MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/10.10.14.47-TDI

AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DOS CORPOS D'ÁGUA NA GERAÇÃO OU MODIFICAÇÃO DAS CIRCULAÇÕES LOCAIS NA AMAZÔNIA ORIENTAL

Michell Fontenelle Germano

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 14 de novembro de 2018.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3S29PC5>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/10.10.14.47-TDI

AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DOS CORPOS D'ÁGUA NA GERAÇÃO OU MODIFICAÇÃO DAS CIRCULAÇÕES LOCAIS NA AMAZÔNIA ORIENTAL

Michell Fontenelle Germano

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 14 de novembro de 2018.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3S29PC5>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Germano, Michell Fontenelle.

G317a Avaliação dos efeitos dos corpos d'água na geração ou modificação das circulações locais na Amazônia oriental / Michell Fontenelle Germano. – São José dos Campos : INPE, 2018.
xxvi + 110 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/10.10.14.47-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.
Orientador : Dr. Marcos Daisuke Oyama.

1. Circulações locais. 2. Uso da terra. 3. Brisas. 4. Amazônia oriental. 5. WRF. I.Título.

CDU 551.584.2(811.3)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): ***Michell Fontenelle Germano***

Título: "AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DOS CORPOS D'AGUA NA GERAÇÃO OU MODIFICAÇÃO DAS CIRCULAÇÕES LOCAIS NA AMAZÔNIA ORIENTAL"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de ***Mestre*** em ***Meteorologia***

Dr. Gilberto Fernando Fisch

Presidente / CTA/IAE / SJCampos - SP

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Dr. Marcos Daisuke Oyama

Orientador(a) / IAE/DCTA / SJCampos - SP

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Dra. Julia Clarinda Paiva Cohen

Convidado(a) / UFPA / Pará - PA

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 14 de novembro de 2018

"Life would be tragic if it weren't funny".

Stephen Hawking
(1942-2018)

A meus pais, ***Kátia*** *e* ***Ivanildo****.*

AGRADECIMENTOS

A caminhada durante o mestrado não é fácil. Durante estes 2 anos pude contar com diversas pessoas. Primeiramente gostaria de agradecer os meus pais (Ivanildo e Katia) e família que sempre me apoiaram em todas as minha decisões na vida acadêmica;

Ao meu orientador (Dr. Marcos Oyama), que sempre me deu o suporte acadêmico necessário para o desenvolvimento deste trabalho e, além disso, também foi um grande amigo nessa jornada. Um verdadeiro exemplo a ser seguido;

Aos meus amigos Sildiscley, Vinícius Couto e Jéssica Batista por todo o companheirismo;

Aos meus amigos de apartamento, Lucas Daher e Lucas Pinazza, que vão chorar quando verem o nome deles aqui;

Aos meus amigos Ana Clara Hirata, Igor Tannus e Pedro Santa Rita, que pude encontrar diversas vezes no decorrer do meu mestrado e distrair da intensa rotina;

Ao IAE-CTA e todos os funcionários da ACA que me recepcionaram de braços abertos;

Gostaria de agradecer também algumas ferramentas que foram essenciais no decorrer deste trabalho. Ao Sci-Hub e sua criadora (Alexandra Elbakyan), sem este site, fazer ciência seria muito mais difícil e caro. A ciência deve ser aberta, e não um monopólio capitalista;

À Netflix, que me ajudou a espairecer durante muitos momentos no meu mestrado;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de estudos durante o período de mestrado.

RESUMO

As circulações de brisa na Amazônia Oriental são um dos principais sistemas atuantes na mesoescala, e estão diretamente ligadas a diferentes tipos de superfícies que possuem capacidades térmicas diferentes. Neste trabalho, uma série de testes de sensibilidade numéricos são propostos, a fim de se investigar o papel dos corpos d'água e diferentes usos da terra na formação e/ou modificação das circulações locais na região nordeste do estado do Pará. Para isso, foram criadas 7 diferentes tipos de testes de sensibilidade e uma simulação real em alta resolução, onde os parâmetros de uso da terra no modelo WRF foram modificados, sendo substituídos os corpos d'água por superfície vegetada. Os resultados dos testes de sensibilidade revelam que as baías costeiras impactam a brisa costeira, devido a formação de área de convergência e divergência sobre as baías, prologando a formação da Brisa Marítima (BM). A canalização da BM na entrada da Baía do Marajó provoca uma intensificação da Brisa de Baía (BB), e posteriormente a sua propagação continente adentro. As baías costeiras localizadas nas margens da baía do Marajó, desempenham um papel importante na propagação da BB, causando um retardamento na propagação da BB, devido a uma intensa região convectiva na frente de BB. Próximo a Belém, a baía do Guajará apresenta uma canalização, que em uma menor escala, favorece uma maior propagação da BB. A urbanização da região de Belém revela um efeito de retardamento na propagação da BB, devido a criação de um convergência em baixos níveis causado pela Ilha de Calor Urbana (ICU) e intensificando a brisa fluvial do rio Guamá.

Palavras-chave: Circulações Locais. Uso da Terra. Brisas. Amazônia Oriental. WRF. Teste de Sensibilidade.

EVALUATION OF WATER BODIES EFFECTS ON THE GENERATION AND MODIFICATION OF LOCAL CIRCULATIONS IN EASTERN AMAZON

ABSTRACT

The breeze circulations in Eastern Amazon are one of the main system in the mesoscale, and are directly linked to different types of surfaces that have different thermal capacities. In this work, a series of numerical sensitivity tests are proposed, in order to investigate the role of water bodies and different land use in the formation and/or modification of local circulations in the northeastern region of the state of Pará. For this, 7 different types of sensitivity tests were created and a high-resolution real case simulation was performed, where the parameters of land use in the WRF model were modified, replacing the water bodies by vegetated surface. The results of the sensitivity tests reveal that the coastal bays impact the coastal breeze, due to the formation of areas of convergence and divergence on the bays, prolonging the formation of the Sea Breeze (SB). The channelized flow of the SB at the entrance of the Marajó Bay causes an intensification of Bay Breeze (BB), and later its inland propagation. The coastal bays located on the margins of Marajó Bay play an important role in the propagation of BB, causing a delay in the propagation of BB due to an intense convective region in the BB front. Near Belém, the Guajará bay channelized the northerly flow, which on a smaller scale, favors a greater propagation of the BB. The urbanization of Belém region revealed a delaying effect on the BB propagation due to the creation of a low level convergence caused by the Urban Heat Island (UHI) and intensifying the river breeze from the Guamá river.

Keywords: Local Circulations. Land Use. Breezes. Eastern Amazon. WRF. Sensitivity Test.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 Modelo idealizado de BM. Δz representa a altura de cada ramo da circulação. P_0 e P_1 representam a pressão inicial e final, respectivamente. a e b representam a localização de cada ramo da circulação. 3

2.2 (a) Pressão média ao nível do mar em junho em Jersey e Paris. (b) Diferença de pressão entre Jersey e Paris. 4

2.3 Variação da temperatura potencial ($^{\circ}C$) em Z=250m após 2 horas de integração do modelo (esquerda). Vento horizontal ($m.s^{-1}$) e velocidade vertical ($cm.sec^{-1}$) em Z=250m após 2 horas de integração do modelo (direita). As linhas a esquerda representam a temperatura potencial e a direita a velocidade vertical; os vetores representam o campo de vento. 6

2.4 Porcentagem média de precipitação total diária para 23-02 HL, 05-08 HL, 11-14 HL e 17-20 HL. 9

2.5 Modelo conceitual que mostra os mecanismos que levam a formação da linha de convergência de baixo nível na margem leste do rio Tapajós: (a) distribuição horizontal e (b) seção transversal vertical. 12

3.1 Mapa de localização da área de estudo. 15

3.2 Elevação do terreno (m) de acordo com o modelo para os domínios 1 (a), 2 (b), 3 (c) e 4 (d). 16

3.3 Domínios das grades do modelo. Os pontos marcados no mapa referem-se as estações automáticas de superfície utilizadas para a validação do modelo, correspondentes a "A" Belém, "B" Castanhal, "C" Capitão Poço e "D" Soure. 18

3.4 Transectos analisados nas simulações. 22

3.5 Fluxograma do WPS. A seta vermelha indica onde os dados de uso da terra foram modificados. 23

3.6 Números de pontos modificados para cada categoria de uso da terra. As barras em azul representam o números de pontos modificados para a categoria 10 (Savana) e em vermelho para a categoria 13 (Floresta Tropical). 24

3.7 Categorias dominante de uso da terra de acordo com o modelo. Domínio 2 (a) e domínio 4 (b). 25

3.8 Mudanças nos mapas de uso da terra do modelo: (a) REAL, (b) CTRL, (c) S1, (d) S2, (e) S3, (f) S4, (g) S5 e (h) S6. As categorias de uso da terra podem ser encontradas na Tabela A.1. 26

