície indicam maior (menor) valor de H (LE) no EC-1950, ou seja, a energia absorvida na superfície está sendo utilizada principalmente para o aquecimento do ar nessas regiões.

Já no EC-1985, às 08:00 Z pouca diferença é observada na temperatura e nos fluxos de superfície, em relação ao EC-2015 (Figura 4.37). Nestes dois cenários, as mudanças de LULC do tipo natural - antrópico que ocorrem são mais sutis e esparsadas, de forma que a resolução espacial da grade de 4 km pode não ser capaz de resolver as alterações na superfície. Isso é evidenciado comparando os valores na região central, correspondente à área da grade 3, com o restante da grade 2, que tende a ter melhor discretização. Já às 16:00 Z existe

predominância de temperaturas mais altas no EC-1985 (Figura 4.37-d), associadas à substituição de áreas de Pastagem por áreas de Agricultura, que aconteceu em grande parte de SP e MG (ver Figura 4.5). Dentro da RMSP, RM de Campinas, Vale do Paraíba e litoral Sul de SP aparecem regiões com temperatura inferior no EC-1985 (Figura 4.37-a), associadas principalmente à urbanização e ao desmatamento da Mata Atlântica. Novamente os fluxos de superfície indicam maior H e menor LE nas áreas destacadas com maior temperatura no EC-1985 (Figuras 4.37-e e 4.37-f).

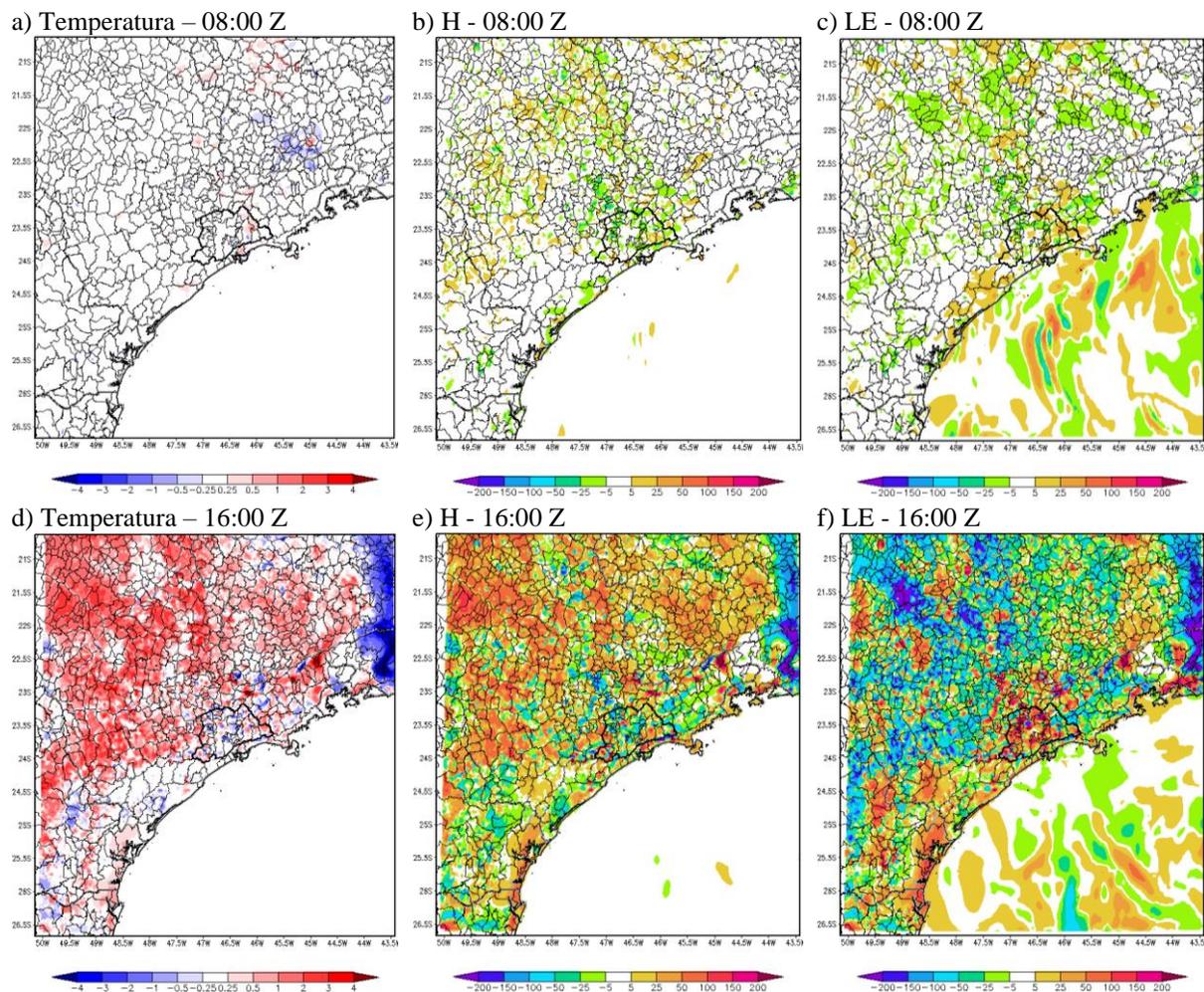
Figura 4.36 - Diferença de temperatura do ar, H e LE simulados no experimento EC-1950, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS, na manhã e tarde do dia 18/12/2016.



Em (a) e (d) diferença de temperatura do ar em 2 m de altura (°C, sombreado). Em (b) e (e) diferença de H (W m⁻², sombreado). Em (c) e (f) diferença de LE (W m⁻², sombreado). Foram extraídas as variáveis *tempc2m*, *h* e *le* do BRAMS. As cores frias indicam valores menores no experimento EC-1950.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.37 - Diferença de temperatura do ar, H e LE simulados no experimento EC-1985, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS, na manhã e tarde do dia 18/12/2016.



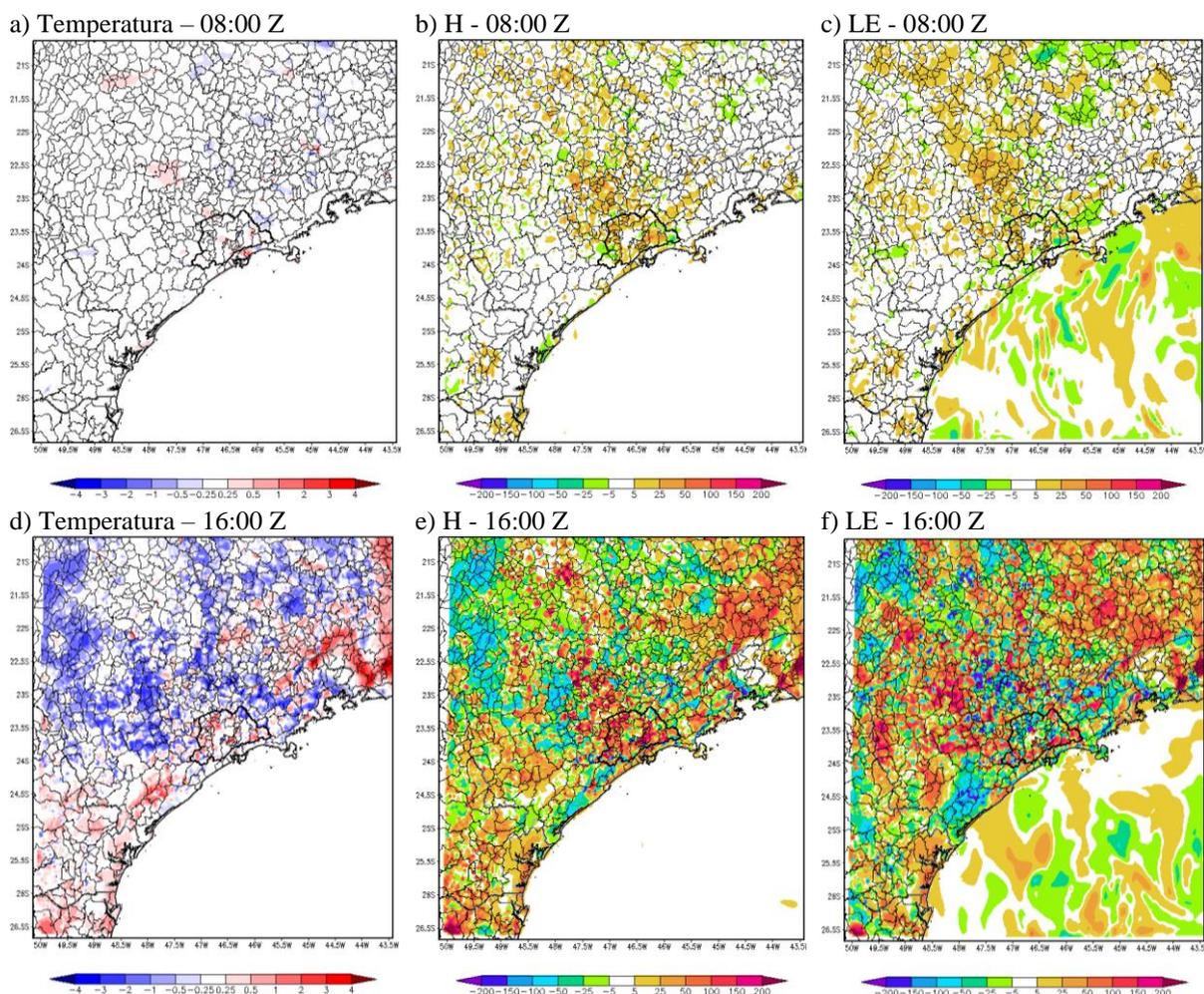
Em (a) e (d) diferença de temperatura do ar em 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$, sombreado). Em (b) e (e) diferença de H (W m^{-2} , sombreado). Em (c) e (f) diferença de LE (W m^{-2} , sombreado). Foram extraídas as variáveis *tempc2m*, *h* e *le* do BRAMS. As cores frias indicam valores menores no experimento EC-1985.

Fonte: Produção da autora.

No experimento EC-2050 ocorre novamente uma alteração nos padrões de mudança da temperatura do ar e fluxos de superfície, em relação ao cenário controle de 2015. Para o horário das 08:00 Z existe pouca diferença na Figura 4.38-a, mas destacam-se regiões com pequeno aumento de temperatura (até $0,5^{\circ}\text{C}$), dentro da RMSP e em direção ao interior de SP. Essas áreas passam por intensa urbanização em EC-2050, ocorrendo tanto aumento de H quanto de LE. Contudo, no interior do estado de SP e MG a mudança de LULC mais expressiva no EC-2050 é novamente a conversão de Pastagem para Agricultura, que o modelo dinâmico projetou para o futuro (Figura 4.5). Como mencionado anteriormente, esse tipo de alteração na superfície confere uma diminuição nos valores de H ($< -150 \text{ W m}^{-2}$) e aumento de LE

(> 150 W m⁻²), o que gerou a diminuição nos valores de temperatura do ar de até -3 °C às 16:00 Z (Figura 4.38-d). Outras regiões apresentam o padrão oposto, principalmente no PR, RMSP e sul de MG, com aumento de até 3 °C, associado ao desmatamento e ao avanço de áreas com Floresta Plantada.

Figura 4.38 - Diferença de temperatura do ar, H e LE simulados no experimento EC-2050, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS, na manhã e tarde do dia 18/12/2016.



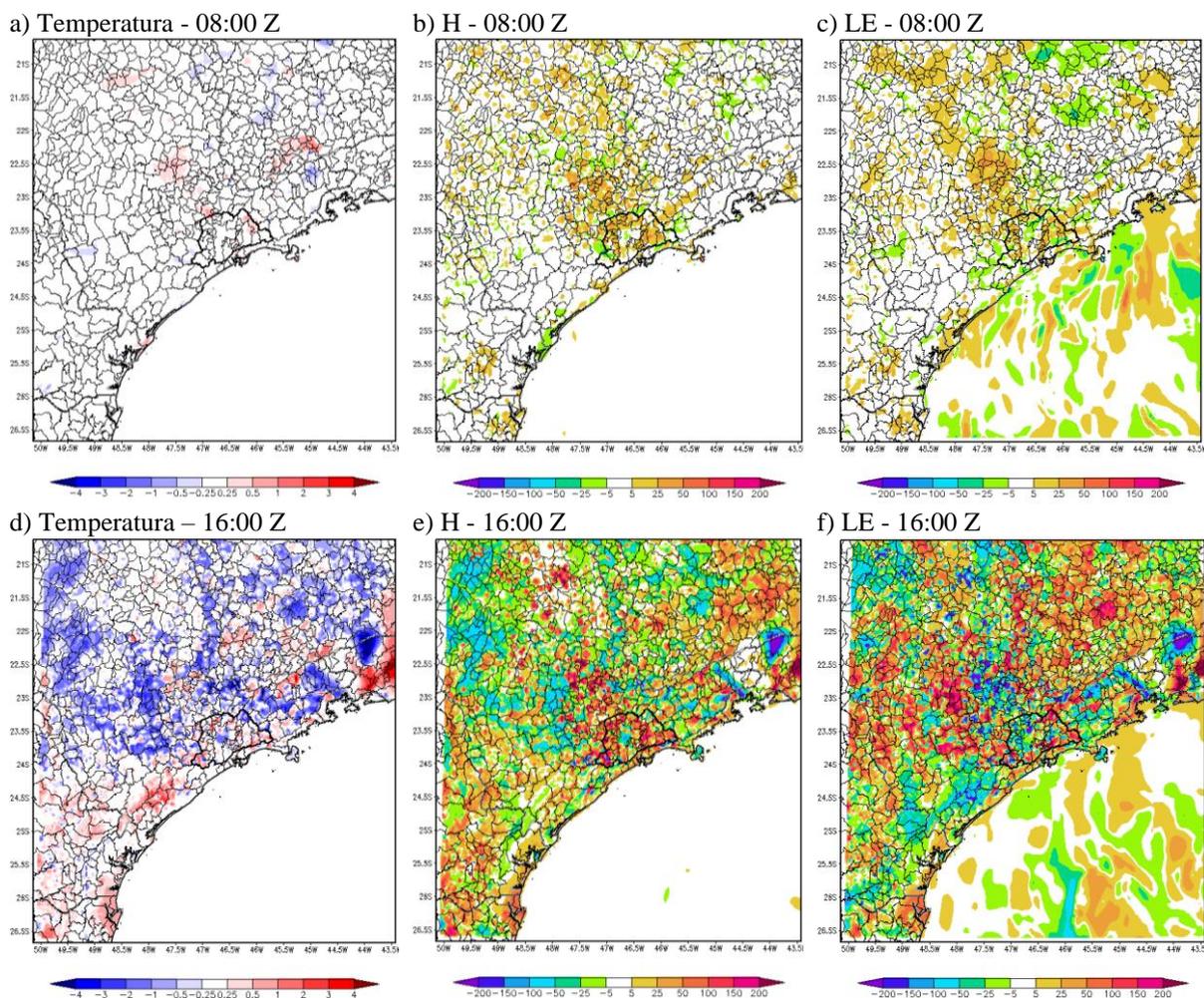
Em (a) e (d) diferença de temperatura do ar em 2 m de altura (°C, sombreado). Em (b) e (e) diferença de H (W m⁻², sombreado). Em (c) e (f) diferença de LE (W m⁻², sombreado). Foram extraídas as variáveis *tempc2m*, *h* e *le* do BRAMS. As cores quentes indicam valores maiores no experimento EC-2050.

Fonte: Produção da autora.

As diferenças das Figuras 4.38 e 4.39 se concentram sobre os municípios em que foi aplicado o aumento da classe Muito Urbano. Assim, o aumento das áreas ocupadas por intensa urbanização, composta por edifícios altos, confere menor temperatura, menor H e menor LE no

EC-2050-V2 (Figura 4.39), sendo resultados esperados, provenientes da parametrização de geometria urbana utilizada no TEB.

Figura 4.39 - Diferença de temperatura do ar, H e LE simulados no experimento EC-2050-V2, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS, na manhã e tarde do dia 18/12/2016.