4.1 Carta sinótica para o dia 18/06/2011 as 00Z (Figura a esquerda) e linhas de corrente e magnitude em 850 hPa ($m.s^{-1}$) para o dia 18/06/2011 (Figura a direita). As linhas de corrente e magnitude representam o escoamento médio diário calculado através das reanálises do ERA-5. 29
4.2 Imagens de satélite para o dia 18/06/2011 do meteosat no canal IR às 00 (a), 08 (b), 14 (c) e 20 (d) UTC. 30
4.3 Direção (painel a esquerda) e velocidade (painel a direita) do vento a 10m para Belém (A e B), Castanhal (C e D), Capitão Poço (E e F) e Soure (G e H), respectivamente, para o dia 18 e 19 de junho de 2011. 32
4.4 Mesmo que Figura 4.3 para temperatura a 2m. 33
4.5 Hodógrafos da anomalia do vento horizontal para Belém (a), Castanhal (b), Capitão Poço (c) e Soure (d) para o dia de estudo. Os pontos nos hodógrafos representam a anomalia horária em cada localidade. 34
4.6 Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para a simulação REAL para o dia 18/06/2011 nos domínios 2 (a,b,c), 3 (d,e,f) e 4 (g,h,i) às 00 (a,d,g), 15 (b,e,h) e 20 (c,f,i) UTC. Os círculos vermelhos destacam os principais padrões encontrados na região e as linhas as regiões de convergência das brisas com o escoamento básico. 37
4.7 Evolução temporal sobre os transectos $\overline{AB}$ (direita) e $\overline{EF}$ (esquerda) para as variáveis temperatura potencial (a,b), vento meridional (c,d) e velocidade vertical (e,f). As áreas hachuradas representam valores máximos entre 4.5 e 6 $m.s^{-1}$ na componente meridional do vento. Os valores representam uma média nos transectos. 39
4.8 Evolução temporal sobre os transectos $\overline{CD}$ para as variáveis temperatura potencial (a), vento meridional (b) e velocidade vertical (c). As áreas hachuradas representam valores máximos entre 4.5 e 6 $m.s^{-1}$ na componente meridional do vento. Os valores representam uma média nos transectos. . . . 40
4.9 Corte vertical às 20 UTC para os transectos $\overline{AB}$ (direita) e $\overline{EF}$ (esquerda) para as variáveis temperatura potencial (a,b), vento meridional (c,d) e velocidade vertical (e,f). As áreas hachuradas representam valores máximos entre 4.5 e 6 $m.s^{-1}$ na componente meridional do vento. 41
4.10 Corte vertical para as 20 UTC para o transecto $\overline{CD}$ para as variáveis temperatura potencial (a), vento meridional (b) e velocidade vertical (c). As áreas hachuradas representam valores máximos entre 4.5 e 6 $m.s^{-1}$ na componente meridional do vento. 42

4.11 Diferença entre simulação REAL e CTRL para temperatura potencial a 2m e vento a 10m às 20 UTC para o domínio 2 (a), domínio 3 (b) e domínio 4 (c). O vetores mostram valores acima de 1.5 $m.s^{-1}$. As regiões destacadas indicam áreas com maiores diferenças entre as simulações REAL e CTRL. . . 44
4.12 Direção (painel a esquerda) e velocidade (painel a direita) do vento a 10m para Belém (A e B), Castanhal (C e D), Capitão Poço (E e F) e Soure (G e H), respectivamente, para o dia 18 e 19 de junho de 2011. 45
4.13 Mesmo que Figura 4.12 para temperatura a 2m. 46

5.1 Transecto $\overline{AB}$. 47
5.2 Evolução temporal do vento meridional a 10m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{AB}$, para as simulações S1 (a), S2 (b) e CTRL (c). A linha sólida representa a localização da baía do Marajó na simulação CTRL. A região destaca da figura indica o momento da mudança de fase, associado com a entrada da BM. 48
5.3 Evolução temporal da temperatura potencial a 2m (°C) sobre o transecto $\overline{AB}$, para as simulações S1 (a), S2 (b) e CTRL (c). A linha sólida representa a localização da baía do Marajó na simulação CTRL. 49
5.4 Evolução temporal da divergência na superfície ($10^{-3}.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{AB}$, para as simulações S1 (a), S2 (b) e CTRL (c). A linha sólida no eixo esquerdo representa a localização da baía do Marajó na simulação CTRL. As linhas pontilhadas sobre o plote representam a região de convergência e os círculos as áreas de divergência que intercalam. 51
5.5 Corte vertical para a variável vento meridional ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{AB}$, para as simulações S1 (a), S2 (b) e CTRL (c). As linhas pontilhadas indicam a mudança de fase associado com a entrada da BM e os círculos indicam a corrente de retorno (CR). Os valores representam uma média nos transectos. 52
5.6 Corte vertical para a variável velocidade vertical ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{AB}$, para as simulações S1 (a), S2 (b) e CTRL (c). Os círculos pontilhados indicam as regiões de intenso movimento ascendente. Os valores representam uma média nos transectos. 53
5.7 Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para a simulação S1 (a,c,d) e diferença entre as simulações CTRL e S1 (b,d,f) às 00,15 e 20 UTC. O vetores no campo de diferença mostram valores acima de 1.5 $m.s^{-1}$ 55
5.8 Modelo conceitual das circulações atuantes no litoral no caso com litoral idealizado retilíneo (a,b) e com baías (c,d). As regiões com sinal "+" denotam divergência e "-" convergência. 57

5.9 Transecto $\overline{CD}$. 58
5.10 Evolução temporal do vento meridional a 10m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{CD}$, para as simulações S2 (a), S3 (b) e S4 (c). As linhas pontilhadas indicam a mudança de fase associado com a entrada da BM (a) e BB (b,c). 59
5.11 Evolução temporal da temperatura potencial a 2m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{CD}$, para as simulações S2 (a), S3 (b) e S4 (c). 60
5.12 Evolução temporal da divergência na superfície ($10^{-3}.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{CD}$, para as simulações S2 (a), S3 (b) e S4 (c). 61
5.13 Corte vertical para a variável vento meridional ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{CD}$, para as simulações S2 (a), S3 (b) e S4 (c). As linhas pontilhadas indicam a mudança de fase associado com a entrada de cada brisa e os círculos indicam a CR. Os valores representam uma média nos transectos. 62
5.14 Corte vertical para a variável velocidade vertical ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{CD}$, para as simulações S2 (a), S3 (b) e S4 (c). Os círculos pontilhados indicam as regiões de intenso movimento ascendente em cada simulação. Os valores representam uma média nos transectos. 63
5.15 Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para a simulação S3 (a,c,d) e diferença entre as simulações S4 e S3 (b,d,f) às 00,15 e 20 UTC. O vetores no campo de diferença mostram valores acima de 1.5 $m.s^{-1}$ 65
5.16 Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para as simulações S2 (a,c) e S4 (b,d) às 15 (painel esquerdo) e 20 UTC (painel direito). Os círculos vermelhos destacam os principais padrões encontrados. 67
5.17 Vento a 10m e divergência na superfície ($10^{-3}.s^{-1}$) para as simulações S2 (a,c) e S4 (b,d) às 15 (painel esquerdo) e 20 UTC (painel direito). Os círculos vermelhos destacam os principais padrões encontrados. 69
5.18 Transecto principal $\overline{EF}$ e auxiliares: $\overline{GH}$ (linha azul) e $\overline{IJ}$ (linha vermelha). 70
5.19 Evolução temporal do vento meridional a 10m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S4 (a), S5 (b) e CTRL (c). As linhas solidas indicam as bandas leste (E) e oeste (W) dos transectos; as linhas pontilhadas indicam a regiões onde ocorre as mudanças de fases no vento associado com a entrada de cada brisa. 72
5.20 Evolução temporal do vento zonal a 10m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto auxiliar $\overline{GH}$, para as simulações S4 (a), S5 (b) e CTRL (c). As linhas pontilhadas indicam a mudança de fase na componente zonal do vento, associado com a propagação da BB. 73
5.21 Evolução temporal da temperatura potencial a 2m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S4 (a), S5 (b) e CTRL (c). 74

5.22 Corte vertical sobre o transecto auxiliar $\overline{GH}$, para as variáveis velocidade vertical (sombreado) em $m.s^{-1}$ (a,c,e) e vento zonal (sombreado) em $m.s^{-1}$ (b,d,f) às 20 UTC para a simulações S4 (a,b) e S5 (c,d). Os vetores representam o produto entre w (velocidade verical) e v (vento meridional). 76
5.23 Mesmo que Figura 5.22 para a simulação CTRL. 77
5.24 Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para a simulação S4 (a,c,d) e diferença entre as simulações S5 e S4 (b,d,f) às 00,15 e 20 UTC. O vetores no campo de diferença mostram valores acima de 1.5 $m.s^{-1}$ 79

6.1 Transecto principal $\overline{EF}$ e auxiliares: $\overline{GH}$ (linha azul) e $\overline{IJ}$ (linha vermelha). 81
6.2 Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para a simulação S6 (painel esquerdo) e CTRL (painel direito) às 19 (a,b) e 20 (c,d) UTC. Os círculos vermelhos indicam a localização do ICU e a convergência na superfície, enquanto os círculos azuis indicam o fluxo de vento próximo da cidade . . . 83
6.3 Vento a 10m e divergência em 10m ($10^{-3}.s^{-1}$) para as simulações S6 (a,c) e CTRL (b,d) às 19 (a,b) e 20 (c,d) UTC. 84
6.4 Evolução temporal do vento meridional a 10m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S6 (a) e CTRL (b). As linhas pontilhadas indicam a mudança de fase na componente meridional do vento associado com a entrada da brisa em cada banda do transecto. 85
6.5 Evolução temporal da temperatura potencial a 2m (°C) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S6 (a) e CTRL (b). 86
6.6 Corte vertical para a variável vento meridional ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S6 (a) e CTRL (b). Os círculos pontilhados representam a localização da brisa fluvial do Guamá. 87
6.7 Corte vertical para a variável velocidade vertical ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S6 (a) e CTRL (b). Os círculos pontilhados indicam as regiões de intenso movimento ascendente em cada simulação. 88
6.8 Corte vertical sobre o transecto auxiliar $\overline{IJ}$, para as variáveis vento meridional (sombreado) em $m.s^{-1}$ (a,b) e velocidade vertical (sombreado) em $m.s^{-1}$ (c,d) para a simulação S6 (a,c) e CTRL (b,d) às 19 UTC. Os vetores representam o produto entre w (velocidade verical) e v (vento meridional). Os vetores vermelho pontilhados indicam a brisa fluvial do rio Guamá. 90
6.9 Mesmo que Figura 6.8 para as 20 UTC. 91
6.10 Anomalia horária mensal da componente meridional (esquerda) e zonal (direita) para o período de 2003 a 2013 em Belém. 93

6.11 Corte vertical sobre o transecto auxiliar $\overline{IJ}$, para o gradiente do número de Richardson (sombreado) às 20 UTC (a,b) e 23 UTC (c,d) para as simulação S6 (a,c) e CTRL (b,d). Os vetores representam o produto entre w (velocidade verical) e v (vento meridional) 95

B.1 Direção (painel a esquerda) e velocidade (painel a direita) do vento a 10m em diferentes domínios do modelo para Belém (A e B), Castanhal (C e D), Capitão Poço (E e F) e Soure (G e H), respectivamente, para o dia 18 e 19 de junho de 2011. 109

B.2 Mesmo que Figura B.1 para temperatura a 2m. 110

LISTA DE TABELAS

Pág.

3.1 Parametrizações do modelo 19
3.2 Configuração do uso da terra para cada simulação (azul: água; marrom: terra; verde: vegetação natural; cinza: área urbana). 21

4.1 Métricas estatísticas para cada localidade no dia de estudo. 36

A.1 24 categorias de uso da terra de acordo com o USGS. As categorias em negrito estão presentes na região. As categorias com * correspondem a uso da terra antrópico. 107

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BM	–	Brisa Marítima
BT	–	Brisa Terrestre
CMORPH	–	CPC MORPHing technique
BF	–	Brisa Fluvial
MIF	–	Microlinha de Instabilidade Fluvial
RAMS	–	Regional Atmospheric Modeling System
WRF	–	Weather Research and Forecasting
BB	–	Brisa de Baía (Brisa Fluvial proveniente do Marajó)
WPS	–	WRF Preprocessing System
INMET	–	Instituto Nacional de Meteorologia
mE	–	Erro Médio
mAE	–	Erro Médio Absoluto
RMSE	–	Erro Médio Quadrático
SCM	–	Sistema Convectivo de Mesoescala
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical
ICU	–	Ilha de Calor Urbana

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 3

2.1 Como se Formam as Circulações de Brisas? 3

2.2 O Que Pode Influenciar as Brisas? 5

2.2.1 Complexidade do Terreno 5

2.2.2 Propagação das Brisas: Outros Aspectos 7

2.3 Circulações de Brisa na Amazônia 8

2.4 Uso da Terra em Simulações Numéricas na Amazônia 13

3 DADOS E METODOLOGIA 15

3.1 Área de Estudo 15

3.2 Simulações Numéricas 17

3.3 Configurações dos Testes de Sensibilidade 19

3.4 Validação do Modelo e Dados Observacionais 27

4 ESTUDO DE CASO 29

4.1 Validação do Modelo e Condições Sinóticas 29

4.2 Simulação REAL 36

4.3 Comparação Simulação REAL e CTRL 42

5 TESTES DE SENSIBILIDADE 47

5.1 Sensibilidade da Brisa Costeira 47

5.2 Sensibilidade da Brisa Fluvial 57

5.2.1 Aspectos Particulares da Brisa Fluvial 66

5.3 Sensibilidade das Circulações Locais 69

6 EFEITOS DA ANTROPIZAÇÃO E CIRCULAÇÕES DE MENOR ESCALA 81

6.1 Efeitos Urbanos nas Circulações Locais 81

6.1.1 Análise do Transecto $\overline{EF}$ 85

6.1.2 Análise do Transecto Auxiliar $\overline{IJ}$ 88

6.1.3 Observações sobre Belém 92

6.2 Aspectos Particulares das Circulações Locais: Instabilidade de Kelvin-Helmholtz 93

7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 97

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 99

ANEXO A - CATEGORIAS DE USO DA TERRA 107

ANEXO B - DIREÇÃO, VELOCIDADE DO VENTO E TEMPERATURA EM DIFERENTES DOMÍNIOS 109

1 INTRODUÇÃO

A floresta Amazônica é uma das maiores florestas tropicais do mundo. Em termos meteorológicos, esta região apresenta uma gama de sistemas que atuam em diversas escalas. Na mesoescala, pode-se destacar as circulações de brisas como um dos mais importantes para a Amazônia oriental, as quais podem variar desde terrestre ou marítima próximo a regiões costeiras (KOUSKY, 1980; GERMANO et al., 2017), a fluvial próximo a grandes rios (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1994; SILVA DIAS et al., 2004; LU et al., 2005; MATOS; COHEN, 2016).

Diversos estudos vêm demonstrando a importância da circulação de brisas para o ciclo diurno de precipitação (KOUSKY, 1980; NEGRI et al., 1994; GERMANO et al., 2017). Em um dos primeiros estudos para a Amazônia Oriental, Kousky (1980) mostra que a variação diurna da precipitação próxima a áreas costeiras experimenta um máximo de precipitação no período noturno até o início da manhã devido a convergência entre o fluxo médio de ar próximo a superfície e procedente do oceano, e o fluxo superficial do continente para o mar, devido a brisa terrestre; esta variação fica clara com os dados observacionais entre Soure (próxima ao litoral) e Belém (cidade mais continental). Além disso, estudos discutem o papel das brisas como possível disparador de processos convectivos (CAVALCANTI, 1982; COHEN et al., 1995; OLIVEIRA, 2017).

Germano et al. (2017) mostram em um estudo observacional a atuação de diversos tipos de brisas no nordeste do estado do Pará. Em Belém, os autores detectam a presença da brisa fluvial atuando entre 12-00 UTC no quadrante de noroeste, sendo observada regularmente durante o ano inteiro. Santos et al. (2013) em seu estudo detecta a influência da brisa fluvial no ciclo de precipitação, favorecendo maiores acumulados no final da tarde e início da noite. Embora estes estudos tenham demonstrado observacionalmente a presença de circulações de brisa na região, particularmente da brisa fluvial vinda da Baía do Marajó, ainda não está claro a presença da brisa marítima e terrestre em Belém, tampouco foi explorada com detalhes a influência da Baía do Guajará e rio Guamá, corpos d'água que circundam a cidade.

A influência das circulações locais vem sendo estudada em outras localidades Amazônicas, próximo a grandes rios. Cohen et al. (2014) em um estudo utilizando radar em Santarém, na confluência do rio Tapajós e Amazonas, evidenciam a importância da circulação de brisa fluvial no ciclo diurno de precipitação. Durante a noite, o máximo de precipitação foi encontrado ao longo do rio Amazonas, enquanto que durante o período diurno, os máximos se localizaram nas margens dos rios, reforçando assim o impacto das circulações locais na climatologia local.

Na Amazônia oriental ainda são poucos os estudos com modelos numéricos em alta resolução para a análise e detecção das circulações locais. Matos e Cohen (2016), utilizando um modelo numérico, foram capazes de detectar a formação de um microlinha de instabilidade decorrente da confluência do escoamento básico com a brisa fluvial em Belém. Silva Dias et al. (2004), em seu estudo para Santarém, demonstraram através de simulações numéricas em alta resolução a formação de uma única célula sobre o Rio Tapajós, permitindo uma caracterização dos padrões associados com a circulação de brisa fluvial na região.

Vale ressaltar que características locais de cada região tem um grande papel na manutenção e/ou modificação das circulações locais. Ezber et al. (2015a), em uma série de testes de sensibilidade numéricos, evidenciaram os efeitos da geografia local nas circulações locais em Istambul na Turquia. Dentre os seus resultados, foi possível constatar que a ilha de calor urbana impede a entrada da brisa marítima, enquanto que o canal localizado na região provoca um efeito de canalização do escoamento. Além disso, foi possível identificar que o escoamento de grande escala, quando muito intenso, impediu a formação da brisa marítima.

Devido ao grande impacto que as características fisiográficas causam nas circulações locais, algumas questões podem ser levantadas para a Amazônia oriental, como: **Qual o papel dos corpos d'água na formação ou manutenção das circulações locais? A região é cercada por inúmeros corpos d'água. Qual corpo d'água tem maior impacto? O que poderia impactar essas circulações?** Estas questões científicas são umas das principais motivações deste estudo.

Consequentemente, este trabalho tem como objetivo verificar a influência dos corpos d'água nas circulações de mesoescala sobre uma localidade específica da Amazônia Oriental - Belém-PA - por meio de testes de sensibilidade numéricos. A fim de se alcançar o objetivo geral deste trabalho, propõem-se os seguintes objetivos específicos:

- Realizar testes de sensibilidade em diferentes condições de superfície idealizadas;
- Identificar padrões característicos das circulações em cada teste de sensibilidade;
- Analisar um evento real em simulação de alta resolução;

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Como se Formam as Circulações de Brisas?

A circulação de brisas é um dos fenômenos meteorológicos mais conhecido na literatura, sendo classificado na mesoescala β, de acordo com Orlanski (1975). O conhecimento humano acerca da Brisa Marítima (BM) é tão extenso que um dos primeiros registros do conhecimento é encontrado na Grécia antiga. Simpson (1994) descreve que os pescadores Gregos tiravam vantagem do conhecimento empírico da BM e Brisa Terrestre (BT) para a navegação no Mediterrâneo. Em geral, eles zarpavam logo após o pôr do sol, a fim de aproveitar a BT, e na sua volta, usavam a BM para retornar aos portos pela manhã.

Antes de abordar aspectos mais complexos das circulações de brisas, é necessário se descrever os processos básicos da formação das brisas. A BM, se inicia com a diferença entre temperatura do ar sobre o continente (Ta) e no oceano (Tb). Esta diferença (Ta - Tb) se torna positiva após o nascer do sol, promovendo um fluxo do oceano para o continente (HAURWITZ, 1947). Durante a noite, estas condições se invertem, causando um fluxo contrário, saindo do continente em direção ao mar; esta circulação é denominada de BT. Estas circulações estão ilustradas na Figura 2.1.

Figura 2.1 - Modelo idealizado de BM. Δz representa a altura de cada ramo da circulação. P_0 e P_1 representam a pressão inicial e final, respectivamente. a e b representam a localização de cada ramo da circulação.