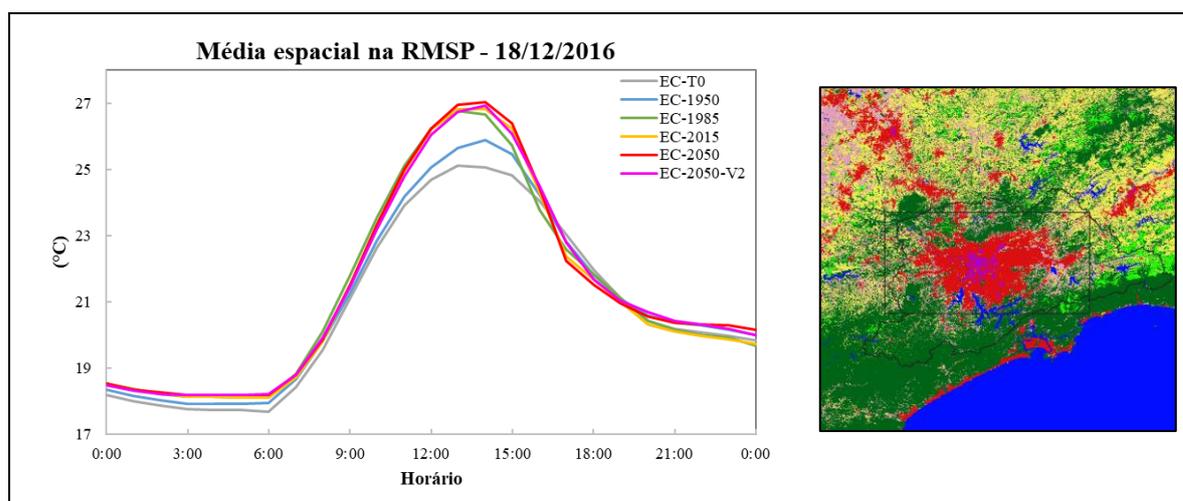
Em (a) e (d) diferença de temperatura do ar em 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$, sombreado). Em (b) e (e) diferença de H (W m^{-2} , sombreado). Em (c) e (f) diferença de LE (W m^{-2} , sombreado). Foram extraídas as variáveis *tempc2m*, *h* e *le* do BRAMS. As cores quentes indicam valores maiores no experimento EC-2050-V2.

Fonte: Produção da autora.

A Figura 4.40 apresenta um resumo do comportamento médio da temperatura do ar, nos 6 experimentos simulados com o BRAMS, para uma área retangular fixa sobre o centro da RMSP (aproximadamente 5.640 km^2), durante o dia 18/12/2016. É possível observar a evolução do aumento de temperatura conforme os cenários utilizados são mais antropizados. A maior alteração na temperatura média espacial é até a década de 80, período em que ocorreu a maior antropização na RMSP e em praticamente toda a área de estudo (ver Figura 4.7). Nos cenários

de 2015 e 2050 o aumento de temperatura é mais sutil, pois as mudanças na superfície também são menores, ocorrendo mais alterações do tipo antrópico-antrópico, principalmente associadas à urbanização. É possível observar também uma tendência de inversão do padrão entre as 15:00 e 18:00 HL, horário que ocorre o evento de tempo severo na RMSP, fazendo com a temperatura do ar diminua nos cenários mais afetados.

Figura 4.40 - Média espacial de temperatura do ar simulada nos experimentos sobre a RMSP, para a grade 3 do BRAMS, no dia 18/12/2016.



Temperatura do ar em 2 m de altura (°C). Área retangular sobre a RMSP com a extensão 46,1° W a 47,1° W e 23,3° S a 23,8° S. As cores quentes no gráfico indicam os experimentos com arquivos de LULC mais antropizados. Foi extraída a variável *tempc2m* do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

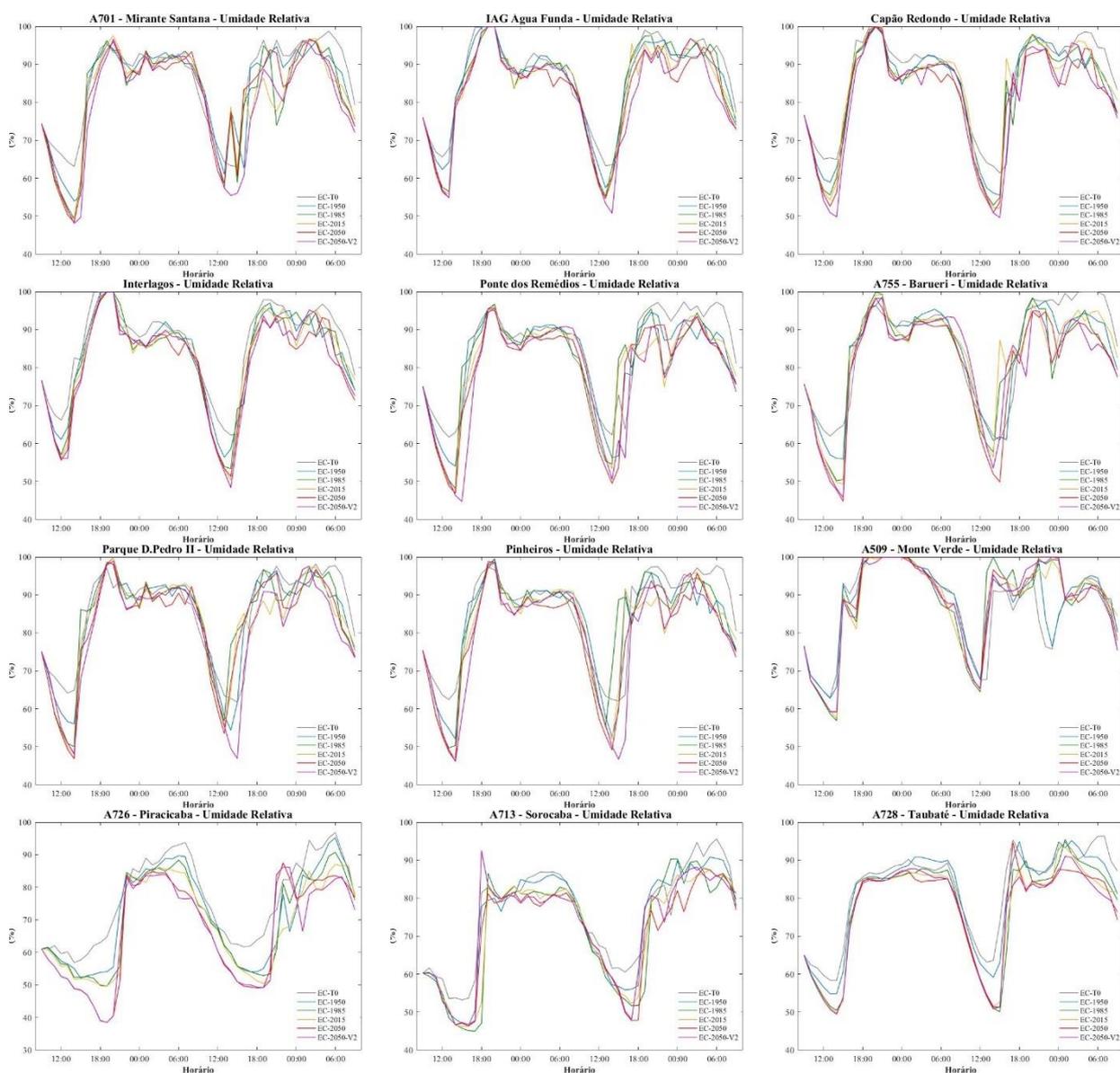
4.4.5.2 Efeitos na umidade relativa do ar e na precipitação

A Figura 4.41 apresenta a comparação da série horária de umidade relativa do ar simulada nos 6 experimentos descritos na Tabela 3.10, extraída para o local das estações meteorológicas que estão dentro da grade 3 do BRAMS. Já a Figura 4.42 apresenta a mesma análise, mas considerando as estações dentro da grade 2 do BRAMS.

O comportamento dos resultados observados nas Figuras 4.41 e 4.42 é muito similar ao observado nas séries de temperatura do ar (Figuras 4.33 e 4.34). Novamente é possível observar que o ciclo diurno de umidade relativa apresenta predominância de valores maiores no experimento EC-T0, em relação aos demais experimentos. No caso da umidade relativa do ar, foi mais comum ocorrer a evolução contínua no padrão de diminuição dos valores, conforme aumenta a antropização do cenário analisado, principalmente em relação às mínimas diárias.

Isso ocorreu por exemplo nas estações: Barueri, Capão Redondo, IAG, Interlagos, Ponte dos Remédios, Sorocaba, Curitiba, Taubaté e Piracicaba. Novamente, as estações situadas no interior do estado de SP e MG (Varginha, São Carlos, Avaré e Ariranhas) apresentam comportamento inverso, com menor umidade nos experimentos EC-1950 e EC-1985, devido à transição Pastagem-Agricultura que ocorreu nos cenários mais recentes.

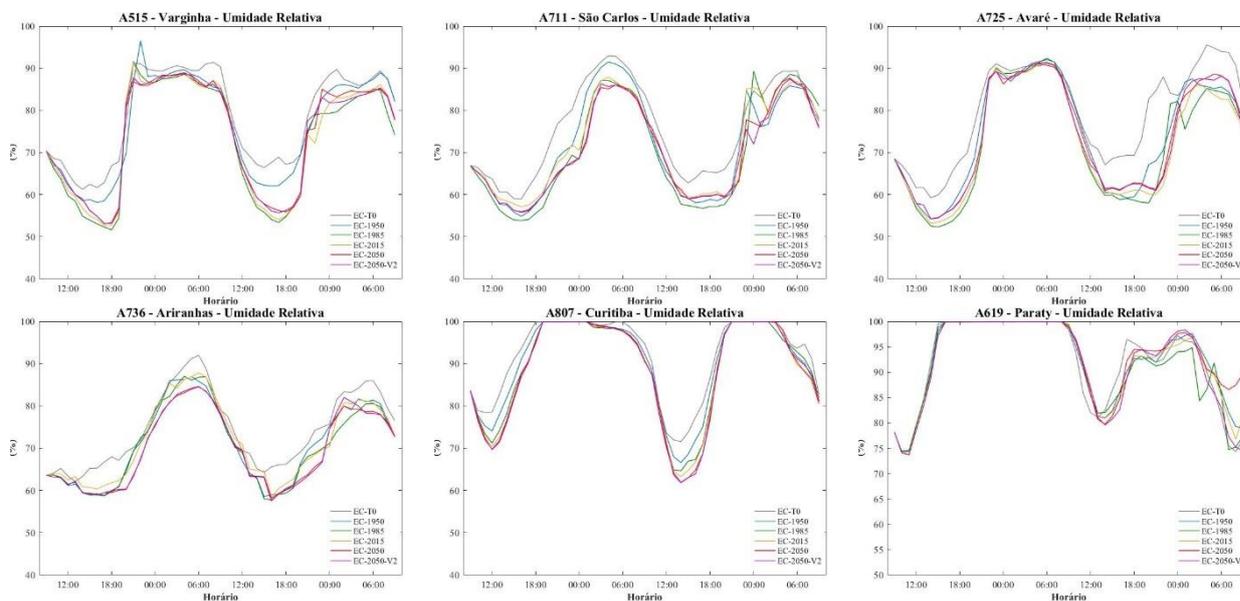
Figura 4.41 - Umidade relativa do ar simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.



Valores simulados de umidade relativa (%). As cores quentes indicam os experimentos com arquivos de LULC mais antropizados. O experimento controle EC-2015 está em amarelo. Foi extraída a variável *rh* do BRAMS. A estação A728-Taubaté da grade 2 foi colocada aqui para melhorar o layout.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.42 - Umidade relativa do ar simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.



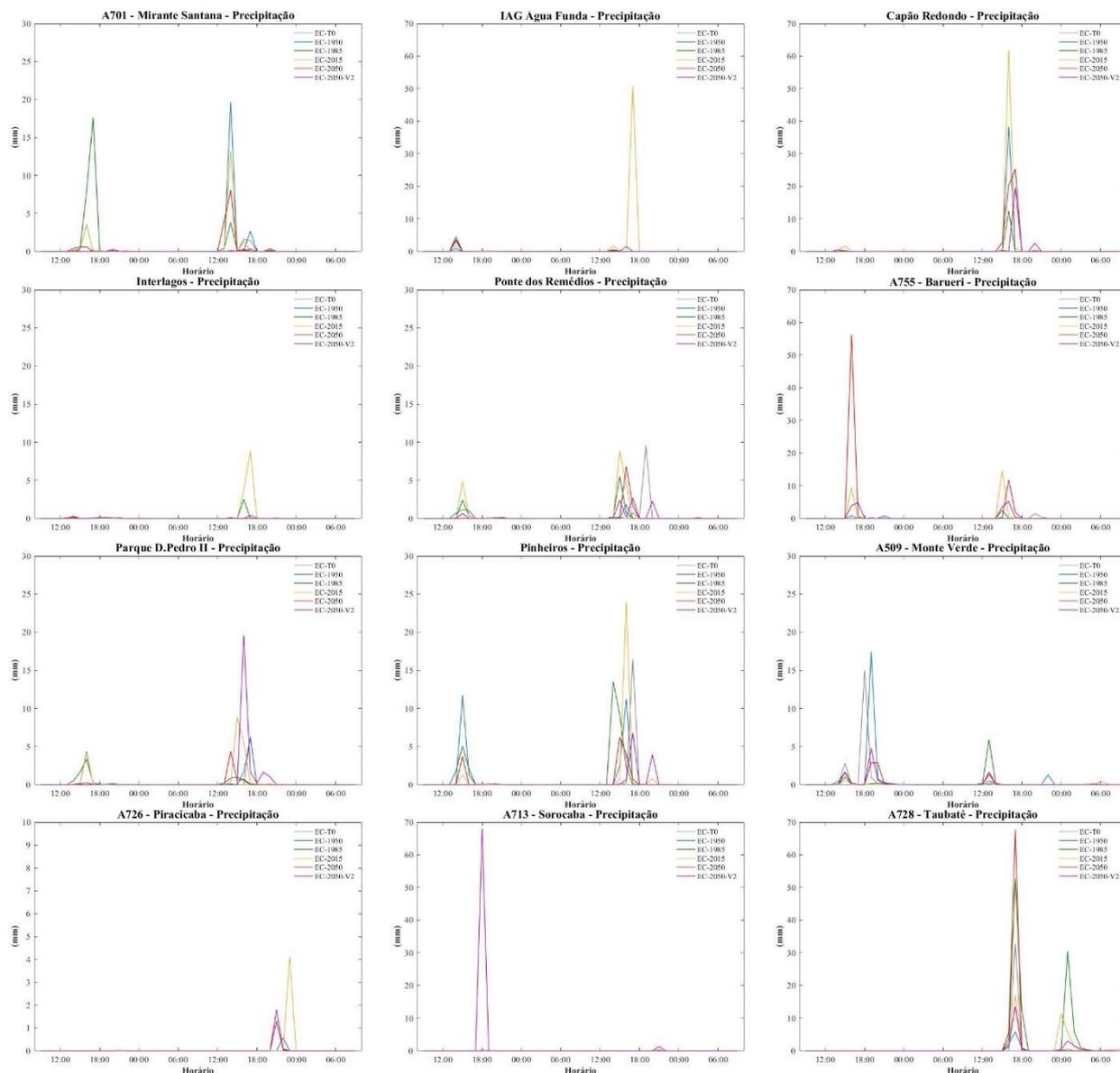
Valores simulados de umidade relativa (%). As cores quentes indicam os experimentos com arquivos de LULC mais antropizados. O experimento controle EC-2015 está em amarelo. Foi extraída a variável *rh* do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

A Figura 4.43 apresenta a comparação da série horária de precipitação, simulada nos 6 experimentos descritos na Tabela 3.10, extraída para o local das estações meteorológicas que estão dentro da grade 3 do BRAMS. Já a Figura 4.44 apresenta a mesma análise, mas considerando as estações dentro da grade 2 do BRAMS. Alguns pontos merecem destaque na comparação dos cenários de LULC. Por exemplo, na estação Avaré, que está em uma região coberta com extensas áreas rurais e urbanas a partir da década de 80, o modelo simula uma precipitação moderada nos experimentos EC-1950 e EC-T0, que não ocorre nos demais, o que pode ser resultado da grande diferença de umidade relativa do ar nesses cenários. Um comportamento similar ocorreu na estação São Carlos no EC-1985.

Na estação de Taubaté o experimento EC-2050 apresenta um forte pico de precipitação, de quase 70 mm, superior aos demais experimentos. No entanto, no EC-2050-V2 a precipitação volta a ser menor, sendo similar ao experimento controle, mesmo que este município não tenha recebido alteração na classe Muito Urbano.