Fonte: Adaptado de Haurwitz (1947).

As variações na pressão, juntamente com um gradiente de temperatura, são um dos principais pilares para a formação da BM, como mostrado acima. Simpson (1994) mostra esta variação sobre uma ilha costeira (Jersey) e uma cidade continental (Paris). A Figura 2.2a mostra a pressão sobre essas duas localidades. Observa-se a presença de duas ondas, sendo assim chamado de maré barométrica. A primeira estando associada com a atração gravitacional do sol e lua produzida sobre o oceano. A segunda, com maior relevância para este estudo, é produzida pelas variações de temperatura próximo a superfície, esta onda térmica origina as brisas terrestre e marítima. Diferentemente da primeira onda, esta não depende apenas da latitude e estação do ano. Quando analisado a diferença entre as duas localidades 2.2b, observa-se a presença de uma única onda diurna, associado com o aquecimento na superfície.

Figura 2.2 - (a) Pressão média ao nível do mar em junho em Jersey e Paris. (b) Diferença de pressão entre Jersey e Paris.

Fonte: Simpson (1994)

2.2 O Que Pode Influenciar as Brisas?

Apesar das brisas se formarem através de um simples mecanismo físico, muitos estudos vêm mostrando que diversos fatores podem modificar a sua estrutura e/ou formação, que variam desde as condições fisiográficas da região de atuação até condições atmosféricas específicas. Alguns destes aspectos que podem influenciar na formação e/ou geração das brisas serão abordados brevemente nas duas próximas seções.

2.2.1 Complexidade do Terreno

Neumann (1951), mostra os efeitos da curvatura do litoral na convergência ou divergência da BM ou BT na superfície. O autor mostra que onde a linha da costa é côncava em direção do mar, a BM diverge em baixo níveis, enquanto que a BT converge; o inverso ocorre em regiões costeiras convexas.

McPherson (1970), em um estudo numérico, mostra a influência de baías litorâneas na BM. Em seus resultados, o autor evidencia que devido as baías litorâneas, o campo de temperatura potencial na superfície apresenta-se assimétrico em relação a costa. Além disso, há a formação de dois centros de convergência a direita da baía, sobre a costa, e divergência no centro da baía (Figura 2.3). As baías causam estas distorções iniciais, devido a formação de centros de divergência e convergência, porém estas distorções diminuem com o avanço desta zona se convergência continente adentro. O autor atribui esta assimetria a aceleração de coriolis.

Figura 2.3 - Variação da temperatura potencial ($^{\circ}C$) em Z=250m após 2 horas de integração do modelo (esquerda). Vento horizontal ($m.s^{-1}$) e velocidade vertical ($cm.sec^{-1}$) em Z=250m após 2 horas de integração do modelo (direita). As linhas a esquerda representam a temperatura potencial e a direita a velocidade vertical; os vetores representam o campo de vento.

Fonte: McPherson (1970)

Outro aspecto importante, no que diz respeito da complexidade do terreno, é a presença de grandes baías e lagos. Physick e Byron-Scott (1977) identifica a presença de uma brisa oceânica (formada no Golfo de St. Vicent, na Austrália) e marítima (que se forma no Índico). Estas brisas foram detectadas em lados opostos da costa e causaram impactos diretos no vento (direção e velocidade), umidade e temperatura.

Physick (1976) em outro estudo numérico, mostra que a largura de um golfo ou lago pode impactar o desenvolvimento das brisas. O autor descreve em seus resultados que quando o tamanho do lago é aumentado, a brisa lacustre que se origina deste corpo d'água tem maior intensidade e penetração. Este efeito foi atribuído a maiores gradientes térmicos na interface terra-lago na simulação com um lago mais largo, criando uma brisa lacustre

mais intensa.

O uso da terra também vem sendo mostrado como um importante modulador das brisas. Ezber et al. (2015a), Ezber et al. (2015b) em uma série de simulações para Istanbul na Turquia, encontraram diferenças importante em diferentes cenários de uso da terra e condições meteorológicas. As simulações numéricas revelaram a Ilha de Calor Urbana (ICU), promove um atraso na penetração da BM proveniente do sul (Mar Marmara), devido a uma convergência em baixos níveis. No canal de Bosphorus, foi encontrado uma importante canalização do vento, e a topografia foi responsável por uma intensificação no escoamento. Além disso, o ambiente de grande escala (escoamento básico), modula a penetração da BM, enquanto que o gradiente de temperatura na interface terra-mar modifica a duração e extensão das brisas.

2.2.2 Propagação das Brisas: Outros Aspectos

A subseção 2.2.1 abrangeu alguns estudos que mostramram como a complexidade do terreno pode afetar as brisas, tanto na sua penetração como geração. Nesta subseção serão abordados aspectos que também afetam a brisa, com foco na sua propagação continente adentro.

Miller et al. (2003) destaca e sumariza os principais mecanismos associados com a penetração da brisa continente adentro. Entre eles, o autor destaca:

a) Magnitude e direção do vento em escala sinótica/escoamento básico: em geral em regiões com forte escoamento básico, limita a penetração da brisa. Um escoamento calmo, com ventos fracos favorece a penetração da BM;
b) Gradiente de temperatura na interface terra-água e/ou terra-rio: Um gradiente de temperatura positivo de mínimo 5° C é necessário para uma maior propagação da brisa;
c) Fricção vertical (Instabilidade de Kelvin-Helmholtz): A Instabilidade de Kelvin-Helmholtz diminui a penetração da continente adentro;
d) Estabilidade termodinâmica nas massas de ar continentais: A brisa pode inicialmente avançar mais em uma massa de ar bem misturada, o que pode, em contrapartida, favorecer a formação da Instabilidade de Kelvin-Helmholtz;
e) Coriolis: Coriolis impede a propagação "infinita" da BM, rotacionando o vento até se tornar paralelo a costa;
f) Rugosidade da superfície: Superfícies mais rugosas tendem a diminuir a penetração da brisa;
g) Topografia: A topografia, dependendo da sua posição, pode ajudar ou obstruir

a propagação da brisa;

h) Interações com outros sistemas de mesoescala: A interação da brisa com outras circulações de mesoescala pode diminuir a propagação da brisa, ou até mesmo obstruir completamente.

2.3 Circulações de Brisa na Amazônia

Apesar da dinâmica das brisas serem amplamente conhecidas, na Amazônia estudos dessas circulações ainda são escassos e recentes. Kousky (1980), em um dos primeiros estudos de brisas na Amazônia, mostra a importância da circulação de BM na região Norte/Nordeste do Brasil. Em seus resultados, o autor constata que a influência da frente de brisa é notória devido ao horário de ocorrência da precipitação no continente, entre 12-18 UTC, durante o período de desenvolvimento da BM. No entanto, durante o período da noite, este fluxo de contrapõe ao da BT, produzindo uma zona de convergência ao longo da costa. Kousky (1980) também evidencia que a precipitação em Soure ocorre em um horário mais cedo do que em Belém devido a sua proximidade ao oceano, experimentando um máximo de precipitação durante o final da tarde, período este em que a frente de brisa está se formando, enquanto Belém presencia um pouco mais tarde.

Janowiak et al. (2005) mostraram em estimativas de precipitação através da técnica *CPC MORPHing technique* (CMORPH) que o ciclo diurno de precipitação pode ser altamente modulado pela circulação de BM. Em seus resultados, os autores também sugerem que a BM produz um máximo noturno em áreas até aproximadamente 300 km continente adentro, conforme demonstrado pela Figura 2.4

Além dos exemplos clássicos que foram retratados nas seções anteriores, na Amazônia temos também a circulação de Brisa Fluvial (BF), o que se torna de extrema importância devido aos diversos rios presentes na região. Esta circulação, assim como na BM, ocorre também devido a um gradiente térmico entre um corpo d'água e a terra. Porém, neste caso, um rio (ou uma baía) é o principal corpo d'água presente na região. Estas circulações são capazes de gerar diferentes distribuições espaço-temporais de precipitação, afetando diretamente o tempo e clima da região (SILVA DIAS et al., 2004; MATOS; COHEN, 2016; GERMANO et al., 2017).

Oliveira e Fitzjarrald (1993) detectaram através de observações a presença de um BF e criaram uma climatologia do regime de vento na região de Manaus. Os autores confirmam a presença da BF através do giro do vento próximo a superfície, induzido pela gradiente térmico entre os rios e florestas adjacentes. Durante o período da tarde, esse escoamento demonstrou-se no sentido rio-continente. Além disso, a BF demonstrou-se influenciada

pela sazonalmente pelos períodos de cheia e seca da região, tendo uma maior propagação nos meses entre julho a dezembro, atribuído a um maior aquecimento sobre o continente.

Figura 2.4 - Porcentagem média de precipitação total diária para 23-02 HL, 05-08 HL, 11-14 HL e 17-20 HL.

Fonte: Adaptado de Janowiak et al. (2005)

Oliveira e Fitzjarrald (1994) encontraram evidências da presença de circulações de BF próximo aos grandes rios da Amazônia através do uso de um modelo linear. A BF demonstrou-se extremamente ligada ao gradiente térmico, estabilidade estática e fricção, tendo um alcance de até 20 km continente adentro. Foi possível também evidenciar também o giro na direção do vento devido a BF.

Silva Dias et al. (2004) detectaram a presença da BF em Santarém, cidade localizada na

confluência dos rios Tapajós e Amazonas. Observou-se a presença de uma célula dupla sobre o Amazonas e uma célula única sobre o Tapajós, ambas ocorrendo durante o dia. A existência de um célula única sobre o Tapajós foi atribuída à geografia da região, devido ao rio Tapajós ser perpendicular ao escoamento básico. No Amazonas, que se encontra paralelo em relação ao escoamento básico, o modelo simulou uma estrutura esperada de célula dupla. Através de imagens de satélite, observou-se a presença de uma linha de cúmulos localizada na margem leste do Tapajós, confirmando a presença de uma confluência em baixos níveis gerada pela BF.