Figura 4.43 - Precipitação simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 3, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.



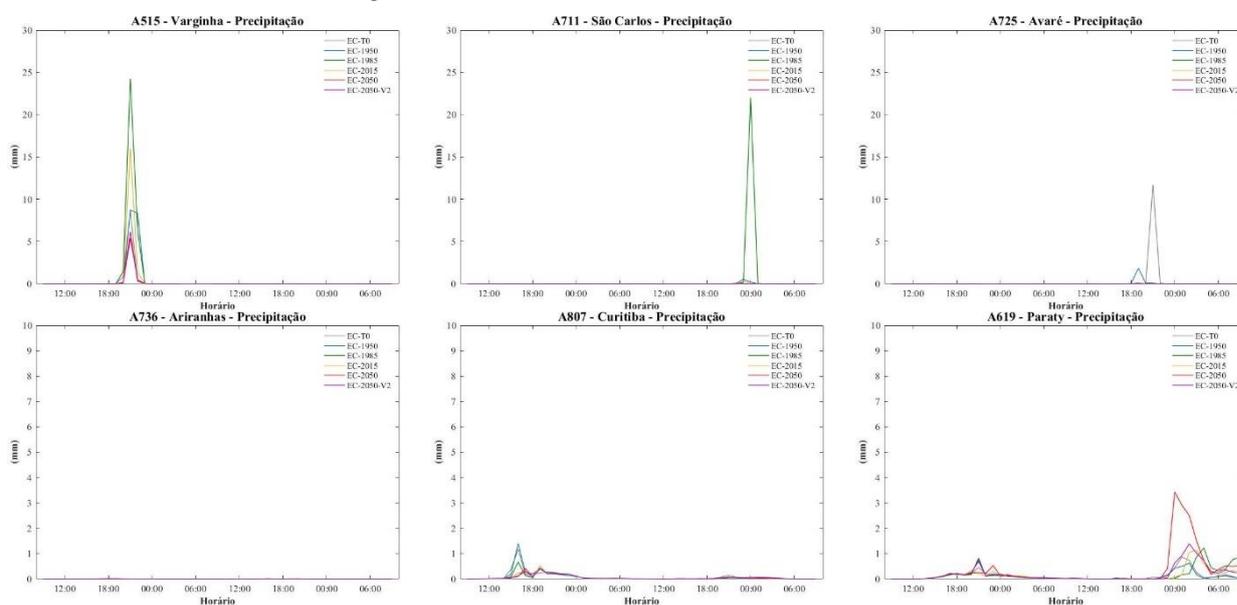
Valor simulado de precipitação (mm). As cores quentes indicam os experimentos com arquivos de LULC mais antropizados. O experimento controle EC-2015 está em amarelo. Foi extraída a variável *totpcp* do BRAMS. A estação A728-Taubaté da grade 2 foi colocada aqui para melhorar o layout.

Fonte: Produção da autora.

Em algumas estações situadas na mancha urbana da RMSP, o maior valor de precipitação simulado ocorreu no EC-2015, podendo ser associado ao efeito de urbanização histórico, como em: Pinheiros, Interlagos, IAG e Capão Redondo. Porém, nas projeções futuras, a menor umidade disponível nessas regiões pelo avanço da mancha urbana, bem como a alteração da rugosidade da superfície no centro da cidade, pode ter suprimido a convecção e a

convergência dos ventos. Em geral, Bender et al. (2019) observaram supressão da convergência e instabilidade atmosférica quando simulado um avanço extenso da classe Muito Urbano na RMSP. Já na estação Parque D. Pedro II, em que ocorre avanço da classe Muito Urbano no cenário de LULC-2050-V2, é possível observar que ocorre maior precipitação nesse experimento. Esse comportamento sugere também um deslocamento na ocorrência da precipitação entre os experimentos.

Figura 4.44 - Precipitação simulada com diferentes arquivos de LULC, para estações meteorológicas da grade 2, iniciando em 17/12/2016 às 09:00 HL.



Valor simulado de precipitação (mm). As cores quentes indicam os experimentos com arquivos de LULC mais antropizados. O experimento controle EC-2015 está em amarelo. Foi extraída a variável *totpcp* do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

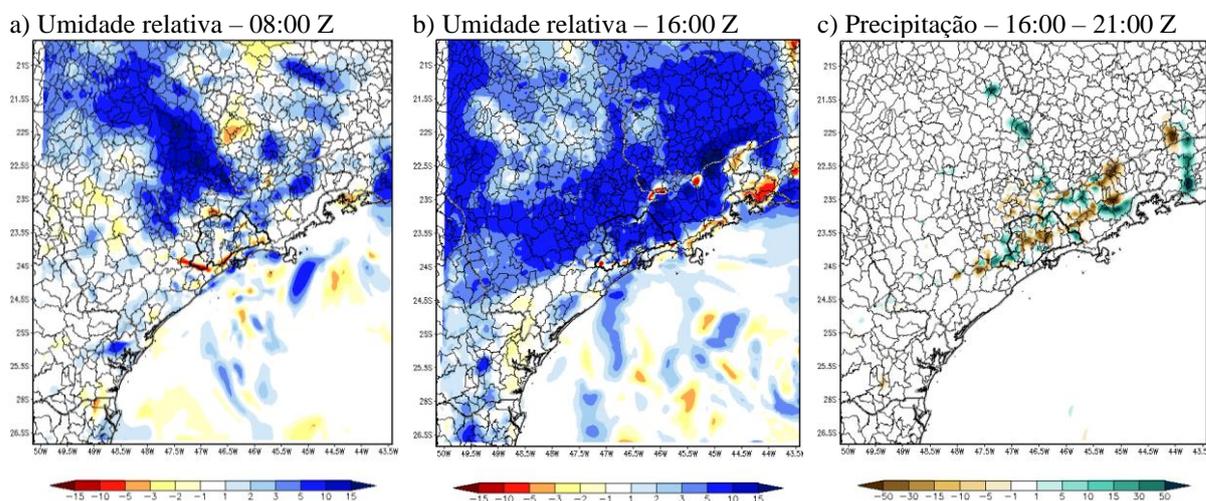
As Figuras 4.45, 4.46, 4.47, 4.48 e 4.49 apresentam a diferença das variáveis umidade relativa do ar e precipitação acumulada entre 16:00 Z e 21:00 Z do dia 18/12/2016, nos experimentos EC-T0, EC-1950, EC-1985, EC-2050 e EC-2050-V2, em relação ao experimento controle EC-2015, respectivamente. São apresentados os resultados da grade 2 do BRAMS. Os resultados espaciais da umidade relativa do ar são muito similares ao observado para temperatura na seção 4.4.5.1, sendo associados às mesmas mudanças de LULC observadas.

Na comparação do experimento EC-T0 com o experimento controle, é possível observar grande semelhança com as alterações de temperatura do ar, apresentadas na Figura 4.35. Às 08:00 Z (Figura 4.45-a) os valores de umidade são até 15 % maiores em EC-T0 nas

regiões do interior de SP, Vale do Paraíba, RMSP e sul de MG. Às 16:00 Z (Figura 4.45-b) as áreas com valores de até 10 % se expandem por toda a região. Esse comportamento é associado à supressão histórica de vegetação natural, especialmente da Mata Atlântica. É interessante notar que as áreas ocupadas por Agricultura em 2015 causam maior ressecamento do ar durante o período noturno, enquanto áreas ocupadas atualmente por Pastagem e Urbano causam maior impacto na umidade relativa do ar no período diurno, ou seja, nos valores mínimos observados no meio da tarde (ver Figura 3.13-b).

A diferença de precipitação acumulada durante a tarde do dia 18/12/2016 em EC-T0 (Figura 4.45-c) indica deslocamento na formação das células de precipitação, que pode ser resultado de uma mudança na entrada da frente de brisa marítima no continente. Em geral não ocorre precipitação expressiva dentro da RMSP, RM de Campinas e Vale do Paraíba, que são regiões extremamente urbanizadas no cenário de LULC atual, com valores de até -50 mm. Por outro lado, regiões pontuais do interior, com aumento de umidade relativa do ar, apresentam mais de 50 mm de precipitação em EC-T0.

Figura 4.45 - Diferença de umidade relativa do ar, na manhã e tarde, e de precipitação acumulada entre 16:00 Z e 21:00 Z do dia 18/12/2016, simuladas no experimento EC-T0, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS.



Em (a) e (b) diferença de umidade relativa do ar (% , sombreado). Em (c) diferença de precipitação acumulada (mm, sombreado). Foram extraídas as variáveis *rh* e *totpcp* do BRAMS. As cores frias indicam valores maiores no experimento EC-T0.

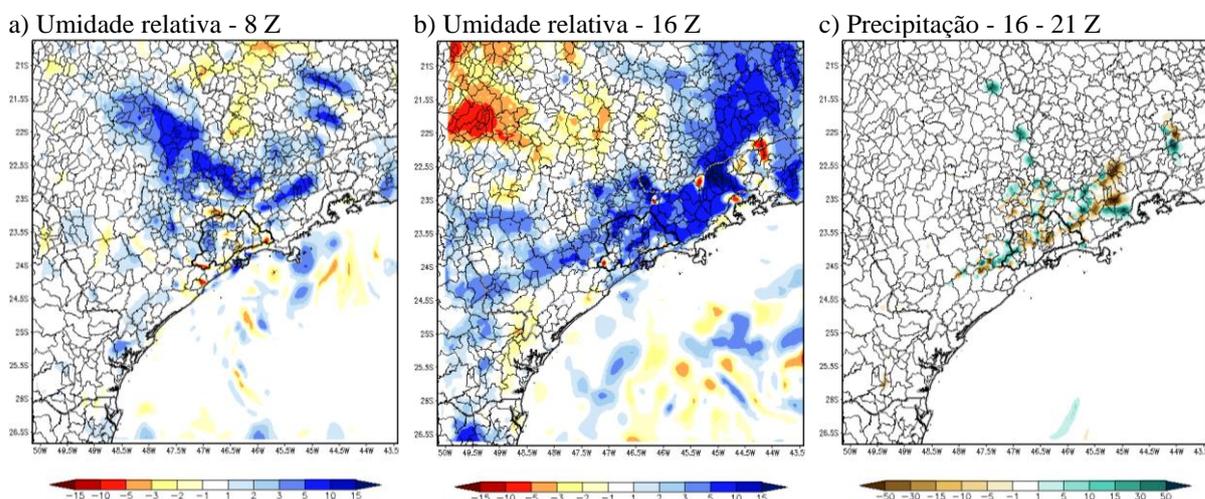
Fonte: Produção da autora.

No EC-1950 novamente o comportamento dos resultados é semelhante ao observado na Figura 4.36, para temperatura do ar. As áreas extensas já ocupadas por Pastagem em 1950,

no interior do estado de SP conferem ressecamento do ar às 16:00 Z (Figura 4.46-b). Em relação à precipitação acumulada (Figura 4.46-c) é possível observar um padrão de diferença com o experimento controle muito similar ao de EC-T0 (Figura 4.45-c), mas com valores atenuados.

Na região costeira do estado do PR, existe uma área que se destaca por não ter sofrido mudança de LULC, permanecendo com Floresta Natural em 2015 (ver Figura 3.13), mas que apresenta aumento de temperatura do ar e diminuição da umidade relativa, no período da tarde, tanto em EC-T0 (Figuras 4.35-d e 4.45-b) como em EC-1950 (Figuras 4.36-d e 4.46-b). Os fluxos de superfície nas Figuras 4.35 e 4.36 também não inferem que as diferenças observadas são em referência ao tipo de LULC. Assim, a hipótese é que essa região pode estar recebendo mais umidade vinda do oceano a partir do cenário LULC-1985, associada à entrada da brisa marítima, que responde ao gradiente de temperatura entre o continente e o oceano, que se forma nos cenários mais antropizados. Dessa forma, é importante destacar que os efeitos das mudanças de LULC não são necessariamente locais, pois elas interferem também no transporte atmosférico de calor e umidade para outras regiões.

Figura 4.46 - Diferença de umidade relativa do ar, na manhã e tarde, e de precipitação acumulada entre 16:00 Z e 21:00 Z do dia 18/12/2016, simuladas no experimento EC-1950, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS.



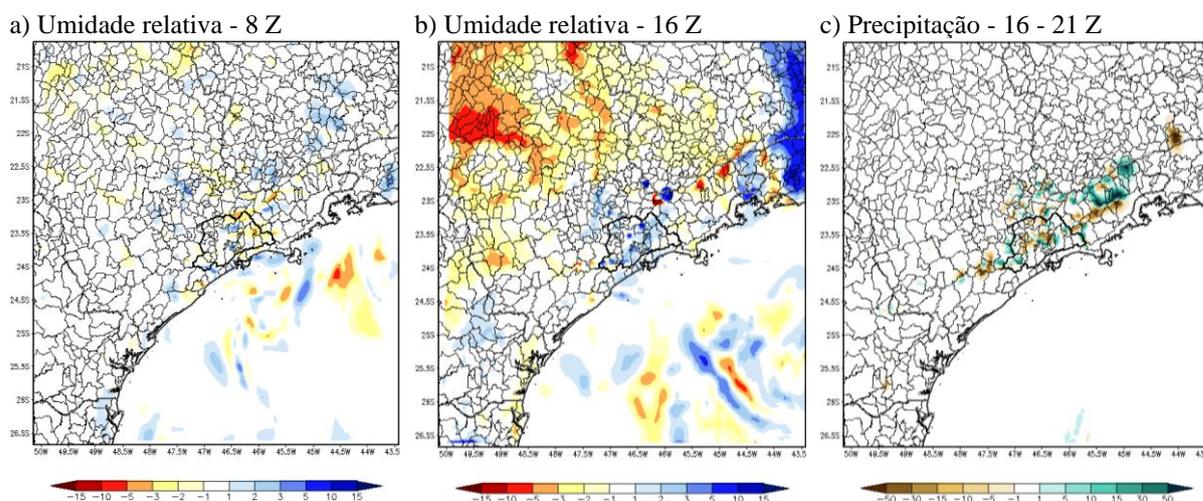
Em (a) e (b) diferença de umidade relativa do ar (% , sombreado). Em (c) diferença de precipitação acumulada (mm, sombreado). Foram extraídas as variáveis *rh* e *totpcp* do BRAMS. As cores frias indicam valores maiores no experimento EC-1950.

Fonte: Produção da autora.

O EC-1985 apresenta novamente o efeito da conversão Pastagem-Agricultura que ocorre entre 1985 e 2015, causando maior ressecamento do ar (de até -10 %) às 16:00 Z. Dentro

da RMSP existe predominância de valores superiores de umidade relativa no EC-1985 (Figura 4.47-b). A diferença de precipitação acumulada também sugere deslocamento na entrada da frente de brisa, devido ao padrão de centros com diferenças positivas e negativas adjacentes (Figura 4.47-c).

Figura 4.47 - Diferença de umidade relativa do ar, na manhã e tarde, e de precipitação acumulada entre 16:00 Z e 21:00 Z do dia 18/12/2016, simuladas no experimento EC-1985, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS.



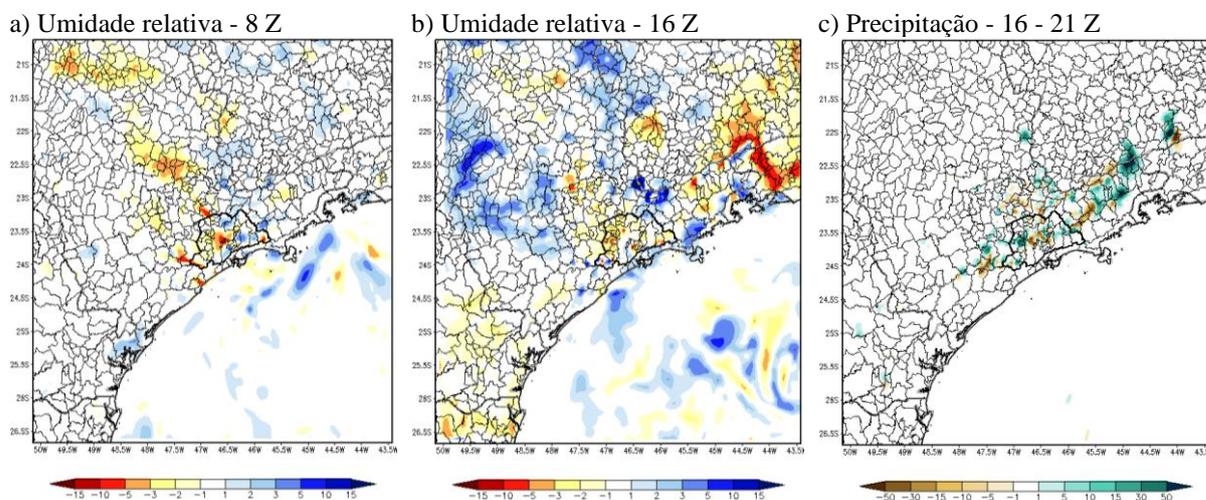
Em (a) e (b) diferença de umidade relativa do ar (% , sombreado). Em (c) diferença de precipitação acumulada (mm, sombreado). Foram extraídas as variáveis *rh* e *totpcp* do BRAMS. As cores frias indicam valores maiores no experimento EC-1985.

Fonte: Produção da autora.

No cenário projetado para 2050, as áreas muito urbanizadas tendem a diminuir a umidade relativa do ar no período noturno e diurno (Figura 4.48-a e 4.48-b). Às 16:00 Z as áreas com conversão Pastagem-Agricultura se destacam novamente, causando aumento da umidade relativa do ar no EC-2050. Já as regiões em que ocorre o desmatamento da vegetação natural, no PR e sul de MG apresentam ressecamento do ar (Figura 4.48-b), que foi acompanhado de aumento de temperatura do ar (Figura 4.38-d).

O aumento da classe muito urbano no EC-2050-V2 confere a diminuição do ressecamento do ar dentro da RMSP (Figura 4.49), previsto para 2050, devido à diminuição da temperatura (Figura 3.39-d).

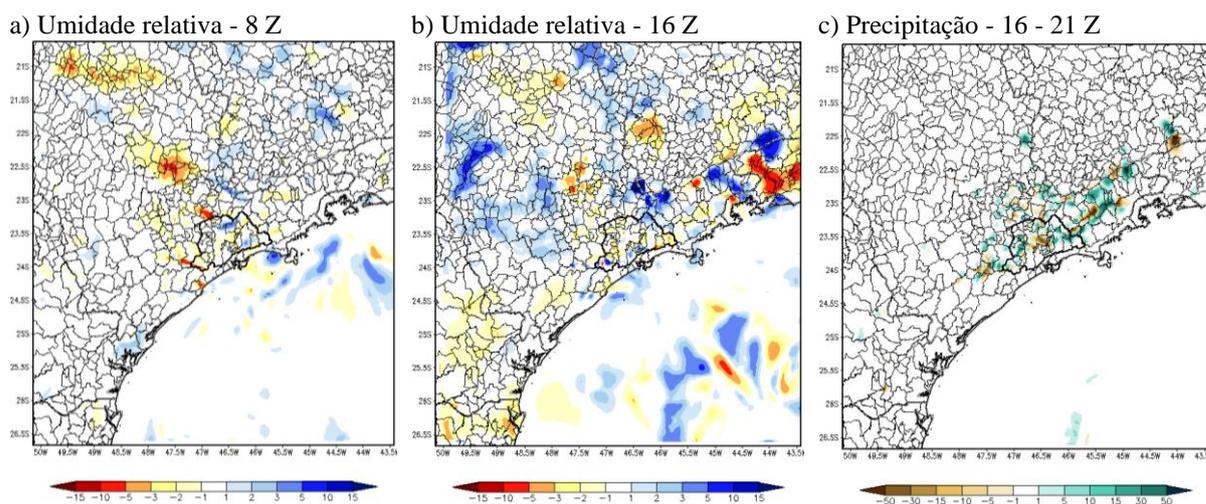
Figura 4.48 - Diferença de umidade relativa do ar, na manhã e tarde, e de precipitação acumulada entre 16:00 Z e 21:00 Z do dia 18/12/2016, simuladas no experimento EC-2050, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS.



Em (a) e (b) diferença de umidade relativa do ar (% , sombreado). Em (c) diferença de precipitação acumulada (mm, sombreado). Foram extraídas as variáveis *rh* e *totpcp* do BRAMS. As cores quentes indicam valores menores no experimento EC-2050.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.49 - Diferença de umidade relativa do ar, na manhã e tarde, e de precipitação acumulada entre 16:00 Z e 21:00 Z do dia 18/12/2016, simuladas no experimento EC-2050-V2, em relação ao experimento EC-2015, para a grade 2 do BRAMS.

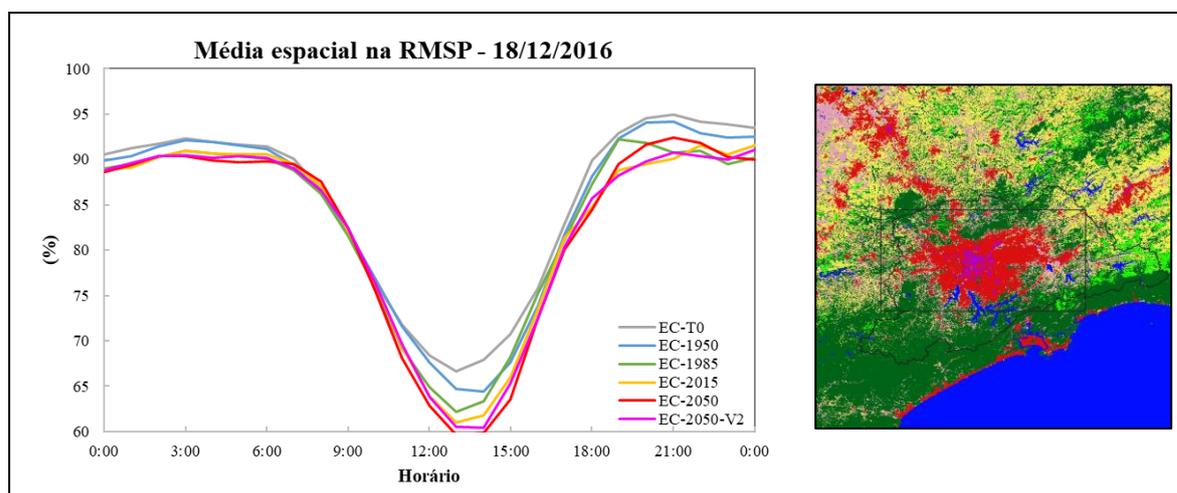


Em (a) e (b) diferença de umidade relativa do ar (% , sombreado). Em (c) diferença de precipitação acumulada (mm, sombreado). Foram extraídas as variáveis *rh* e *totpcp* do BRAMS. As cores quentes indicam valores menores no experimento EC-2050-V2.

Fonte: Produção da autora.

A Figura 4.50 apresenta um resumo do comportamento médio da umidade relativa do ar, nos 6 experimentos simulados com o BRAMS, para uma área retangular fixa sobre o centro da RMSP, similar ao calculado na Figura 4.40 para temperatura. É possível observar a evolução da diminuição de umidade relativa conforme os cenários utilizados são mais antropizados. Da mesma forma, a maior alteração na umidade relativa média espacial é até a década de 80. O cenário EC-2050-V2 confere um valor médio ligeiramente maior do que o EC-2050, estando de acordo com o que foi observado anteriormente. Ao contrário do observado para temperatura na Figura 4.40, os valores de umidade no período noturno também apresentam bastante variação, de acordo com o cenário de LULC utilizado no experimento.

Figura 4.50 - Média espacial de umidade relativa do ar simulada nos experimentos sobre a RMSP, para a grade 3 do BRAMS, no dia 18/12/2016.



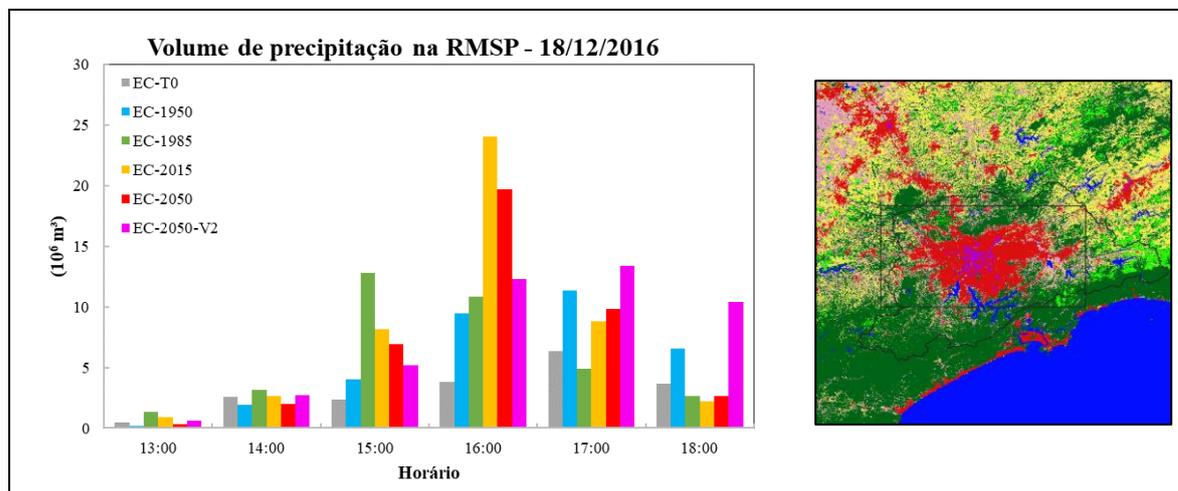
Umidade relativa do ar (%). Área retangular sobre a RMSP com a extensão $46,1^{\circ}$ W a $47,1^{\circ}$ W e $23,3^{\circ}$ S a $23,8^{\circ}$ S. As cores quentes no gráfico indicam os experimentos com arquivos de LULC mais antropizados. Foi extraída a variável *rh* do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

Já a Figura 4.51 apresenta a mesma análise espacial da Figura 4.50, mas considerando a variável precipitação, somada em todos os pontos de grade (1 km^2) da área retangular e convertida em volume, durante o evento de tempo severo na RMSP. É possível observar que nos cenários EC-T0 e EC-1950 o volume de precipitação é mais bem distribuído ao longo do tempo, indicando a ocorrência de uma precipitação mais amena e contínua. Já os cenários EC-2015 e EC-2050 apresentam um pico de precipitação às 16:00 HL, representando um evento mais extremo e com maior potencial de gerar impactos à população inserida nas áreas urbanas, que aumenta exponencialmente ao longo do tempo. No cenário EC-2050-V2 esse pico no

volume de precipitação não é tão evidente, mas destaca-se a ocorrência de mais chuva nos horários seguintes, indicando a ocorrência de uma chuva forte e contínua.

Figura 4.51 - Volume de precipitação simulado nos experimentos sobre a RMSP, para a grade 3 do BRAMS, no dia 18/12/2016.



Volume de precipitação (10^6 m^3). Soma de todos os pontos de grade em área retangular sobre a RMSP com a extensão $46,1^\circ \text{ W}$ a $47,1^\circ \text{ W}$ e $23,3^\circ \text{ S}$ a $23,8^\circ \text{ S}$. As cores quentes no gráfico indicam os experimentos com arquivos de LULC mais antropizados. Foi extraída a variável *pcprate* do BRAMS.

Fonte: Produção da autora.

4.4.5.3 Efeitos na entrada de brisa marítima

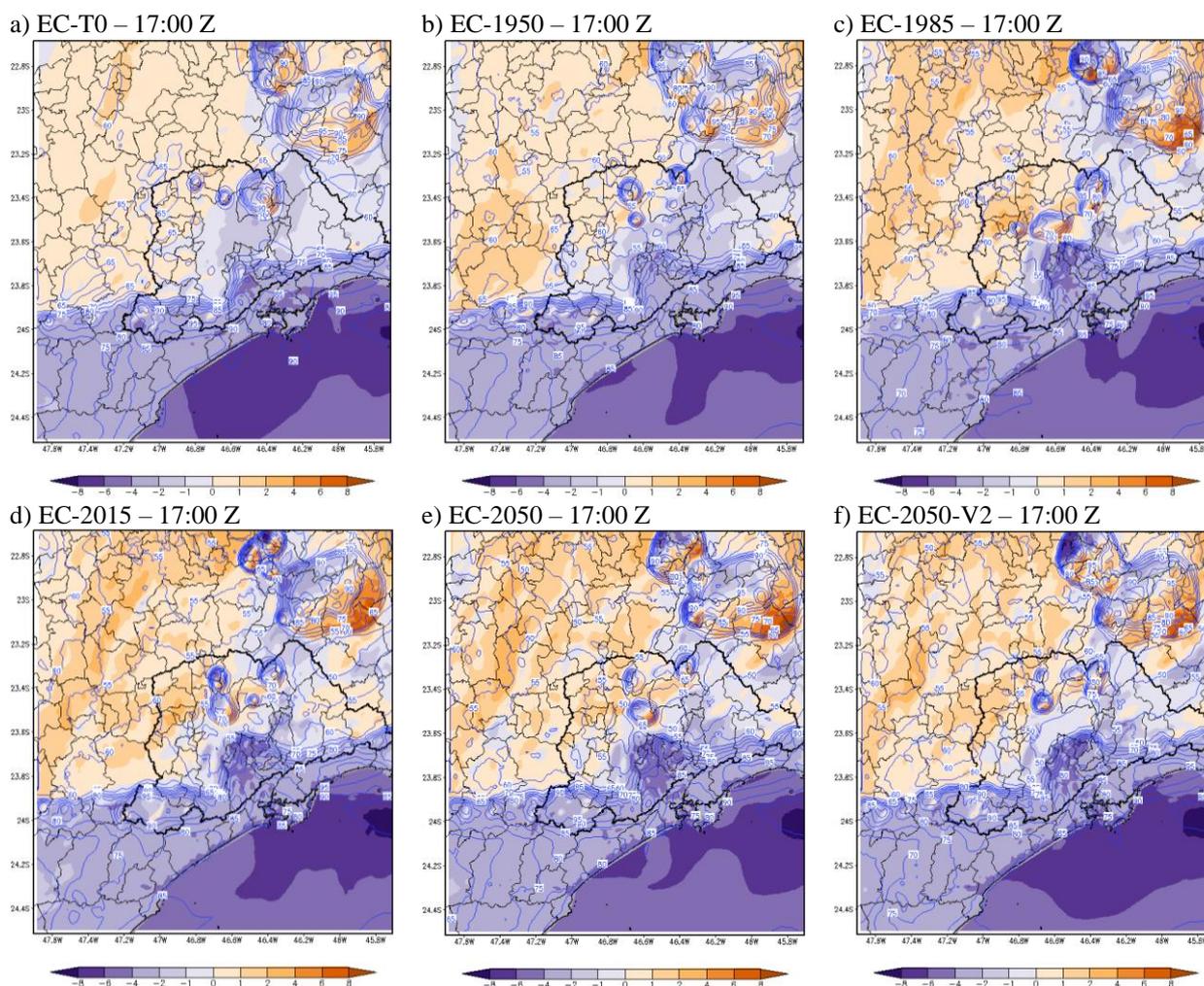
Os resultados apresentados anteriormente, com a comparação dos diferentes cenários de LULC simulados, sugerem que ocorre deslocamento da frente de brisa marítima no continente, devido à sua interação com a circulação da ICU e pela diferença no gradiente de temperatura entre o continente e o oceano, conforme ocorrem diferentes níveis de antropização.

Para fazer essa análise, a Figura 4.52 apresenta a intensidade dos ventos de brisa e umidade relativa do ar às 17:00 Z do dia 18/12/2016, período antes da entrada da frente de brisa atingir o centro da mancha urbana na RMSP (ver Figura 4.25). É possível observar que no EC-T0 os ventos de brisa são mais fracos em toda a área continental. Os gradientes de umidade relativa estão concentrados foram da cidade de São Paulo, no limite entre a área coberta por Floresta Natural e Savana, e toda a porção central e leste da RMSP apresenta predominância de ventos de sudeste (Figura 4.52-a).

Nos cenários seguintes, especificamente a partir do EC-1985, é possível observar que os ventos de noroeste aumentam sua intensidade na parte continental, além de ocorrer

aceleração dos ventos de sudeste na entrada da mancha urbana da RMSP. O forte gradiente de umidade relativa se encontra mais avançado em direção ao continente do que o observado nos cenários EC-T0 e EC-1950. No experimento EC-2050-V2 é possível observar também que novamente o gradiente de umidade relativa fica mais a sudeste da RMSP, devido à forte barreira que os ventos encontram nas áreas com altos edifícios.