Lu et al. (2005), em seu estudo para Santarém, investigaram as circulações de meso-escala e variações de CO_2 por meio de simulações numéricas. Observou-se que zonas de convergência de baixo níveis, formadas na margem leste do Tapajós, não se formam somente em situações onde sistemas de escala sinótica estão atuando, reduzindo o escoamento básico, mas também em situações de intenso escoamento médio. A topografia e as características da paisagem local, juntamente com diferenças distintas na rugosidade entre corpos d'água e terra, criam um efeito de canalização no escoamento local, forçando mecanicamente o vento a desviar do rio Amazonas para o Tapajós (Figura 2.5).

Souza (2007), através de uma série de simulações numéricas para a região da foz do rio Amazonas, identifica a formação de diversas circulações locais, dentre elas: do tipo vale-montanha, brisa fluvial e marítima. Os testes de sensibilidade identificaram que a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) intensifica as brisas e consequentemente um aumento da precipitação em decorrência dessas circulações. A presença de um escoamento básico mais forte inibiu a formação de uma corrente de retorno, tanto da BF como da BM.

Fitzjarrald et al. (2008), em um estudo observacional, verificaram a variabilidade da precipitação em Satarém. Os autores detectam que estações próximo a rios não presenciam a chuva da tarde proveniente da BF, devido a proximidade da subsidência que ocorre sobre o rio na célula de BF. No entanto, esta precipitação foi compensada por chuvas noturnas. A BF do rio Amazonas demonstrou-se mais intensa e com mais impactos na precipitação do que a BF do Tapajós.

Outro estudo observacional recente, conduzido na cidade de Manaus (SANTOS et al., 2014), mostrou a influência das circulações locais na precipitação e transporte de umidade. Os autores puderam identificar que entre as 9 e 18 HL, ventos do rio em direção as estações meteorológicas são frequentes, indicando a presença da BF. Estes ventos ajudam no transporte de umidade para Manaus. No sentido contrário, ventos saindo da cidade em direção aos rios (BT) também foram encontrados, porém com menor frequên-

cia. Esta circulação se demonstrou mais frequente durante a noite e início da manhã. Os efeitos de ambas as circulações se demonstraram mais intensos durante a estação menos chuvosa. Na precipitação, o efeito das circulações foi notório durante a tarde, quando houve valores máximos (mínimos) de precipitação sobre a cidade (rios) devido a convergência (divergência) em baixos níveis causadas pelas células de circulação locais. Durante o início da manhã, os máximos valores de precipitação foram encontrados sobre os rios, evidenciando a presença da BT.

Figura 2.5 - Modelo conceitual que mostra os mecanismos que levam a formação da linha de convergência de baixo nível na margem leste do rio Tapajós: (a) distribuição horizontal e (b) seção transversal vertical.

Fonte: Lu et al. (2005).

Santos (2017) afirma que a diferente partição de energia em situações de secas e cheias nos rios pode intensificar ou desintensificar as circulações locais. O autor em seus resultados evidencia que a BF promove o movimento vertical sobre o continente, alterando a

estrutura vertical de umidade e temperatura. As cheias que ocorrem sazonalmente nos rios da Amazônia foram associadas com intensificação das BF, propagando-as mais rapidamente sobre o continente e promovendo um intenso movimento vertical, alterando o transporte de massa e calor. A variação de rugosidade entre diferentes superfícies também foi observada como um importante fator para as circulações locais, alterando também o transporte de massa e calor. O autor infere que as BF são mais pronunciadas em anos com maiores volumes de precipitação, do que em anos de seca.

Para a região de Belém, alguns estudos recentes mostram a atuação das circulações de brisas nesta região. Santos et al. (2013) em um estudo observacional detectaram que a precipitação tanto no período chuvoso quanto no menos chuvoso concentrou-se mais no período da tarde quando houve na direção do vento de nordeste para sudeste/sudoeste, acompanhado com uma diminuição da velocidade do vento. Os autores demonstram também estatisticamente através da análise de componentes principais o giro horário do vento de NE para SE/SO estaria relacionado à ocorrência das BM e BF. No entanto, a direção do vento encontrada por Santos et al. (2013) para a BF divergem dos resultados encontrados tanto por Germano et al. (2017) quanto por Matos e Cohen (2016).

Matos e Cohen (2016) detectaram a presença de um sistema que se forma na margem leste da Baía do Marajó, devido BF; este sistema foi denominado de Microlinha de Instabilidade Fluvial (MIF). Em seus resultados, os autores observaram que o vento meridional passa a ser de norte entre 17:00 e 21:00 UTC, indicando a entrada de ar vindo da baía do Marajó na região. A partir da confluência entre o escoamento de leste e a BF, houve a formação da MIF e consequentemente sua propagação para oeste. A MIF atingiu em sua fase inicial cerca de 6 km de profundidade, enquanto que se intensificou sobre a baía do Marajó, atingindo 13 km de profundidade.

Germano et al. (2017) mostraram os diferentes tipos de circulações de brisa presentes no nordeste paraense. Foi observado que a Brisa Marítima (BM) tem um horário preferencial de ocorrência entre 09-21 UTC, variando de acordo com a continentalidade da região. A BT também foi possível ser identificada através de um máximo secundário na direção do vento, acompanhado com uma redução na velocidade do vento; a BT pode ser identificada entre 00-12 UTC. Em Belém, ao contrário das outras localidades estudadas, foi possível encontrar a presença da BF atuando entre 12-00 UTC no quadrante de noroeste, sendo observada regularmente durante o ano inteiro.

Wanzeler (2018) em seu estudo, encontrou os principais padrões das brisas que atuam sobre Belém-PA e Alcântara-MA durante o trimestre menos chuvoso na região (Setembro-Outubro-Novembro). O autor em seus resultados detecta a presença da Brisa de Baía

(Brisa Fluvial) e Brisa costeira (Marítima e terrestre). Em Belém, a Brisa de Baía teve seu início entre 13 e 17 UTC, com uma expressiva mudança na direção do vento. Verificou-se em Belém a presença de uma nebulosidade estacionária sobre Belém, que foi associado a possíveis efeitos dos corpos d'água adjacentes. Além disso, centros de divergência e convergência foram encontrados nas simulações, afetando diretamente na transição da BT (noite) para BM (manhã).

2.4 Uso da Terra em Simulações Numéricas na Amazônia

Para avaliar a sensibilidade das circulações locais a diferentes condições de superfície, será necessário alterar o uso da terra na região de estudo. Diversos trabalhos abordam o uso da terra em diferentes modelos numéricos na Amazônia. Nesta seção serão mostrados alguns estudos que abordam este tema.

Roy e Avissar (2002), usando o modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) não-hidrostático com resolução horizontal de 1km na grade mais interna, investigaram o impacto do uso da terra na formação de circulações de mesoescala na Amazônia. Verificou-se que a heterogeneidade da superfície funciona como um gatilho para a formação de circulações de mesoescala. Mesmo em situações onde o efeito da escala sinótica se torna evidente, estas circulações não se dissipam, apenas enfraquecem e se deslocam. Estas circulações também influenciam no transporte de calor e umidade, bem como na partição de energia. Quando se considerou uma superfície homogênea, essas circulações não se desenvolveram.

Gandu et al. (2004), também usando o modelo RAMS para simulações de desflorestamento na Amazônia oriental (resolução horizontal de 50 km na grade mais interna), detectaram que o desflorestamento não causaria uma redução de precipitação generalizada na região, como previsto em estudos até aquele momento. O impacto do diferente uso da terra em algumas regiões como a costa do Amapá, leste da ilha do Marajó e em torno de grandes rios, resultaria em redução da cobertura de nuvens e precipitação. Por outro lado, sobre algumas regiões montanhosas no Pará e norte do Rio Amazonas, o modelo previu um aumento na cobertura de nuvens e precipitação. A mudança no uso da terra de floresta para pastagem também modificou a umidade na superfície devido à diminuição da convergência de umidade na superfície.

Silva et al. (2008), em simulações numéricas com o modelo RAMS (resolução horizontal de 20 km), encontraram importantes impactos do uso da terra em diferentes cenários. Observou-se que a precipitação diminui com o aumento do desflorestamento, e a magnitude deste impacto demonstrou-se dependente do regime climático predomi-

nante. Verificou-se que em anos de El Niño a intensidade destes impactos foi maior, com destaque para as regiões sul e oeste da Amazônia. Além disso, os autores puderam verificar que o desflorestamento pode impactar sistemas de mesoescala, como as linhas de instabilidade, afetando a sua propagação para oeste. Similarmente ao encontrado por Gandu et al. (2004), verificou-se um aumento na velocidade do vento como um resultado do desflorestamento.

Os trabalhos apresentados nesta seção nos dão uma visão geral da importância do uso da terra na formação e/ou modificação da circulação e das variáveis meteorológicas em diversas escalas. É importante ressaltar que a heterogeneidade da superfície é um dos principais agentes para a formação de circulações locais e vem sendo amplamente discutido em diversos outros estudos (SILVA DIAS; REGNIER, 1996; SOUZA et al., 2000; WANG et al., 2000).

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Área de Estudo

A área de estudo corresponde à maior cidade da Amazônia Oriental brasileira, Belém-PA (Figura 3.1) (população: 1.393.399[1]). Esta cidade está localizada nas margens da Baía do Guajará, com intensa verticalização predial e a cerca de 100 km do litoral. De acordo com Souza Filho (2005), a costa nordeste do estado do Pará é composta por inúmeras baías no litoral, que entende-se desde o litoral oeste do Maranhão até a Baía do Marajó. O terreno torna-se ainda mais complexo próximo a Belém, onde encontram-se duas grandes baías (do Marajó e Guajará) e o rio Guamá a sul da cidade. A Baía do Marajó é maior próxima a cidade e a Baía do Guajará circunda a parte oeste da cidade.