Figura 4.52 - Ventos de brisa e umidade relativa do ar às 17:00 Z do dia 18/12/2022, simulados com os 6 experimentos, no primeiro nível vertical da grade 3 do BRAMS.



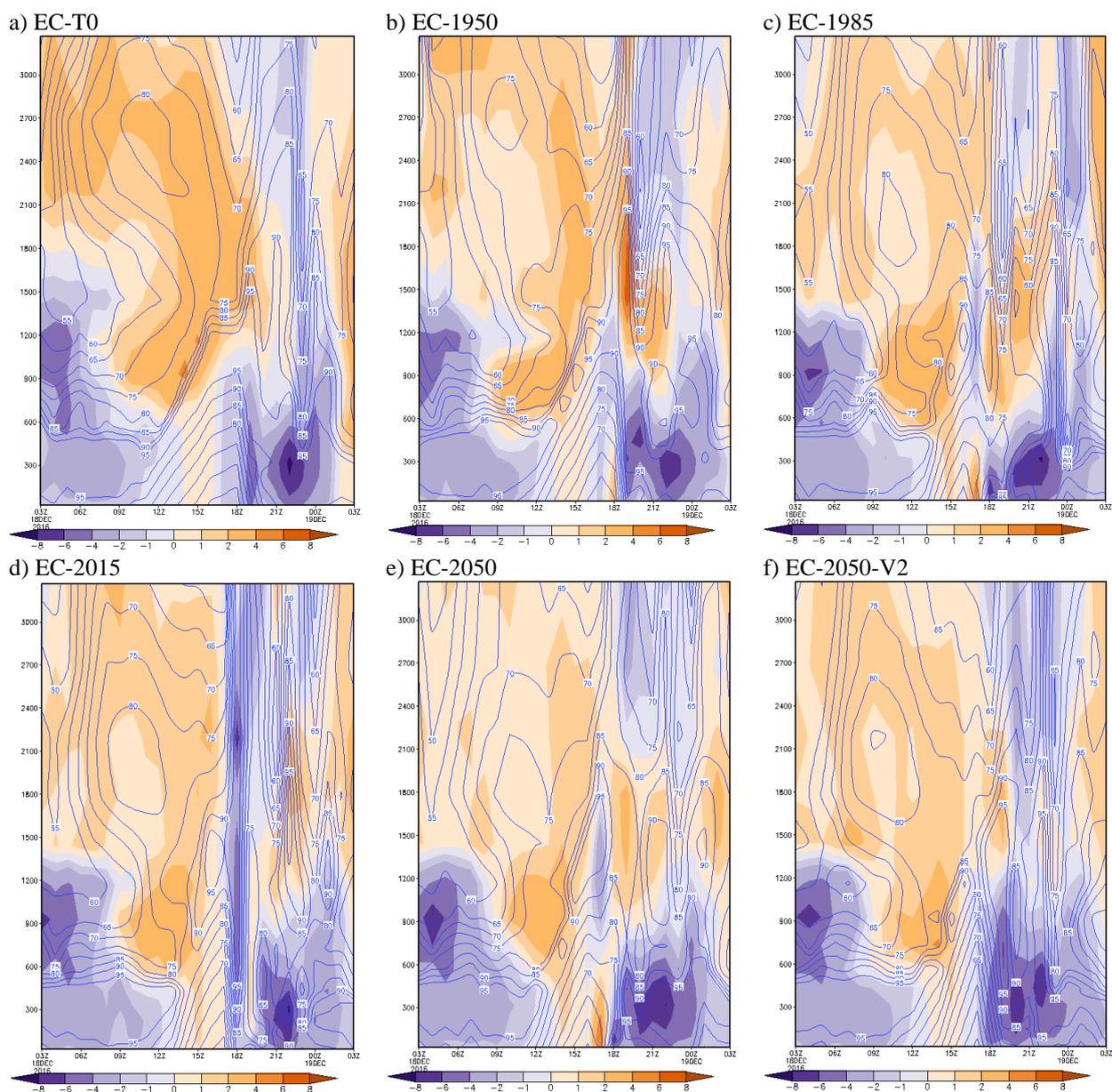
Intensidade dos ventos de brisa (m s^{-1} , sombreado) e a umidade relativa do ar (% , linhas na cor azul com intervalo de 5 %), obtida com a variável *rh* do BRAMS. As cores frias indicam ventos predominantes de sudeste e as cores quentes de noroeste.

Fonte: Produção da autora.

A Figura 4.53 apresenta a evolução temporal do perfil do vento de brisa, sobre um ponto inserido na mancha urbana da RMSP, localizado na zona leste da cidade de São Paulo,

conforme realizado por Freitas (2003). Os resultados resumem o observado na Figura 4.52, mostrando que nos cenários EC-T0 e EC-1950 a frente de brisa adianta sua entrada, não encontrando uma barreira tão forte, quanto ocorre nos cenários urbanizados.

Figura 4.53 - Evolução horária do perfil vertical dos ventos de brisa do dia 18/12/2016, simulados com os 6 experimentos, de um ponto na RMSP, nos primeiros 15 níveis verticais da grade 3 do BRAMS.



Intensidade dos ventos de brisa (m s^{-1} , sombreado) e a umidade relativa do ar (% , linhas na cor azul com intervalo de 5 %), obtida com a variável *rh* do BRAMS. As cores frias indicam ventos predominantes de sudeste e as cores quentes de noroeste. O ponto selecionado fica em meio à área urbana em $23,559^\circ \text{ S}$ e $46,575^\circ \text{ W}$.

Fonte: Produção da autora.

4.4.5.4 *Discussões dos resultados observados*

O evento simulado com o modelo BRAMS foi um sistema de mesoescala, resultado da interação da ICU, brisa vale-montanha e brisa marítima dentro da RMSP, como também em outras regiões da área de estudo. A precipitação que ocorreu no dia 18/12/2016 não foi um evento extremo, causado pelos sistemas sinóticos estudados na seção 2.3.1, tão pouco pela variabilidade climática associada a eventos extremos de precipitação, conforme analisado na seção 4.3, afinal, o acumulado diário nas estações meteorológicas não foi anômalo e o mês de dezembro de 2016 apresentou chuvas abaixo da média em São Paulo. Porém, a interação das circulações locais atuantes na região, muito bem estudadas em outros trabalhos (FREITAS, 2003; VEMADO; PEREIRA FILHO, 2016; PEREZ; SILVA DIAS, 2017; BENDER; FREITAS; MACHADO, 2019) causou condições atmosféricas de tempo severo, com precipitação localizada e danos à população inserida nas áreas urbanas da RMSP.

Dessa forma, quando os efeitos das mudanças de uso e cobertura da terra são analisados localmente, sobre os pontos das estações meteorológicas, as diferenças foram em grande parte sutis e muito dependentes da ocorrência ou não de precipitação no modelo (Figuras 4.33, 4.41 e 4.43), em cada cenário de LULC. As mudanças mais expressivas nos padrões de temperatura e umidade ocorreram ao comparar os cenários menos antropizados (T0 e 1950), representando o grande impacto do extenso desmatamento dos biomas Cerrado e Mata Atlântica.

Por sua vez, as análises regionais sobre a mancha urbana da RMSP (Figuras 4.40, 4.50 e 4.51) conseguiram mostrar efeitos mais contínuos na atmosfera, relacionando o aumento da temperatura do ar e diminuição da umidade relativa, em função do intenso processo de urbanização. Os efeitos da diminuição da evapotranspiração e aumento do fluxo de calor sensível se somam aos fluxos de calor antropogênico, nessas regiões de conversão de vegetação natural em áreas urbanas. Além disso, a alteração da rugosidade da superfície pode desempenhar um importante papel nos campos de ventos (Figura 4.52). Também foi observada uma alteração na distribuição da precipitação na área regional, indicando que a chuva pode ter se tornado mais intensa em um curto período nos cenários mais urbanizados. Esses resultados também foram mais alinhados com o efeito esperado em função da soma regional diminuir o efeito da variação do local que ocorrem as células convectivas.

Porém, as análises espaciais, com as diferenças das simulações nos demais cenários (T0, 1950, 1985, 2050 e 2050-V2) e a simulação controle (Figuras 4.35 a 4.39 e Figuras 4.45 a

4.49), mostraram um resultado interessante no interior do Estado de São Paulo, leste do Paraná e Sul de Minas Gerais, por indicar que as condições atmosféricas não pioram linearmente conforme os cenários se tornam mais antropizados. Isso ocorreu porque a transição Pastagem-Agricultura foi muito significativa nos cenários mais recentes, favorecendo o aumento da evapotranspiração nessas regiões. Da mesma forma, quando as mudanças incluem a conversão da vegetação natural do Cerrado em Pastagem, Agricultura ou Floresta Plantada ocorre aumento na taxa de evapotranspiração, algo que já havia sido observado em outros trabalhos (JUÁREZ, 2004; CAVALCANTI, 2010; RODRIGUES et al., 2022).

Os impactos das mudanças na superfície não são apenas sobre o mesmo local em que elas ocorrem. Foram observadas algumas evidências de alterações na interação das circulações locais, em especial na entrada e deslocamento da brisa marítima (Figuras 4.52 e 4.53), que é dependente do gradiente de temperatura entre o continente e o oceano, conforme outros trabalhos já sugeriram (FREITAS, 2003; MORAIS, 2014; MACEDO, 2021). Esse aspecto tem papel importante também sobre o local de ocorrência da precipitação.

5 CONCLUSÕES

O presente trabalho teve como objetivo principal avaliar a evolução histórica do uso e cobertura da terra de uma das regiões socioeconômicas mais importantes do país, a Bacia Hidrográfica do Paraná, assim como estudar os possíveis impactos sobre as condições atmosféricas, em especial na ocorrência de eventos extremos de precipitação. Para tanto, foi necessário o uso de um extenso banco de dados, modelos numéricos e ferramentas de diferentes áreas do conhecimento, devido à característica multidisciplinar desse objeto de pesquisa. Os mapas produzidos, que estimam a evolução da paisagem não alterada até o ano de 2050, também visam dar suporte a outros estudos da área de meteorologia, hidrologia e afins, por permitirem a discretização da superfície em uma fina escala espacial e temporal.

5.1 CONCLUSÕES DA ANÁLISE DE MUDANÇAS NA SUPERFÍCIE

Para estudar as mudanças históricas na superfície da BHPR foram utilizados os produtos MapBiomias coleção 4.1, com mapeamentos de LULC de 1985 a 2015, assim como diversos dados geográficos relacionados ao processo de antropização da paisagem. Dados de censos demográficos históricos do IBGE também foram importantes no entendimento do processo de colonização do país. A plataforma livre Dinamica EGO, de modelagem dinâmica espacial, foi utilizada para a construção de dois modelos probabilísticos: 1) para a projeção de cenários futuros de LULC; 2) para a reconstrução de cenários passados até a paisagem não alterada. O uso do modelo dinâmico espacial na Dinamica EGO, bem como as abordagens regionais, tipos de transição e variáveis utilizadas, consolidam uma metodologia passível de ser aplicada em qualquer outra região de estudo.

Os resultados da análise de uso e cobertura da terra na bacia mostram que atualmente a superfície da BHPR é majoritariamente ocupada por atividades humanas, principalmente por áreas de Agricultura e Pastagem, sendo que nas últimas 3 décadas ainda ocorreu desmatamento significativo, mesmo que a área remanescente de vegetação natural seja minoritária.

A área ocupada pelas atividades humanas, agropecuária e urbanização, foi considerada diretamente relacionada ao crescimento populacional que ocorreu na região, sendo dependente das fases econômicas e históricas que o país atravessou. Afinal, os dados dos censos demográficos do IBGE mostram que entre 1940 e 1980, surgiu 43,9 % da população total existente em 2010. Estima-se que no mesmo período ocorreu 48,4 % de toda a antropização

existente até o mesmo período. Já entre 1980 e 2010 esses valores são de 38,1 % e 20,8 %, respectivamente, indicando: saturação na supressão de áreas naturais; possível otimização e intensificação da produção de alimentos em áreas já produtivas; bem como uma mudança no padrão de alteração da paisagem, por exemplo, relacionada à substituição de áreas rurais por áreas urbanas.

As projeções futuras de LULC na área de estudo consideraram um cenário estacionário-pessimista na Dinâmica EGO, supondo a manutenção das taxas de transição conhecidas e a não ocorrência de regeneração até 2050. A projeção LULC-2050 estima uma perda de aproximadamente 38,0 % e 30,6 % de áreas residuais de Savana e Floresta Natural, em relação a 2015, em todo o domínio estudado. A área de Pastagem também pode diminuir 6,3 %, enquanto a Agricultura, Infraestrutura Urbana e Floresta Plantada podem crescer 36,6 %, 80,5 % e 79,7 %, respectivamente.

Além de suas aplicações em estudos atmosféricos e hidrológicos, a modelagem espacial dinâmica, conforme aplicada neste trabalho, tem o objetivo de destacar a importância da preservação das áreas naturais vulneráveis à perturbação por atividades humanas, de forma a estimar o impacto das mudanças do uso e cobertura da terra em outros processos físicos que ocorrem na superfície.

Os resultados reforçam a necessidade de medidas conservacionistas de planejamento e gestão territorial. Foi observado que quando o crescimento populacional intenso é somado a medidas de proteção fracas, as taxas de antropização são significativamente maiores, o que provavelmente ocorreu anteriormente, nas áreas com pouca vegetação nativa residual. No entanto, deve-se considerar que o cenário simulado para o futuro pressupõe a manutenção de áreas protegidas. Portanto, políticas governamentais que incentivam a eliminação de áreas protegidas colocam em risco a preservação ambiental e a conservação dos recursos naturais.

5.2 CONCLUSÕES DA ANÁLISE DE EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO

Para alcançar o objetivo proposto, e relacionar as mudanças históricas estimadas e projetadas para o futuro com os eventos extremos de precipitação, foi necessário entender o regime pluviométrico da BHPR, como também o comportamento a longo prazo da precipitação.

O tratamento aplicado às estações pluviométricas foi satisfatório para representar o regime pluviométrico da BHPR, marcado pela transição entre os regimes de Monções da América do Sul, na porção tropical da bacia, e de máximos de inverno na porção extratropical.

Da mesma forma, a análise de agrupamento e a análise de tendência revelam um padrão espacial diferente ao longo da bacia dos eventos extremos de precipitação, com evidências mais fortes de aumento de chuvas intensas e extremas próximo ao exultório. Essas regiões, que cobrem o Paraná e o sul do Mato Grosso do Sul, são muito correlacionados com a ENOS e ODP, principalmente durante a primavera, por meio da intensificação dos CCMs (GRIMM, 2011; SANTOS et al., 2021). Além disso, são as regiões que foram antropizadas mais recentemente, com uma taxa de expansão da agropecuária muito rápida.

Mesmo que a região do Estado de São Paulo não tenha as mesmas evidências de aumento dos eventos extremos, vários trabalhos na literatura verificaram tendência positiva em estações pluviométricas individuais, em cidades como São Paulo (SILVA DIAS et al., 2013; MARENGO et al., 2020). A tendência de aumento de chuvas intensas é mais significativa em regiões mais urbanizadas na Macrometrópole Paulista, aumentando a vulnerabilidade da população (MACHADO et al., 2021) e indicando também que os efeitos locais ficam diluídos na análise regional. Este aspecto, e o padrão oposto da região tropical e extratropical da BHPR, podem representar que, de forma geral, a porção tropical pode estar mais propensa a sofrer com períodos de estiagem, tendo grandes consequências para a produção de alimentos, energia, abastecimento da população e recarga dos aquíferos. Essas áreas são as mais antigas no processo histórico de mudanças na superfície, tendo passado por uma grande conversão de áreas de Savana e Floresta Natural para Pastagem, e, recentemente, para Agricultura e Infraestrutura Urbana.

5.3 CONCLUSÕES DA MODELAGEM ATMOSFÉRICA

Os efeitos das alterações históricas na superfície foram estudados mais a fundo com a modelagem atmosférica regional, utilizando o modelo BRAMS-TEB. A área selecionada nesta análise está localizada na porção leste da BHPR, sobre a RMSP, que sofreu um importante processo de urbanização e já foi estudada em outros trabalhos, fornecendo um bom material de referência.

Diversas estações meteorológicas foram utilizadas para a validação do modelo BRAMS, por meio de uma análise estatística, não se limitando apenas a estações urbanizadas, no centro da grade mais fina. O modelo demonstrou boa capacidade em simular as circulações de mesoescala esperadas na região, no dia do evento selecionado, em que ocorreu precipitação em alguns locais e condições de tempo severo na RMSP. O objetivo da análise não foi

aprofundar a influência da antropização na formação de tempestades, tema que merece um estudo maior, mas sim aplicar os cenários produzidos e verificar os efeitos das mudanças contínuas e graduais na superfície, sobre a quantidade de precipitação, fluxos de superfície, temperatura e umidade relativa do ar.

É importante destacar que as condições iniciais do modelo, provenientes das reanálises, também podem já incluir um feedback das grandes mudanças históricas nas condições atmosféricas. Portanto, os efeitos observados podem ser ainda mais expressivos.

Os resultados observados indicam significativo aumento da temperatura do ar e diminuição da umidade relativa, associados principalmente à conversão das áreas de Floresta Natural em Pastagem e Infraestrutura Urbana. As alterações entre áreas de Pastagem e Agricultura não são bem ajustadas no modelo dinâmico espacial para o passado, mas as mudanças reais entre 1985 e 2015 mostrou grande potencial de alteração dos fluxos de superfície e, conseqüentemente, nos padrões de temperatura e umidade relativa do ar, pois áreas de cultivos agrícolas tendem a apresentar maior taxa de evapotranspiração. Além disso, os resultados sugerem que em cenários menos antropizados, como EC-T0 e EC-1950, existe a tendência de ocorrer precipitação em regiões do interior do Estado de São Paulo, onde não ocorreu nos dados observados, sendo áreas ocupadas por atividades agrícolas atualmente.

Os principais impactos sobre as condições atmosféricas ocorreram até a década de 80, o que está de acordo com a curva de antropização simulada, indicando menores alterações, tanto na superfície, quanto nas condições atmosféricas, após esse período. Contudo, dentro da mancha urbana da RMSP foi possível identificar um padrão contínuo de aumento (diminuição) da temperatura (umidade relativa) do ar. Mais que isso, a precipitação também apresenta uma tendência de aumento da intensidade nos cenários mais urbanizados.

Por fim, em termos de gestão e planejamento, a infraestrutura dos grandes centros urbanos deve estar preparada para um aumento de chuvas mais intensas, concentradas em períodos curtos e localizadas nas áreas urbanas. O trabalho apresenta ainda evidências de que os municípios com grande crescimento populacional podem ser urbanizados ocupando cada vez mais áreas de risco no futuro, o que aumenta a vulnerabilidade da população inserida nessas regiões. Os efeitos da antropização também podem refletir na diminuição de precipitação em áreas importantes para o abastecimento urbano e irrigação.

6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Em relação ao modelo de reconstrução de LULC, o presente trabalho trouxe uma primeira tentativa de representar as mudanças históricas na área de estudo. Neste tópico, seria interessante uma busca ativa por mais variáveis que expliquem o processo de colonização no Brasil, principalmente em relação aos dados de vias secundárias e estradas desativadas, que não foram considerados aqui e têm grande potencial de ajudar na representação espacial da antropização, que não foi bem representada no período mais antigo simulado. A aplicação dessa metodologia em larga escala também pode ser objeto de trabalhos futuros.

Já no modelo de cenários futuros, poderia ser considerado o uso do módulo construtor de estradas da Dinamica EGO, de forma a indicar regiões que podem se tornar mais fragmentadas no futuro. Além disso, a idealização de cenários não pessimistas, que permitam a regeneração da vegetação natural, pode ser interessante, representando o incentivo de práticas conservacionistas e de recuperação ambiental. A inserção da classe Muito Urbano dentro do modelo dinâmico também pode ser considerada.

Em relação à modelagem atmosférica, seria importante estudar o uso de valores de NDVI ajustados para cada cenário de LULC analisado, permitindo a utilização do modelo LEAF-3 na parametrização de superfície. Além disso, outras parametrizações do TEB podem ser testadas utilizando os cenários de LULC produzidos neste trabalho, de forma a melhorar o aquecimento das áreas urbanas no modelo, que não foi bem representado, o que poderia melhorar a análise dos efeitos da urbanização. Uma melhor adequação da umidade do solo também pode ser considerada, por ter grande influência no padrão de precipitação.

Outro ponto muito importante que não foi contemplado neste trabalho, e poderia ser objeto de outros estudos, é a aplicação dos cenários produzidos em simulação de outros eventos extremos chuvosos ou secos, bem como em simulações longas e climatológicas, sobre toda a área da BHPR, de forma a poder melhor quantificar os impactos causados pela antropização.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABOU RAFEE, S. A. et al. Large-Scale Hydrological Modelling of the Upper Paraná River Basin. **Water**, v. 11, n. 5, p. 882, 26 abr. 2019. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2073-4441/11/5/882>>.
- ABOU RAFEE, S. A. et al. Spatial Trends of Extreme Precipitation Events in the Paraná River Basin. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 59, n. 3, p. 443–454, mar. 2020. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/59/3/jamc-d-19-0181.1.xml>>.
- ANA. Agência Nacional de Águas. **Bacias Hidrográficas Ottocodificadas (Níveis Otto 1-7)**. Superintendência de Planejamento de Recursos Hídricos, 2017. Acesso em junho de 2021, disponível em: <<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/api/records/b228d007-6d68-46e5-b30d-a1e191b2b21f>>.
- ANA. Agência Nacional de Águas. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil: regiões hidrográficas brasileiras** – Edição Especial. Brasília: ANA, 2015. Acesso em junho de 2021, disponível em: <<https://arquivos.ana.gov.br/institucional/sge/CEDOC/Catalogo/2015/ConjunturaDosRecursosHidricosNoBrasil2015.pdf>>.
- ANTF. **Histórico**. Associação Nacional dos Transportes Ferroviários. Brasília: ANTF, 2015. Acesso em julho de 2022, disponível em: <<https://www.antf.org.br/historico/>>.
- ANTONANGELO, A.; BACHA, C. J. C. As Fases da Silvicultura no Brasil. **RBE**, v. 52, n. 1, p. 207–238, 1998. Disponível em: <<https://bibliotecadigital.fgv.br/ojs/index.php/rbe/article/download/721/8086/20125>>.
- ASNER, G. P. Biophysical and Biochemical Sources of Variability in Canopy Reflectance. **Remote Sensing of Environment**, v. 64, n. 3, p. 234–253, jun. 1998. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425798000145>>.
- AVISSAR, R.; WERTH, D. Global Hydroclimatological Teleconnections Resulting from Tropical Deforestation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, n. 2, p. 134–145, 2005. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM406.1>>.
- BAYER, D. M. **Efeitos das mudanças de uso da terra no regime hidrológico de bacias de grande escala**. 2014. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2014.
- BENDER, A. **Condições Atmosféricas Conducentes a Tempestades Severas e sua Relação com a Urbanização na RMSP**. 2018. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-18042019-101002/>>.
- BENDER, A.; FREITAS, E. D.; MACHADO, L. A. T. The impact of future urban scenarios on a severe weather case in the metropolitan area of São Paulo. **Climatic Change**, v. 156, n. 4, p. 471–488, 21 out. 2019. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10584-019-02527-1>>.
- BITENCOURT, D. P. et al. A interação do vento local no interior de um vale com o escoamento

de grande escala - análise de dois estudos de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 4, p. 436–447, dez. 2009. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862009000400006&lng=pt&tlng=pt>.

BONHAM-CARTER, G. *Geographic Information Systems for Geoscientists: Modelling with GIS*. Pergamon, 1994. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/C2013-0-03864-9>>.

BRANDÃO JR., A.; BARRETO, P. **Emissões de GEE do setor de Mudança de Uso da Terra (1990-2014)**. Disponível em: <<https://imazon.org.br/publicacoes/emissoes-de-gee-do-setor-de-mudanca-de-uso-da-terra-1990-2014/>>.

BRANDO, P. M. et al. The gathering firestorm in southern Amazonia. **Science Advances**, v. 6, n. 2, p. eaay1632, 10 jan. 2020. Disponível em: <<https://advances.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/sciadv.aay1632>>.

BRASIL, 2012. LEI Nº 12.727, DE 17 DE OUTUBRO DE 2012. Acesso em junho de 2021, disponível em: <https://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_Ato2011-2014/2012/Lei/L12727.htm>.

BRASIL, 2015. **Mapeamento do Uso e Cobertura do Cerrado: Projeto TerraClass Cerrado 2013**. Ministério do Meio Ambiente. Brasília: MMA, 2015. Acesso em abril de 2021, disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/tccerrado/Metodologia_TCCerrado_2013.pdf>.

CÂMARA, G.; MONTEIRO, A. M. V. **Introdução à Modelagem Dinâmica Espacial**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2003. Acesso em fevereiro de 2019, disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/cursos/tutoriais/modelagem/>>.

CÂMARA, G.; SOTERRONI, A.; RAMOS, F.; CARVALHO, A.; ANDRADE, P.; SOUZA, R. C.; MOSNIER, A.; MANT, R.; BUURMAN, M.; PENA, M., et al. Modelling Land Use Change in Brazil: 2000–2050. A report by the REDD-PAC Project. **INPE, IPEA, IIASA, UNEP-WCMC**: São José dos Campos, Brasília, Brasil; Laxenburg, Austria; Cambridge, UK, 2015.

CARVALHO, L. M. V. et al. The South American Monsoon System and the 1970s climate transition. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 8, p. 1248–1256, 30 jun. 2011. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.2147>>.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: Cavalcanti, I. F. de A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J. da; Dias, M. A. F. da S. (ed.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 6, p. 95-109.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377–2394, set. 2002. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2002\)015%3C2377:EPEISS%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2002)015%3C2377:EPEISS%3E2.0.CO;2)>.

CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil In: Cavalcanti, I. F. de A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J. da; Dias, M. A. F. da S. (ed.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 20, p. 318-324.

CAVALCANTI, K. R. K. **EFEITO DOS EUCALIPTOS NAS CIRCULAÇÕES LOCAIS E NA QUALIDADE DO AR NO VALE DO PARAÍBA DURANTE UM PERÍODO DE INVERNO**. 2010. UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, 2010.

CEM. **Unstable Macrometropolis**. Center for Metropolitan Studies. **Revista Pesquisa FAPESP**, jul. 2014. Disponível em: <<https://revistapesquisa.fapesp.br/en/unstable-macrometropolis/>>.

COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 11–12, p. 3737–3752, 15 jun. 2016. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00382-015-2800-1>>.

COSTA, M. H.; PIRES, G. F. Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. **International Journal of Climatology**, v. 30, n. 13, p. 1970–1979, 2010. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.2048>>.

CPTEC. **El Niño**. CPTEC, 2017. Acesso em dezembro de 2017, disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/saiba/Oque_el-nino.shtml>.

DE OLIVEIRA, B. R. et al. Land use dynamics and future scenarios of the Rio Doce State Park buffer zone, Minas Gerais, Brazil. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 192, n. 39, 13 jan. 2020. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10661-019-8016-9>>.

DIAS, L. C. P. et al. Patterns of land use, extensification, and intensification of Brazilian agriculture. **Global change biology**, v. 22, n. 8, p. 2887–2903, 2016.

DRUMOND, A. R. de M.; AMBRIZZI, T. The role of the South Indian and Pacific oceans in South American monsoon variability. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 94, n. 3–4, p. 125–137, 2008. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00704-007-0358-5>>.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília, Serviço de Produção de Informação, 1999. 412p.

ENFIELD, D. B.; MESTAS, A. M.; MAYER, D. A.; CIRD-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic Sea surface temperatures? **J. Geophys. Res.**, v. 104, p. 7841–7848, 1999. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/1998JC900109>>.

ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUNEZ, A. M.; TRIMBLE, P. J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. **Geophys. Res. Lett.**, v. 28, p. 2077–2080, 2001. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2000GL012745>>.

ESTAÇÃO_METEOROLÓGICA_DO_IAG-USP. Resumo Mensal - 54ª Edição, dez, 2016. Disponível em: <<http://www.estacao.iag.usp.br/Mensais/Dezembro2016.pdf>>.

FARINACI, J. S.; BATISTELLA, M. Variação na cobertura vegetal nativa em São Paulo: um panorama do conhecimento atual. **Revista Árvore**, v. 36, n. 4, p. 695–705, 2012. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-67622012000400011&lng=pt&tlng=pt>.

FEDDEMA, J. J. The Importance of Land-Cover Change in Simulating Future Climates. **Science**, v. 310, n. 5754, p. 1674–1678, 9 dez. 2005. Disponível em:

<<https://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.1118160>>.

FERRARI, R. **Modelagem Dinâmica Do Uso E Cobertura Da Terra Da Quarta Colônia , RS**. 2008. Universidade Federal de Santa Maria, 2008.

FERRAZ YOUNG, A. Urban expansion and environmental risk in the São Paulo Metropolitan Area. **Climate Research**, v. 57, n. 1, p. 73–80, 25 jul. 2013. Disponível em: <<http://www.int-res.com/abstracts/cr/v57/n1/p73-80/>>.

FERREIRA, B. M.; SOARES-FILHO, B. S.; PEREIRA, F. M. Q. The Dinamica EGO virtual machine. **Science of Computer Programming**, v. 173, p. 3–20, mar. 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.scico.2018.02.002>>.

FREITAS, edmilson dias de. **Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes**. 2003. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-16032006-160700/>>.

FREITAS, E. D. **Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes**. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. São Paulo, 2003.

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, 10 jan. 2007. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10546-006-9091-3>>.

FREITAS, E. D. **Variabilidade sazonal e intrasazonal da precipitação no Estado do Paraná**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. São Paulo, 1998.

FREITAS, S. R. et al. The Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS 5.2): an integrated environmental model tuned for tropical areas. **Geoscientific Model Development**, v. 10, n. 1, p. 189–222, 13 jan. 2017. Disponível em: <<https://gmd.copernicus.org/articles/10/189/2017/>>.

FUNDAÇÃO_SOS_MATA_ATLÂNTICA. **Atlas dos Remanescentes Florestais da Mata Atlântica: Período 2018-2019**, 2020. Disponível em: <https://www.sosma.org.br/wp-content/uploads/2020/06/2020_Atlas_Mata_Atlantica_2018-2019_relatorio_tecnico_final-1.pdf>.

G1 SÃO PAULO. Após forte calor, chuva deixa regiões de SP em atenção para alagamentos. **G1**, 2016. Acesso em janeiro de 2022, disponível em: <<https://g1.globo.com/sao-paulo/noticia/apos-forte-calor-chuva-deixa-regioes-de-sp-em-atencao-para-alagamentos.ghtml>>.

GAN, M. A.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção na América do Sul. In: Cavalcanti, I. F. de A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J. da; Dias, M. A. F. da S. (ed.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 19, p.297-316.

GEORGESCU, M. et al. Simulated hydroclimatic impacts of projected Brazilian sugarcane expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 5, p. 972–977, 16 mar. 2013. Disponível

em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/grl.50206>>.

GHOSH, P. et al. Application of Cellular automata and Markov-chain model in geospatial environmental modeling- A review. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 5, p. 64–77, jan. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.rsase.2017.01.005>>.

GIROLAMO-NETO, C. D. et al. OBJECT BASED IMAGE ANALYSIS AND TEXTURE FEATURES FOR PASTURE CLASSIFICATION IN BRAZILIAN SAVANNAH. **ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences**, v. V-3–2020, n. 3, p. 453–460, 3 ago. 2020. Disponível em: <<https://www.isprs-ann-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/V-3-2020/453/2020/>>.

GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic oscillation index. **Geophys. Res. Lett.**, v. 26, p. 459-462, 1999. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/1999GL900003>>.

GOUVÊA, M. L. **Cenários de impacto das propriedades da superfície sobre o conforto térmico humano na cidade de São Paulo**. 2007. Mestrado Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-21022008-082426/>>.

GRIMM, A. M. Clima da Região Sul do Brasil. In: Cavalcanti, I. F. de A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J. da; Dias, M. A. F. da S. (ed.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009a. Cap. 17, p. 259-275.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, n. 4, p. 537–554, 14 maio 2011. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00477-010-0420-1>>.

GRIMM, A. M. Variabilidade interanual do clima no Brasil. In: Cavalcanti, I. F. de A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J. da; Dias, M. A. F. da S. (ed.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009b. Cap. 22, p. 353-374.