Figura 3.1 - Mapa de localização da área de estudo.

Fonte: Produção do Autor.

[1]De acordo com o último censo de 2010 do IBGE.

A elevação do terreno de acordo com o modelo para a região de estudo em cada domínio é apresentado na Figura 3.2. Observa-se que a região não apresenta grandes elevações em geral, com exceção a sul do domínio 1 (Figura 3.2a,b), onde o modelo apresenta elevações por volta de 200 m. Nos domínios mais internos (Figura 3.2c,d), verifica-se que a região não apresenta grandes elevações, sendo maior parte do terreno abaixo de 40 m. Em geral o modelo representa de forma satisfatória a topografia da região de estudo.

Figura 3.2 - Elevação do terreno (m) de acordo com o modelo para os domínios 1 (a), 2 (b), 3 (c) e 4 (d).

(a) d01 (b) d02

(c) d03 (d) d04

Fonte: Produção do Autor.

3.2 Simulações Numéricas

O modelo numérico utilizado no estudo foi o *Weather Research and Forecasting* (WRF) V 3.9.1.1. Uma descrição detalhada do funcionamento do modelo pode ser encontrada em Skamarock et al. (2008). Foram utilizadas 4 grades aninhadas nas simulações (Figura 3.3): a primeira com espaçamento horizontal de 9 km e 71x70 pontos de grade; a segunda com 3 km e 88x91 pontos; a terceira com 1km e 91x97 pontos; e uma grade mais refinada centrada sobre Belém com espaçamento de 0.3km e 148x160 pontos. O número de níveis na vertical foi de 45 em todas as grades. O passo de tempo foi de $5\Delta x$ conforme Wang et al. (2017), e tempo de integração de 60h. As condições iniciais e de contorno foram obtidas das reanálises do *ERA 5*, com espaçamento horizontal de 0.25° horários (HERSBACH; DEE, 2016). As primeiras 12 horas foram descartadas como *spin-up*. As parametrizações que foram utilizadas nas simulações estão mostradas na Tabela 3.1; a escolha das parametrizações se basearam em Oliveira (2017). A parametrização de cumulus foi ligada apenas no domínio mais externo (9km). De acordo com Hong et al. (2004), o esquema de microfísica utilizado nas simulações (WSM3), considera 3 principais classes: vapor, nuvem/gelo e chuva/neve. Não foi utilizado nas simulações o pacote urbano do WRF.

Figura 3.3 - Domínios das grades do modelo. Os pontos marcados no mapa referem-se as estações automáticas de superfície utilizadas para a validação do modelo, correspondentes a "A" Belém, "B" Castanhal, "C" Capitão Poço e "D" Soure.

Fonte: Produção do Autor.

Tabela 3.1 - Parametrizações do modelo

Parametrizações	Esquemas	Referências
Microfísica:	WRF Single-Moment 3-class scheme (WSM3).	(HONG et al., 1998; HONG et al., 2004)
Radiação de Onda Longa:	RRTM scheme: Rapid Radiative Transfer Model.	(MLAWER et al., 1997)
Radiação de Onda Curta:	Dudhia scheme.	(DUDHIA, 1989)
Camada Superficial:	MM5 Similarity Scheme.	(PAULSON, 1970; DYER; HICKS, 1970; WEBB, 1970; BELJAARS, 1995; ZHANG; ANTHES, 1982)
Superfície:	Noah-MP Land Surface Model.	(NIU et al., 2011; YANG et al., 2011)
Camada Limite Planetária:	Yonsei University Scheme (YSU).	(HONG et al., 2006)
Cumulus:	Kain-Fritsch Scheme.	(KAIN, 2004)

3.3 Configurações dos Testes de Sensibilidade

Os testes de sensibilidade consistem em 7 principais simulações, onde foram modificados parâmetros fisiográficos dos arquivos estáticos do *WRF Preprocessing System* (WPS), com o objetivo de se criar condições de superfície idealizadas. Além destes, o estudo de caso foi rodado, sem alterações nos parâmetros fisiográficos. As simulações e objetivos são apresentadas a seguir e os testes de sensibilidade sumarizados na Tabela 3.2.

- REAL: Nesta simulação não serão alteradas as condições de uso e cobertura da terra, permitindo uma avaliação de um caso real;
- CTRL: Nesta simulação as condições de uso do terreno serão simplificadas, substituindo os usos da terra antrópicos por naturais, porém com todos os corpos d'água presentes. Esta simulação possibilitará comparações com as condições atuais. Para auxílio na construção deste mapa, será considerado o mapa de vegetação de acordo com INPE (2014);
- S1: Neste primeiro teste, os pricipais corpos d'água no interior do continente serão modificados para terra. As diversas baías que compõe o litoral do estado também serão retiradas, dando origem a um litoral mais retilíneo. Este teste nos possibilitará avaliar o sinal da brisa costeira mais "puro", sem influências das baías que compõe o litoral. O domínio a ser avaliado nessa simulação será o 2;
- S2: Neste teste as inúmeras baías que compõe o litoral serão retornadas, porém as baías que se apresentam dentro do continente (baía do Marajó e do

Guajará) continuarão não existindo, juntamente com o rio Guamá. Este teste possibilitará a avaliação dos efeitos locais das baías que compõe o litoral. O domínio a ser avaliado nessa simulação será o 2;

- S3: Neste teste a baía do Marajó será retornada, juntamente com as inúmeras baías que compõe o litoral. No entanto, as baías continentais às margens da Baía do Marajó, a Baía do Guajará (que circunda Belém) e o rio Guamá continuarão não existindo. Neste teste poderemos avaliar a influência de um grande corpo d'água, como a Baía do Marajó, nas circulações de mesoescala. Os domínios a serem avaliados nessa simulação serão os domínios 2 e 3;
- S4: Neste teste as pequenas baías continentais que ficam próximas as margens da Baía do Marajó serão retornadas, porém a Baía do Guajará e rio Guamá continuarão não existindo. Neste teste poderemos avaliar a influência destas pequenas baías na brisa fluvial proveniente da Baía do Marajó. O domínio a ser avaliado nessa simulação será o 2 e 3;
- S5: Neste teste a Baía do Marajó estará presente, juntamente com a Baía do Guajará e inúmeras baías que compõe o litoral paraense, porém sem a presença do Rio Guamá. Este teste nos permitirá avaliar a influência local na circulação de um pequeno corpo d'água como o rio Guamá. O domínio a ser avaliado nessa simulação será o 4;
- S6: Por fim, o ultimo teste conterá todos os corpos d'água presente na região, bem como a cidade de Belém-PA. Com este teste, será possível avaliar como a cidade influencia nas circulações de mesoescala na região. O domínio a ser avaliado nessa simulação será o domínio 4. Por simplicidade, nesta simulação foi modificado apenas o uso da terra para urbano, não sendo usado o pacote urbano do WRF.

As análises consistem em três transectos (Figura 3.3), sendo 2 posicionados no sentido zonal e um no sentido meridional. Com estes transectos, espera-se analisar e avaliar os diferentes tipos de circulações locais atuantes na região. Próximo ao litoral, o transecto $\overline{AB}$ tem como principal objetivo avaliar as variações na BM; com o transecto $\overline{CD}$ espera-se avaliar as mudanças ocasionadas na BF. Por fim, com o transecto $\overline{EF}$ espera-se avaliar a influência da urbanização, brisa fluvial e outra circulações locais de menor escala atuantes na região. Além dos transectos principais ($\overline{AB}$, $\overline{CD}$ e $\overline{EF}$), foram analisados 2 transectos auxiliares ($\overline{GH}$ e $\overline{IJ}$), com o objetivo de avaliar efeitos específicos das circulações locais.

Tabela 3.2 - Configuração do uso da terra para cada simulação (azul: água; marrom: terra; verde: vegetação natural; cinza: área urbana).

	REAL	CTRL	S1	S2	S3	S4	S5	S6
Uso da terra fora de Belém.	Atual	Natural*	Natural	Natural	Natural	Natural	Natural	Natural
Baías costeiras.	S	S	N**	S	S	S	S	S
Baía do Marajó	S	S	N	N	S	S	S	S
Baías continentais às margens das Baía do Marajó.	S	S	N	N	N***	S	S	S
Baía do Guajará.	S	S	N	N	N	N	S	S
Rio Guamá.	S	S	N	N	N	N	N	S
Cidade de Belém.	S	N	N	N	N	N	N	S

*Sem áreas antrópicas.
**Litoral retilíneo.
*** Margens da Baía do Marajó sem "reentrâncias"(quase-retilíneo).

Figura 3.4 - Transectos analisados nas simulações.

Fonte: Produção do Autor.

Os dados de uso da terra estáticos na resolução espacial de 30 segundos de acordo com as classificações do USGS foram modificados através de uma rotina em Java e FORTRAN, na qual transforma os dados de binário para dat, e, após as modificações necessárias, os dados são retornados para o seu formato original. Estes arquivos antecedem o WPS, conforme a Figura 3.5. Algumas das rotinas e scripts criados durante a execução deste trabalho foram disponibilizadas online para consulta[2].

Figura 3.5 - Fluxograma do WPS. A seta vermelha indica onde os dados de uso da terra foram modificados.