GRIMM, A. M.; ALMEIDA, A. S.; BENETI, C. A. A.; LEITE, E. A. The combined effect of climate oscillations in producing extremes: the 2020 drought in southern Brazil. **RBRH**, v. 25, p. 1–12, 2020. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2318-03312020000100244&tlng=en>.

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 35–58, jan. 2000. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2000\)013%3C0035:CVISSA%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2000)013%3C0035:CVISSA%3E2.0.CO;2)>.

GRIMM, A.; LAUREANTI, N. C.; RODAKOVISKI, R. B.; GAMA, C. B. Interdecadal variability and extreme precipitation events in South America during the monsoon season. **Climate Research**, v. 68, n. 2–3, p. 277–294, 4 maio 2016. Disponível em: <<http://www.int-res.com/abstracts/cr/v68/n2-3/p277-294/>>.

GRIMM, A. M.; SABOIA, J. P. J. Interdecadal Variability of the South American Precipitation

in the Monsoon Season. **Journal of Climate**, v. 28, n. 2, p. 755–775, 15 jan. 2015. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-14-00046.1>>.

HAGEN, A. Fuzzy set approach to assessing similarity of categorical maps. **International Journal of Geographical Information Science**, v. 17, n. 3, p. 235-249, 2003. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/13658810210157822>>.

HOUGHTEN, F. C.; YAGLOU, C. P. Determining lines of equal comfort. **ASHVE Trans.**, v. 29, 1923.

IBGE. **Catálogo: Recenseamento do Brasil em 1872**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2022. Disponível em: <<https://biblioteca.ibge.gov.br/biblioteca-catalogo?id=225477&view=detalhes>>.

IBGE. **Censo Demográfico 2010**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2010a. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/censo2010/default.shtm>>.

IBGE. **Evolução da Divisão Territorial do Brasil**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2010b. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/geociencias/organizacao-do-territorio/estrutura-territorial/15771-evolucao-da-divisao-territorial-do-brasil.html?=&t=o-que-e>>.

IBGE. **Manual Técnico de Pedologia**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 3 ed., 2015. Disponível em: <<https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv95017.pdf>>.

IBGE. **Mapa de Clima do Brasil**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2002. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/climatologia/15817-clima.html?=&t=o-que-e>>.

IBGE. **Mapeamento de Recursos Naturais do Brasil. Escala 1:250.000. Documentação Técnica Geral**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2018. Disponível em: <https://geofp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/vegetacao/vetores/escala_250_mil/DOCUMENTACAO_TECNICA_MRN.pdf>.

IBGE. **Monitoramento da cobertura e uso da terra do Brasil: 2016-2018**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2020. Disponível em: <<https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv101703.pdf>>.

INMET. **Normais Climatológicas do Brasil: 1991-2020**. Instituto Nacional de Meteorologia - INMET. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento - MAPA, Brasília, 2022. Disponível em: <<https://portal.inmet.gov.br/uploads/normais/NORMAISCLIMATOLOGICAS.pdf>>.

INMET. **Panorama Geral das Condições Meteorológicas e os Principais Eventos Extremos Significativos ocorridos no Brasil em 2016**. Instituto Nacional de Meteorologia - INMET, Brasília, 2016. Disponível em: <<https://portal.inmet.gov.br/notasTecnicas#>>.

INPE. **PRODES – Incremento anual de área desmatada no Cerrado Brasileiro**. COORDENAÇÃO GERAL DE OBSERVAÇÃO DA TERRA. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2021. Disponível em: <<http://terrabrasilis.dpi.inpe.br/>>.

INSTITUTO_FLORESTAL. **Inventário Florestal do Estado de São Paulo - 2020**. Mapeamento da Cobertura Vegetal Nativa São Paulo, Instituto Florestal, 2020. Disponível em: <<https://smastr16.blob.core.windows.net/home/2020/07/inventarioflorestal2020.pdf>>.

IPCC, 2019. Summary for Policymakers. In: **Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems** [P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, J. Malley, (eds.)].

ITAIPU_BINACIONAL, 2017. **Bacia do Rio Paraná**. Acesso em junho de 2021, disponível em: <www.itaipu.gov.br/energia/bacia-do-rio-parana>.

JACQUES-COPER, M.; GARREAUD, R. D. Characterization of the 1970s climate shift in South America. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 8, p. 2164–2179, 30 jun. 2015. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.4120>>.

JUÁREZ, R. I. **VARIABILIDADE CLIMÁTICA REGIONAL E CONTROLE DA VEGETAÇÃO NO SUDESTE : UM ESTUDO DE OBSERVAÇÕES SOBRE CERRADO E CANA-DE-AÇÚCAR E. 2004**. 2004. UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, 2004.

KAWASHIMA, R. S. et al. MODELAGEM DINÂMICA ESPACIAL COMO FERRAMENTA PARA SIMULAÇÃO DE CENÁRIOS DA PAISAGEM NA REGIÃO PORTUÁRIA DA BAIXADA SANTISTA. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 22, n. 4, p. 703–718, dez. 2016. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1982-21702016000400703&lng=pt&tlng=pt>.

KAYANO, M. T. et al. Does the El Niño-Southern Oscillation Affect the Combined Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation and Pacific Decadal Oscillation on the Precipitation and Surface Air Temperature Variability over South America? **Atmosphere**, v. 13, n. 2, p. 231, 29 jan. 2022. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2073-4433/13/2/231>>.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Variabilidade Decenal a Multidecenal. In: Cavalcanti, I. F. de A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J. da; Dias, M. A. F. da S. (ed.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 23, p. 375-383.

KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. **J. Climatol.**, v. 34, p. 162-178, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/joc.3674>>.

KAYANO, M. T.; JONES, C.; SILVA DIAS, P. L. Variabilidade Intrassazonal. In: Cavalcanti, I. F. de A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J. da; Dias, M. A. F. da S. (ed.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 21, p. 337-351.

KENDALL, M. G. **Rank Correlation Methods**. C. Griffin, 1975, 202 p.

KOUSKY, V. E.; ELIAS, M. **Meteorologia Sinótica: Parte 1**. INPE, 1982, 107 p.

LEE, K. et al. Trend Analysis of Urban Heat Island Intensity According to Urban Area Change

in Asian Mega Cities. **Sustainability**, v. 12, n. 1, p. 112, 22 dez. 2019. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2071-1050/12/1/112>>.

LEITE, C. C. et al. Historical land use change and associated carbon emissions in Brazil from 1940 to 1995. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 26, n. 2, p. n/a-n/a, jun. 2012. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2011GB004133>>.

LI, Y. et al. On the influence of density and morphology on the Urban Heat Island intensity. **Nature Communications**, v. 11, n. 1, p. 2647, 27 dez. 2020. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s41467-020-16461-9>>.

LIEBMANN, B.; JONES, C.; DE CARVALHO, L. M. V. Interannual Variability of Daily Extreme Precipitation Events in the State of São Paulo, Brazil. **Journal of Climate**, v. 14, n. 2, p. 208–218, jan. 2001. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C0208:IVODEP%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2001)014%3C0208:IVODEP%3E2.0.CO;2)>.

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P.; FERNÁNDEZ, J. P. R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, n. 1–2, p. 121–135, 12 jul. 2010. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00704-009-0207-9>>.

LIMA, T. C.; GUILLEN-LIMA, C. M.; OLIVEIRA, M. S.; SOARES-FILHO, B. S. DINAMICA EGO e Land Change Modeler para simulação de desmatamento na Amazônia brasileira: análise comparativa. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, 16, 2013, Foz do Iguaçu-PR, Brasil. **Anais...** São José dos Campos - SP: INPE, 2013.

LOPER, A. A.; V.A. HOEFLICH; J. C. G. L. SILVA; J. D. P. SIQUEIRA; A. N. ALMEIDA, 2021. Prospects of Pinus and Eucalyptus Producing Companies in the State of Paraná. **Floresta**, v. 51, n. 2, p. 303-310. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5380/rev.v51i2.64632>>.

LYRA, G. B.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; ZERI, M. Cluster analysis applied to the spatial and temporal variability of monthly rainfall in Alagoas state, Northeast of Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 13, p. 3546–3558, nov. 2014. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.3926>>.

MACEDO, L. R. **Cenários de urbanização e seus impactos nas variáveis atmosféricas que contribuem para formação de ilha urbana de calor na Região Metropolitana de São Paulo**. 2021. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021. Disponível em: <<https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-29032021-114711/>>.

MACHADO, C. B. et al. Extreme Rainfall Events in the Macro-Metropolis of São Paulo: trends and connection with climate oscillations. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 60, n. 5, p. 661–675, 30 mar. 2021. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/aop/JAMC-D-20-0173.1/JAMC-D-20-0173.1.xml>>.

MACHADO, C. B.; ARAGÃO, L. E. O. C. Influência da Pluviosidade na área superficial do Sistema de Abastecimento de água Cantareira (2003-2014). **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 69, n. 9, p. 1753-1764, 2017. Disponível em: <http://mtc-m21c.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/09.10.13.32/doc/machado_influencia.pdf>.

MACHADO, C. B.; FREITAS, E. D. Mudanças de uso e cobertura da terra na Macrometrópole Paulista. In: JACOBI, P.; et al. (org.) **Governança Ambiental na Macrometrópole Paulista Face à Variabilidade Climática**. São Carlos, SP: RiMA Editorial, 2022. Cap. 16, p. 307 - 324. Disponível em: <https://doi.org/10.55333/rima-978-65-84811-08-9_016>.

MACHADO, C. B.; FREITAS, E. D. Projeções de Uso e Cobertura da Terra na Macrometrópole Paulista. **Diálogos Socioambientais na Macrometrópole Paulista**, v. 4, n. 11, p. 36–39, 2021. Disponível em: <<https://periodicos.ufabc.edu.br/index.php/dialogossocioambientais/article/view/556>>.

MACHADO, C. B.; NEVES, A. K. Delimitação de Áreas de Preservação Permanente das sub-bacias do Reservatório Jaguari-jacareí, Sistema Cantareira (SP)-classificação e identificação de conflito na cobertura da terra (2013). In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, 18, 2017, Santos-SP, Brasil. **Anais...** São José dos Campos - SP: INPE, 2017.

MAEDA, E. E. et al. Dynamic modeling of forest conversion: Simulation of past and future scenarios of rural activities expansion in the fringes of the Xingu National Park, Brazilian Amazon. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 13, n. 3, p. 435–446, jun. 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2010.09.008>>.

MALEK, Ž.; BOERBOOM, L.; GLADE, T. Future Forest Cover Change Scenarios with Implications for Landslide Risk: An Example from Buzau Subcarpathians, Romania. **Environmental Management**, v. 56, n. 5, p. 1228–1243, 30 nov. 2015. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00267-015-0577-y>>.

MANN, H. B. Nonparametric tests against trend. **Econometrica**, v. 13, p. 245-259, 1945. Disponível em: <<https://doi.org/10.2307/1907187>>.

MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS, R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<1069:APICOW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2)>.

MARENGO, J. A. et al. Trends in extreme rainfall and hydrogeometeorological disasters in the Metropolitan Area of São Paulo: a review. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v. 1472, n. 1, p. 5–20, 13 jul. 2020. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/nyas.14307>>.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M. Crise Hídrica em São Paulo em 2014: Seca e Desmatamento. **GEOUSP: Espaço e Tempo (Online)**, v. 19, n. 3, p. 485, 6 dez. 2015. Disponível em: <<http://www.revistas.usp.br/geosp/article/view/100879>>.

MARENGO, J.; TOMASELLA, J.; NOBRE, C. Mudanças Climáticas e Recursos Hídricos. Cap. 12, (pp-200-215). Em BICUDO, C.E.M.; TUNDISI, J.G.; SCHEUENSTUHL, M.C.B. **Águas do Brasil: análises estratégicas**. São Paulo: Instituto de Botânica, 2010, 222 p.

MARHAENTO, H.; BOOIJ, M. J.; HOEKSTRA, A. Y. Hydrological response to future land-use change and climate change in a tropical catchment. **Hydrological Sciences Journal**, v. 63, n. 9, p. 1368–1385, 4 jul. 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1511054>>.

MARIA DE ALMEIDA, C. et al. Stochastic cellular automata modeling of urban land use dynamics: empirical development and estimation. **Computers, Environment and Urban Systems**, v. 27, n. 5, p. 481–509, set. 2003. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S019897150200042X>>.

MARTILLI, A.; KRAYENHOFF, E. S.; NAZARIAN, N. Is the Urban Heat Island intensity relevant for heat mitigation studies? **Urban Climate**, v. 31, n. January 2019, p. 100541, mar. 2020. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S2212095519300070>>.

MARTINEZ, M. N. et al. ESTUDO INICIAL DE UM PROJETO DE DUPLICAÇÃO PARA A BR-369 ENTRE O TRECHO DE BOM SUCESSO E JANDAIA DO SUL – PR. **Journal of Exact Sciences**, v. 32, n. 1, p. 5–13, 2022.

MASSON, V. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. **Bound-Layer Meteorol.**, v. 94, p. 357-397, 2000. Disponível em: <<https://doi.org/10.1023/A:1002463829265>>.

MELLO, Y. R.; OLIVEIRA, T. M. N. Análise Estatística e Geoestatística da Precipitação Média para o Município de Joinville (SC). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 2, p. 229-239, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1590/0102-778631220150040>>.

MO, K. C. Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. **J. Climate**, v. 13, p. 3599-3610, 2000. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3599:RBLFVI.2.0.CO;2>](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3599:RBLFVI.2.0.CO;2>)>.

MORAIS, M. V. B. de. **Efeitos da vegetação sobre os termos do balanço de energia em áreas urbanas**. 2014. Universidade de São Paulo, 2014. Disponível em: <<https://hsgm.saglik.gov.tr/depo/birimler/saglikli-beslenme-hareketli-hayat-db/Yayinlar/kitaplar/diger-kitaplar/TBSA-Beslenme-Yayini.pdf>>.

NASCIMENTO, E. L. Previsão De Tempestades Severas Utilizando-Se Parâmetros Convectivos E Modelos De Mesoescala: Uma Estratégia Operacional Adotável No Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121–140, 2005.

NOBRE, A. D. **O futuro climático da Amazônia: relatório de avaliação científica**. São José dos Campos, SP: ARA CCST-INPE INPA, 2014.

NOBRE, P. et al. Amazon Deforestation and Climate Change in a Coupled Model Simulation. **Journal of Climate**, v. 22, n. 21, p. 5686–5697, 1 nov. 2009. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2009JCLI2757.1>>.

NUNES, A. de A.; PINTO, E. J. de A.; BAPTISTA, M. B. Detection of trends for extreme events of precipitation in the Metropolitan Region of Belo Horizonte through statistical methods. **RBRH**, v. 23, 1 mar. 2018. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2318-03312018000100205&lng=en&tlng=en>.

NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. Clima da Região Sudeste do Brasil. In: Cavalcanti, I. F. de A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J. da; Dias, M. A. F. da S. (ed.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 16, p. 243-258.

OBREGÓN, G.; MARENGO, J.; NOBRE, C. Rainfall and climate variability: long-term trends in the Metropolitan Area of São Paulo in the 20th century. **Climate Research**, v. 61, n. 2, p. 93–107, 23 set. 2014. Disponível em: <<http://www.int-res.com/abstracts/cr/v61/n2/p93-107/>>.

OKE. **Boundary layer Climates**. 2 nd ed. [s.l.: s.n.]

OLIVEIRA, A. P.; BORNSTEIN, R.; SOARES, J. Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo. **Water, Air and Soil Pollution: FOCUS**, n. 3, p. 3-15, 2003.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 56, n. 5, p. 527-530, 1975.

PAIVA, A. C. da E. et al. Urban expansion and its impact on water security: The case of the Paraíba do Sul River Basin, São Paulo, Brazil. **Science of the Total Environment**, v. 720, 2020.

PEDRON, I. T. et al. Trends and variability in extremes of precipitation in Curitiba - Southern Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 3, p. 1250–1264, mar. 2016. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.4773>>.

PEREZ, G. M. P.; SILVA DIAS, M. A. F. Long-term study of the occurrence and time of passage of sea breeze in São Paulo, 1960-2009. **International Journal of Climatology**, v. 37, p. 1210–1220, ago. 2017. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.5077>>.

PINHEIRO, H.; GAN, M.; HODGES, K. Structure and evolution of intense austral cut-off lows. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 147, n. 734, p. 1–20, 30 jan. 2021. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.3900>>.

PONGRATZ, J. et al. A reconstruction of global agricultural areas and land cover for the last millennium. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 22, n. 3, p. n/a-n/a, set. 2008. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2007GB003153>>.