Fonte: Adaptado de Wang et al. (2017)

A partir das alterações nos arquivos estáticos do WPS, um mapa natural foi construído levando em consideração as classificações do PRODES (INPE, 2014), onde regiões classificadas como a categoria "Não Floresta" no PRODES, foram modificadas para savana no domínio das grades. Estas regiões compreendem principalmente a parte leste do estado no Amapá e leste da ilha Marajó. As demais regiões foram consideradas como floresta. A Figura 3.6 mostra o número de pontos modificados para floresta ou savana na área de estudo. Observa-se que em geral a maior parte das categorias foram modificadas para floresta (categoria 13). A categoria 6 (*Cropland/Woodland mosaic*) foi a mais modificada, com mais de 70 mil pontos alterados, seguida pela categoria 10 (Savana) com 29 mil pontos alterados. Vale ressaltar que a categoria savana foi modificada para floresta apenas fora da ilha do Marajó. Dentre as categorias modificadas para Savana (categoria 10), a categoria 18 (*Wooden Wetland*) apresentou maior número de pontos modificados, com mais de 3 mil pontos alterados. Após as alterações no uso da terra, a fração verde (*Green Fraction*) foi modificada para valores correspondentes da categoria alterada.

[2]Disponíveis no seguinte repositório: <https://github.com/mgermy>

Figura 3.6 - Números de pontos modificados para cada categoria de uso da terra. As barras em azul representam o números de pontos modificados para a categoria 10 (Savana) e em vermelho para a categoria 13 (Floresta Tropical).

Fonte: Produção do Autor.

A construção deste mapa foi necessária devido aos diversos tipos de circulações secundárias que se criam devido aos diferentes tipos de uso da terra na região; com a criação de um mapa natural, elimina-se estes tipos de circulações, evidenciando apenas as circulações locais que ocorrem devido aos corpos d'água.

O mapa de uso da terra em suas condições inalteradas é apresentado na Figura 3.7. Observa-se que a região de estudo é composta por diversos tipos de uso da terra, variando desde floresta tropical (categoria 13) até áreas pouco vegetadas (categoria 19). Observa-se que próximo a Belém (Figura 3.7b) o uso da terra fica mais complexo devido aos diversos tipos de atividades econômicas desenvolvidas na região. Vale ressaltar que o mapa de uso da terra coloca erroneamente categorias que não existem na região, a exemplo da tundra. Estes casos necessitam ser estudados e revistos para serem atribuídos categorias adequadas. A Figura 3.8 mostra a construção de cada um dos mapas de acordo com a simulação.

Figura 3.7 - Categorias dominante de uso da terra de acordo com o modelo. Domínio 2 (a) e domínio 4 (b).

(a) (b)

Fonte: Produção do Autor.

Figura 3.8 - Mudanças nos mapas de uso da terra do modelo: (a) REAL, (b) CTRL, (c) S1, (d) S2, (e) S3, (f) S4, (g) S5 e (h) S6. As categorias de uso da terra podem ser encontradas na Tabela A.1.

Fonte: Produção do Autor.

3.4 Validação do Modelo e Dados Observacionais

A simulações foram conduzidas para o dia 18/06/2011, durante a campanha do projeto chuva em Belém (MACHADO et al., 2014). Este dia foi escolhido devido a baixa presença de forçantes sinóticas e precipitação. Uma descrição detalhada do dia escolhido é apresentado no Capítulo 4. Para a validação do modelo, foram coletados dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) de temperatura a 2m e vento (direção e velocidade) a 10m. As localidades escolhidas para a validação foram as seguintes: Belém, Castanhal, Capitão Poço e Soure. As imagens de satélite foram disponibilizadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

As análises dos dados foram feitas para as 24h do dia 18/06 até as 12 UTC do dia 19/06. Para Belém, em especial, foi utilizado dados horários de INMET do período que abrange de 2003 a 2013, para o cálculo da anomalia horária mensal. Para fins de validação do modelo, foram calculados os mE (erro médio ou bias), mAE (erro médio absoluto) e RMSE (erro médio quadrático). A região carece de estações de superfície, sendo, portanto, necessária a utilização de estações onde abrangem diferentes domínios de grade. Devido aos valores das métricas se apresentarem próximos entre estes domínios, foram utilizados apenas o domínio de maior resolução espacial para cada localidade.

As anomalias calculadas para a construção do hodógrafo para o dia 18/06/2011 foram feitas a partir da equação 3.1:

$$An = x - \bar{x} \tag{3.1}$$

Onde x é o valor de u ou v para um dado horário e $\bar{x}$ é a média diária de u ou v.

4 ESTUDO DE CASO

4.1 Validação do Modelo e Condições Sinóticas

As condições sinóticas durante o dia 18 de junho de 2011 demonstram poucas variações, sem a atuação de grandes sistemas no nordeste do estado do Pará. Na Figura 4.1a observa-se a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) oscilando entre 3N e 7N, sem grande influência na região de estudo. É possível também observar a entrada de um sistema frontal no sul do Brasil. A Figura 4.1b mostra o escoamento médio diário para o dia 18 de junho. Observa-se que na região de estudo, o escoamento básico apresentou-se de sudeste, com magnitude média de 6 m/s.

Figura 4.1 - Carta sinótica para o dia 18/06/2011 as 00Z (Figura a esquerda) e linhas de corrente e magnitude em 850 hPa ($m.s^{-1}$) para o dia 18/06/2011 (Figura a direita). As linhas de corrente e magnitude representam o escoamento médio diário calculado através das reanálises do ERA-5.

(a) (b)

Fonte: CPTEC (2018). Fonte: Produção do Autor.

As imagens de satélite mostram nebulosidade de topo baixo, sem nebulosidade profunda sobre a região de estudo. Na Figura 4.2a é possível observar a presença de um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) sobre o leste do estado do Amapá, possivelmente associado com a presença da ZCIT atuando sobre esta região. Este sistema enfraquece às 08 UTC (Figura 4.2b). Sobre o continente é possível observar principalmente nebulosidade

de topo baixa (Figura 4.2a e 4.2b), em especial sobre o estado do Pará. Às 14 UTC (Figura 4.2c) as condições sobre o continente se mantém inalteradas, com pouca nebulosidade. Às 20 UTC (Figura 4.2d) é possível observar o início da formação de núcleos de nebulosidade baixa sobre o litoral do estado do Pará. No entanto, essa nebulosidade não se aprofunda nas horas consecutivas, dissipando-se às 22 UTC (Figura não mostrada).

Figura 4.2 - Imagens de satélite para o dia 18/06/2011 do meteosat no canal IR às 00 (a), 08 (b), 14 (c) e 20 (d) UTC.

Fonte: Divisão de Satélites Ambientais (DSA) (2018).

A Figura 4.3 mostra a série temporal da direção e velocidade do vento na superfície em diferentes localidades. Observa-se em Belém (Figura 4.3a) um giro expressivo do vento às 18 UTC, associado com a entrada da brisa fluvial. Este giro é precedido por uma diminuição na velocidade do vento, e é acompanhado de um aumento na velocidade juntamente com a entrada da brisa fluvial. Para a direção do vento, o ERA 5 acerta o horário da entrada da brisa fluvial, com algumas dezenas de graus de diferença entre o observado e o simulado; o WRF em geral acerta a direção do vento em todos os horários. No entanto, a velocidade do vento (Figura 4.3b) é superestimada tanto pelo modelo quanto para o ERA 5

Para Castanhal (Figura 4.3c), tanto o modelo quando o ERA 5 representam o comportamento geral do ciclo diário da direção do vento. No entanto, a partir as 18 UTC do dia 18/06 até o dia seguinte, tanto o ERA 5 como o WRF apresentam uma diferença de algumas dezenas de graus entre o observado. Nota-se também que os máximos na série se apresentam um pouco atrasados em relação ao observado; verifica-se que o giro na direção do vento, associado com a brisa fluvial, atrasa cerca de 2 horas no WRF se comparado ao observado. Matos e Cohen (2016) em seu estudo, também encontram um atraso na formação da brisa fluvial no modelo BRAMS. É importante ressaltar que Castanhal encontra-se em um ponto de justaposição entre a BM e BB. Em um primeiro momento, a BB atinge seu máximo de Noroeste (entre 19 e 21 UTC), porém em seguida o escoamento muda para Norte (entre 21 e 24 UTC), sinalizando a entrada da BM. O ciclo diurno da velocidade do vento (Figura 4.3d) é bem representado tanto pelo WRF quanto pelo ERA 5, com exceção entre as 11 e 13 UTC, quando há um máximo na velocidade do vento. Para Capitão Poço (Figura 4.3e), a direção do vento é bem representada tanto pelo WRF como pelo ERA 5. A velocidade do vento (Figura 4.3f) para esta localidade é também bem capturada pelo WRF e ERA 5. No entanto, em geral os máximos são subestimados.

Em Soure (Figura 4.3g) verifica-se que durante as primeiras 12h do dia 18/06 o vento apresentou direção de leste; tanto o ERA 5 quanto o WRF conseguiram capturar bem a direção do vento neste período. A partir das 15h o vento lentamente muda de direção para Norte/Nordeste, associado com a entrada da brisa marítima, sendo capturada bem pelo WRF e ERA 5. Na madrugada do dia seguinte é possível observar a atuação da brisa terrestre na direção de Noroeste, não sendo capturado pelo modelo e WRF. Segundo Germano et al. (2017) a brisa terrestre em Soure ocorre na direção de Noroeste devido a sua posição geográfica em relação ao corpos d'água adjacentes. Observa-se que a velocidade do vento (Figura 4.3h) em Soure foi superestimada tanto pelo WRF como pelo o ERA 5. Além disso, se comparada as outras localidades, Soure apresentou a menor

magnitude do vento. Vale ressaltar que é possível que os dados observacionais de Soure contenham erros de medições na velocidade do vento, sendo necessária cautela na análise dos valores apresentados.

Figura 4.3 - Direção (painel a esquerda) e velocidade (painel a direita) do vento a 10m para Belém (A e B), Castanhal (C e D), Capitão Poço (E e F) e Soure (G e H), respectivamente, para o dia 18 e 19 de junho de 2011.

Fonte: Produção do Autor.