PONGRATZ, J. et al. The Impact of Land Cover Change on Surface Energy and Water Balance in Mato Grosso, Brazil. **Earth Interactions**, v. 10, n. 19, p. 1–17, 1 out. 2006. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/EI176.1>>.

R7. Em 24 horas, capital paulista registra o maior volume de chuva dos últimos seis meses. **R7 São Paulo**, 2015. Acesso em agosto de 2022, disponível em: <<https://noticias.r7.com/sao-paulo/em-24-horas-capital-paulista-registra-o-maior-volume-de-chuva-dos-ultimos-seis-meses-29062022>>.

RAYNER, N. A.; PARKER, D. E.; HORTON, E. B.; FOLLAND, C. K.; ALEXANDER, L. V.; ROWELL, D. P.; KENT, E. C.; KAPLAN, A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. **J. Geophys. Res.**, v. 108, n. 4407, 2003. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2002JD002670>>.

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, jun. 2010. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862010000200004&lng=pt&tlng=pt>.

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. July, p. 174–188, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.07.015>>.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M. T. As principais fitofisionomias do Cerrado. In: Sano, S.M.; Almeida, S.P.; Ribeiro, J.F. (eds). Cerrado: Ambiente e Flora. Brasília: **Embrapa Informação Tecnológica**, 2008. Cap. 6, p. 151-212.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and Decadal Cycles in River Flows of Southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 11, n. 10, p. 2570–2581, out. 1998. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(1998\)011%3C2570:IADCIR%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(1998)011%3C2570:IADCIR%3E2.0.CO;2)>.

RODRIGUES, A. A. et al. Cerrado deforestation threatens regional climate and water availability for agriculture and ecosystems. **Global Change Biology**, v. 28, n. 22, p. 6807–6822, 8 nov. 2022. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/gcb.16386>>.

RUDKE, A. P. et al. Land cover data of Upper Parana River Basin, South America, at high spatial resolution. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 83, n. June, p. 101926, nov. 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.101926>>.

RUDKE, A. P. et al. Mapping past landscapes using landsat data: Upper Paraná River Basin in 1985. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 21, p. 100436, jan. 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.rsase.2020.100436>>.

RUHOFF, A. L.; RISSO, A. Mudanças históricas de uso da terra no Brasil para aplicações climáticas e hidrológicas. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, 18, 2017, Santos-SP, Brasil. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2017.

SAAD, S. I. et al. Can the deforestation breeze change the rainfall in Amazonia? A case study for the BR-163 highway region. **Earth Interactions**, v. 14, n. 18, p. 1–25, 2010.

SALAZAR, A. et al. Land use and land cover change impacts on the regional climate of non-Amazonian South America: A review. **Global and Planetary Change**, v. 128, p. 103–119, maio 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.02.009>>.

SANTOS, E. B. et al. Spatio-temporal variability of wet and drought events in the Paraná River basin—Brazil and its association with the El Niño—Southern oscillation phenomenon. **International Journal of Climatology**, v. 41, n. 10, p. 4879–4897, 7 ago. 2021. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.7104>>.

SANTOS, M. J. et al. Seasonal Flooding Causes Intensification of the River Breeze in the Central Amazon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 124, n. 10, p. 5178–5197, 2019.

SERPA, D. et al. Impacts of climate and land use changes on the water quality of a small Mediterranean catchment with intensive viticulture. **Environmental Pollution**, v. 224, p. 454–465, maio 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.envpol.2017.02.026>>.

SHAFIZADEH-MOGHADAM, H. et al. Sensitivity analysis and accuracy assessment of the

land transformation model using cellular automata. **GIScience & Remote Sensing**, v. 54, n. 5, p. 639–656, 3 set. 2017. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/15481603.2017.1309125>>.

SHIMIZU, M. H.; AMBRIZZI, T. MJO influence on ENSO effects in precipitation and temperature over South America. p. 291–301, 2016.

SILVA DIAS, M. A. F. et al. River breeze circulation in eastern Amazonia: Observations and modelling results. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1–3, p. 111–121, 2004.

SILVA DIAS, M. A. F. et al. Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. **Climatic Change**, v. 116, n. 3–4, p. 705–722, 7 fev. 2013. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10584-012-0504-7>>.

SILVA, G. A. M. da; DRUMOND, A.; AMBRIZZI, T. The impact of El Niño on South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 106, n. 3–4, p. 307–319, 9 dez. 2011. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00704-011-0427-7>>.

SILVESTRI, G. E. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 21, p. 2115, 2003. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2003GL018277>>.

SINGH, S. K. et al. Predicting Spatial and Decadal LULC Changes Through Cellular Automata Markov Chain Models Using Earth Observation Datasets and Geo-information. **Environmental Processes**, v. 2, n. 1, p. 61–78, 7 mar. 2015. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s40710-015-0062-x>>.

SOARES-FILHO, B. et al. Cracking Brazil's Forest Code. **Science**, v. 344, n. 6182, p. 363–364, 25 abr. 2014. Disponível em: <<https://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.1246663>>.

SOARES-FILHO, B. et al. Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a major Amazon highway: the Santarém-Cuiabá corridor. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 745–764, maio 2004. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1529-8817.2003.00769.x>>.

SOARES-FILHO, B. S. et al. Modelagem de dinâmica de paisagem: concepção e potencial de aplicação de modelos de simulação baseados em autômato celular. **Megadiversidade**, v. 3, n. 1–2, p. 1–13, 2007. Disponível em: <http://www.conservacao.org/publicacoes/files_mega3/9modelagemdedinamica.pdf>.

SOARES-FILHO, B. S. et al. Modelling conservation in the Amazon basin. **Nature**, v. 440, n. 7083, p. 520–523, mar. 2006. Disponível em: <<http://www.nature.com/articles/nature04389>>.

SOARES-FILHO, B. S.; COUTINHO CERQUEIRA, G.; LOPES PENNACHIN, C. dinâmica—a stochastic cellular automata model designed to simulate the landscape dynamics in an Amazonian colonization frontier. **Ecological Modelling**, v. 154, n. 3, p. 217–235, set. 2002a. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0304380002000595>>.

SOARES-FILHO, B. S.; COUTINHO CERQUEIRA, G.; LOPES PENNACHIN, C. dinâmica—a stochastic cellular automata model designed to simulate the landscape dynamics

in an Amazonian colonization frontier. **Ecological Modelling**, v. 154, n. 3, p. 217–235, set. 2002b. Disponível em: <d:%5CVEILLE~1%5CPDFBIB%5CSOARES-FILHO&AL2002EM.PDF>.

SQUIZZATO, R. et al. Beyond megacities: tracking air pollution from urban areas and biomass burning in Brazil. **npj Climate and Atmospheric Science**, v. 4, n. 1, p. 17, 17 dez. 2021. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s41612-021-00173-y>>.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Massachusetts: Kluwer Academic Norwell, 1988. 666 p.

TASCETTO, A. S.; AMBRIZZI, T. Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall? **Climate Dynamics**, v. 38, n. 7–8, p. 1615–1628, 20 abr. 2012. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00382-011-1165-3>>.

TASCETTO, A. S.; WAINER, I. The impact of the subtropical South Atlantic SST on South American precipitation. **Annales Geophysicae**, v. 26, n. 11, p. 3457–3476, 10 nov. 2008. Disponível em: <<https://angeo.copernicus.org/articles/26/3457/2008/>>.

TEIXEIRA, M. da S.; SATYAMURTY, P. Trends in the Frequency of Intense Precipitation Events in Southern and Southeastern Brazil during 1960–2004. **Journal of Climate**, v. 24, n. 7, p. 1913–1921, 1 abr. 2011. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2011JCLI3511.1>>.

TRAVASSOS, L. et al. Why do extreme events still kill in the São Paulo Macro Metropolis Region? Chronicle of a death foretold in the global south. **International Journal of Urban Sustainable Development**, v. 13, n. 1, p. 1–16, 2 jan. 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/19463138.2020.1762197>>.

TRENBERTH, K.E.; G.W. BRANSTATOR; D. KAROLY; A. KUMAR; N.-C. LAU; C. ROPELWESKI. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. **J.Geoph.Resear.**, v. 103, n. C7, p. 14291–14324, 1998.

TUKEY, J. W. Comparing Individual Means in the Analysis of Variance. **Biometrics**, v. 5, n. 2, p. 99, 1949. Disponível em: <<https://www.jstor.org/stable/3001913?origin=crossref>>.

UMEZAKI, A. S. et al. Numerical characterization of spatial and temporal evolution of summer urban heat island intensity in São Paulo, Brazil. **Urban Climate**, v. 32, n. April 2019, p. 100615, jun. 2020. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.uclim.2020.100615>>.

USGS. Digital Elevation - Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global. **Earth Resources Observation and Science (EROS) Center**, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.5066/F7PR7TFT>>.

VEMADO, F.; PEREIRA FILHO, A. J. Severe Weather Caused by Heat Island and Sea Breeze Effects in the Metropolitan Area of São Paulo, Brazil. **Advances in Meteorology**, v. 2016, p. 1–13, 2016. Disponível em: <<http://www.hindawi.com/journals/amete/2016/8364134/>>.

WALKO, R. L. et al. Coupled Atmosphere–Biophysics–Hydrology Models for Environmental Modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 6, p. 931–944, jun. 2000. Disponível

em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450\(2000\)039%3C0931:CABHMF%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450(2000)039%3C0931:CABHMF%3E2.0.CO;2)>.

WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J. Modifications for the Transition from LEAF-2 to LEAF-3. **ATMET Technical Note**, n. 1, p. 13, 2005.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science – An introductory survey**. Academic Press, 2006, 483 p.

WANG, X. et al. Adaptation to climate change impacts on water demand. **Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change**, v. 21, n. 1, p. 81–99, 1 jan. 2016. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s11027-014-9571-6>>.

WANG, Y.; ZHANG, X. A dynamic modeling approach to simulating socioeconomic effects on landscape changes. **Ecological Modelling**, v. 140, n. 1–2, p. 141–162, maio 2001. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0304380001002629>>.

WARD, J. H. Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function. **Journal of the American Statistical Association**, v. 58, n. 301, p. 236–244, mar. 1963. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1198/016214503000000468>>.

WESTIN, R. 1º Censo do Brasil, feito há 150 anos, contou 1,5 milhão de escravizados. **Agência Senado**, Sociedade, ed. 92, 2022. Disponível em: <<https://www12.senado.leg.br/noticias/especiais/arquivo-s/1o-censo-do-brasil-feito-ha-150-anos-contou-1-5-milhao-de-escravizados>>.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. International Geophysics Series, 2ª ed., San Diego, 2006. 627 p. Disponível em: <<https://sunandclimate.files.wordpress.com/2009/05/statistical-methods-in-the-atmospheric-sciences-0127519661.pdf>>.

ZEMP, D. C. et al. On the importance of cascading moisture recycling in South America. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 23, p. 13337–13359, 15 dez. 2014. Disponível em: <<https://acp.copernicus.org/articles/14/13337/2014/>>.

ZHANG, Y; WALLACE, J.M.; BATTISTI, D. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **Journal of climate**, v. 10, p. 1004-1020, 1997. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1004:ELIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1004:ELIV>2.0.CO;2)>.

ZILLI, M. T. et al. A comprehensive analysis of trends in extreme precipitation over southeastern coast of Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 5, p. 2269–2279, 2 abr. 2016. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.4840>>.

APÊNDICE A - Publicações e trabalhos apresentados em reuniões científicas

A.1: Trabalhos publicados em periódicos, revistas e livros

MACHADO, C.B.; CAMPOS, T.L.O.B.; ABOU RAFEE, S.A.; MARTINS, J.A.; GRIMM, A.M.; FREITAS, E.D. Extreme Rainfall Events in the Macrometropolis of São Paulo: Trends and Connection with Climate Oscillations, **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 60, n. 5, p. 661-675, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JAMC-D-20-0173.1>>.

MACHADO, C.B.; FREITAS, E.D. Projeções de Uso e Cobertura da Terra na Macrometrópole Paulista. **Diálogos Socioambientais**, v. 4, n. 11, p. 36-39, 2021. Disponível em: <<https://periodicos.ufabc.edu.br/index.php/dialogossocioambientais/article/view/556>>.

MACHADO, C. B.; FREITAS, E. D. Mudanças de uso e cobertura da terra na Macrometrópole Paulista. In: JACOBI, P.; et al. (org.) **Governança Ambiental na Macrometrópole Paulista Face à Variabilidade Climática**. São Carlos, SP: RiMA Editorial, 2022. Cap. 16, p. 307 - 324. Disponível em: <https://doi.org/10.55333/rima-978-65-84811-08-9_016>.

ABOU RAFEE, S.A.; FREITAS, E.D.; MARTINS, J.A.; MARTINS, L.D.; DOMINGUES, L.M.; NASCIMENTO, J.M.P.; MACHADO, C.B.; SANTOS, E.B.; RUDKE, A.P.; FUJITA, T.; SOUZA, R.A.F.; HALLAK, R.; UVO, C.B. Spatial Trends of Extreme Precipitation Events in the Paraná River Basin, **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 59, n. 3, p. 443-454, 2020. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0181.1>>.

ABOU RAFEE, S.A.; FREITAS, E.D.; MARTINS, J.A.; MACHADO, C.B.; UVO, C.B. Hydrologic response to large-scale land use and cover changes in the Upper Paraná River Basin between 1985 and 2015. **Reg Environ Change**, v. 21, n. 112, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10113-021-01827-6>>.

SQUIZZATO, R.; NOGUEIRA, T.; MARTINS, L.D.; MARTINS, J.A.; ASTOLFO, R.; MACHADO, C.B.; ANDRADE, M.F.; FREITAS, E.D. Beyond megacities: tracking air pollution from urban areas and biomass burning in Brazil. **npj Clim Atmos Sci**, v. 4, n. 17, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1038/s41612-021-00173-y>>.

ABOU RAFEE, S.A.; UVO, C.B.; MARTINS, J.A.; MACHADO, C.B.; FREITAS, E.D. Land Use and Cover Changes versus climate shift: Who is the main player in river discharge? A case study in the Upper Paraná River Basin. **Journal of Environmental Management**, v. 309, 2022. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2022.114651>>.

A.2: Trabalho a ser publicado em periódico internacional

MACHADO, C.B.; ABOU RAFEE, S.A.; RUDKE, A. P.; BATISTA, L. F. A.; MARTINS, J.A.; FREITAS, E.D. (2022). Simulation of future land use and land cover in a major hydrographic basin in Brazil: support for hydrologic and atmospheric modeling.

A.3: Trabalhos apresentados em reuniões científicas

MACHADO, C.B.; CAMPOS, T.L.O.B.; ABOU RAFEE, S.A.; MARTINS, J.A.; FREITAS, E.D. Bacia Hidrográfica do Paraná: Uma Análise do Regime Pluviométrico, Eventos Extremos e Ocupação do Solo. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 23, 2019, Foz do Iguaçu - PR, Brasil. **Anais...** Porto Alegre - RS: SBRH, 2019. Disponível em: <<https://files.abrhidro.org.br/Eventos/Trabalhos/107/XXIII-SBRH1007-1-20190506-162656.pdf>>.

MACHADO, C.B.; FREITAS, E.D. Urbanização e efeitos na precipitação da Macrometrópole paulista. In: Fórum de Governança Ambiental da Macrometrópole Paulista, 1, Painel 6, 2019, São Paulo - SP, Brasil. **Caderno de resumos...** São Paulo: FAPESP, 2019, p. 248-251. Disponível em: <https://smastr16.blob.core.windows.net/gerco/sites/256/2021/09/i-forum-de-governanca-ambiental-da-macrometropole-paulista_cadernos-resumo.pdf>. (melhor poster na categoria mestres e doutores)

MACHADO, C.B.; ABOU RAFEE, S.A.; FREITAS, E.D. GC21D-1315 - Future land use and land cover simulation and analysis of extreme rainfall events in an important Brazilian hydrographic basin: a support to regional atmospheric modeling. In: AGU Fall Meeting, 100, 2019, San Francisco - CA, USA. **Poster...** San Francisco: AGU, 2019. Disponível em: <<https://agu.confex.com/agu/fm19/meetingapp.cgi/Paper/601638>>.

MACHADO, C.B.; FREITAS, E.D. Future land use and land cover simulation of Paraná River Basin: support to regional atmospheric modeling. In: IV IAG Science Day, São Paulo-SP, 2019.