Observa-se na Figura 4.4 que para as 4 localidades o ciclo diurno de temperatura foi bem capturado pelo modelo. Embora a performance geral do modelo seja boa, os máximos na temperatura, assim como nas outras variáveis, não são bem representados tanto pelo ERA 5, como pelo WRF. Observa-se também que entre as 4 localidades estudadas, Soure (Figura 4.4d) apresentou a menor amplitude térmica. Ainda nesta localidade, o ERA 5 não capturou o ciclo diurno de temperatura tão bem quanto o WRF. Verifica-se também em Soure às 16h uma queda na temperatura, que pode estar relacionada um

evento de precipitação.

Figura 4.4 - Mesmo que Figura 4.3 para temperatura a 2m.

Fonte: Produção do Autor.

A Figura 4.5 mostra as anomalias do vento em superfície para o dia de estudo. Observa-se que em Belém (Figura 4.5a) durante maior parte do dia o vento manteve-se pouco intenso nas primeiras horas do dia. Entre 11 e 15 UTC o vento assume características meridionais, porém entre às 16 e 19 UTC o vento de desintensifica, tendo um giro horário e sua maior magnitude as 20 UTC. Este giro horário juntamente com a mudança de quadrante, está associado com a entrada da brisa fluvial em Belém. Kusuda e Alpert (1983), em um estudo teórico, mostram que no Hemisfério Sul é, em geral, esperado um giro anti-horário no hodógrafo do vento. No entanto, a existência de uma forçante que crie uma mudança de fase no vento (ex: aquecimento diferencial na interface mar-terra, gerando uma circulação local), pode causar uma mudança na rotação do vetor vento. No caso em estudo, temos a baía do Marajó forçando o giro do vento, justificando o

giro no sentido horário na região.

Figura 4.5 - Hodógrafos da anomalia do vento horizontal para Belém (a), Castanhal (b), Capitão Poço (c) e Soure (d) para o dia de estudo. Os pontos nos hodógrafos representam a anomalia horária em cada localidade.

Fonte: Produção do Autor.

Em Castanhal (Figura 4.5b), cidade localizada a cerca de 70km de Belém, observa-se que o vento apresenta, assim como Belém, um giro horário. Entre as 11 e 14 UTC o vento permanece majoritariamente zonal. No entanto, entre 14 e 19 UTC o vento se desintensifica e muda de quadrante, com um giro horário e atingindo sua máxima magnitude as 21 UTC. Este comportamento também pode estar associado com a entrada

da brisa fluvial.

Para Capitão Poço (Figura 4.5c), observa-se um padrão predominantemente meridional, ao contrário de Castanhal e Belém onde observou-se um padrão em geral mais zonal. Verifica-se que durante as primeiras horas do dia (entre 0 e 7 UTC), o vento manteve-se de sul (possivelmente associado com a brisa terrestre). Em Soure (Figura 4.5d), verifica-se que devido a baixa magnitude do vento, os pontos relativos as componentes do vento apresentam-se muito próximos entre si, o que torna a análise mais complexa. No entanto, é possível observar um giro anti-horário saindo às 14 UTC do quadrante de Nordeste (associado a brisa marítima) para Noroeste nas últimas horas do dia.

A performance geral do modelo pode ser avaliada através das seguintes métricas estatísticas: Erro médio quadrático (RMSE), Erro médio absoluto (mAE) e erro médio (mE). Os valores são apresentadas na Tabela 4.1. As análises estatísticas mostram que a performance do modelo foi boa. O RMSE para a direção do vento mostra que o modelo em média superestimou a direção do vento em 40 graus para as localidades. Dentre as quatro localidades analisadas, o modelo conseguiu prever melhor a direção do vento para Soure, seguido por Belém. Vale ressaltar que em Soure o mE foi menor que 10 graus, apresentando um bom desempenho. Para a velocidade do vento, Soure apresentou o pior desempenho entre as quatro localidades. Castanhal e Capitão Poço apresentaram uma boa previsão, com erros menores que 1 $m.s^{-1}$, tanto no RMSE e mAE; o mE de velocidade do vento para essa duas localidades foi negativo, na ordem de 0.2 $m.s^{-1}$. Para a temperatura, o RMSE mostrou-se em torno de 1.0°C em média para as quatro localidades e tanto mAE quanto mE menor que 1°C. Dentre as quatro localidades, o modelo conseguiu prever melhor a temperatura para Soure, com mE de -0.09°C. Estes valores comprovam que o desempenho do modelo foi relativamente bom nas quatro localidades analisadas nesse estudo.

Tabela 4.1 - Métricas estatísticas para cada localidade no dia de estudo.

	Direção do Vento			Velocidade do Vento			Temperatura		
Localidades	RMSE	mAE	mE	RMSE	mAE	mE	RMSE	mAE	mE
Belém	35.6	28.8	-21.9	1.3	1.2	1.2	0.9	0.7	-0.2
Castanhal	55.7	35.2	14.5	0.8	0.6	-0.2	1.6	1.2	-1.1
Capitão Poço	47.0	43.9	-39.1	0.9	0.8	-0.2	1.4	1.1	-0.8
Soure	31.4	23.8	7.9	2.9	2.9	2.9	0.9	0.8	-0.1

Fonte: Produção do Autor.

4.2 Simulação REAL

A Figura 4.6 apresenta o vento a 10m e temperatura a 2m para os diferentes domínios analisados. Às 00 UTC, observa-se na região nordeste do domínio (Figura 4.6a) ventos de sudeste associado com a BT. No entanto, este vento tem baixa magnitude. Observa-se também um gradiente de temperatura entre a oceano e o litoral em torno de 3°C Nos outros domínios (Figuras 4.6d,g), o vento apresenta-se de nordeste, sem muitas variações na temperatura.

Observa-se na Figura 4.6b as 15 UTC a entrada da BM no litoral. É possível observar também que a BM advectando ar frio do oceano continente adentro, formando uma zona de convergência com o escoamento continental, associada com a frente de brisa. Nos outros domínios (Figuras 4.6e,h), verifica-se também um gradiente de temperatura significativo entre os corpos d'água e o continente, sendo este um dos principais mecanismos para formação de circulações locais. Segundo Simpson (1994), um gradiente de 1°C é o suficiente para a formação da BM em algumas regiões.

Às 20 UTC (Figura 4.6c) é possível observar com mais clareza a formação da frente de BM e a advecção de ar frio promovido pela BM. Esta frente de BM converge com o escoamento continental que é predominante de leste. Na Figura 4.6f é possível verificar a entrada da BF proveniente da baía do Marajó. A BF do Marajó, a qual iremos por simplicidade nomear Brisa de Baía (BB), é impulsionada pela BM e canalizada pela baía do Marajó. A Figura 4.6i mostra que a BB converge com um escoamento de sul, próximo a Belém, formando uma frente de BB. Vale ressaltar que a BM avança em velocidades diferentes sobre a ilha do Marajó e o litoral nordeste. A BM que atua sobre o Marajó,

avança cerca de 0.2° atrasada em relação a BM no litoral nordeste.

Figura 4.6 - Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para a simulação REAL para o dia 18/06/2011 nos domínios 2 (a,b,c), 3 (d,e,f) e 4 (g,h,i) às 00 (a,d,g), 15 (b,e,h) e 20 (c,f,i) UTC. Os círculos vermelhos destacam os principais padrões encontrados na região e as linhas as regiões de convergência das brisas com o escoamento básico.

(a) d02 (b) d02 (c) d02

(d) d03 (e) d03 (f) d03

(g) d04 (h) d04 (i) d04

Fonte: Produção do Autor.

A Figura 4.7 mostra cortes verticais para os transectos $\overline{AB}$ e $\overline{EF}$ de diferentes variáveis meteorológicas. Observa-se que no transecto $\overline{AB}$ entre as 19 até as 36[1] UTC (Figura 4.7a) do dia seguinte a temperatura no primeiro 1km da atmosfera, as temperaturas apresentam-se baixas. Quando analisado a componente meridional do vento (Figura 4.7c), observa-se que entre 0 e 0.8km na atmosfera, para o mesmo período (Entre 19 e 36 UTC) há uma mudança de fase do vento para norte (negativo), indicando a entrada da BM. Entre 1 e 2.2km é possível verificar vento de sul (positivo), logo acima da BM, possivelmente associado a uma corrente de retorno embebido no escoamento básico, com um núcleo máximo (hachurado) às 23 UTC. Vale ressaltar que entre as 1 e 3 UTC é possível observar que o escoamento na superfície apresenta-se de sul (positivo), possivelmente indicando a presença de uma BT. No horário da entrada da frente de BM é possível observar que a velocidade vertical (Figura 4.7e) apresenta valores positivos entre as 17 e 20 UTC, associado com a convecção na região da frente de brisa. Wakimoto e Atkins (1994) mostram em seu estudo o desenvolvimento de uma convecção na região da frente de brisa, à frente do ar frio advectado pela BM. Esses resultados convergem com os encontrados para a região (no transecto $\overline{AB}$, localizado no litoral), com a convecção iniciando cerca de 2 horas mais cedo em relação a BM.

Para o transecto $\overline{EF}$, observa-se que assim como no transecto $\overline{AB}$ nos horários de formação da brisa, neste caso a BB, há uma advecção de ar frio no perfil de temperatura potencial (Figura 4.7b), devido a BB. Verifica-se que no perfil vertical do vento meridional (Figura 4.7d), a formação da BB com altura em torno de 0.7km com início em torno das 21 UTC e vento de norte (negativo); acima desta circulação entre 0.9 e 2.4km é possível observar vento de sul (positivo), possivelmente associado com uma corrente de retorno, assim como no caso da BM (Figura 4.7c), com máximo entre as 25 e 32 UTC. Entre as 18 e 20 UTC é possível observar outra circulação, de menor intensidade e altura. Esta circulação fica confinada entre 0 e 0.5km com vento de sul (positivo) e uma corrente de retorno entre 0.6 e 1.5km com vento de norte (negativo). Às 21 UTC essas duas circulações convergem, formando uma região de intensa convecção, como mostrado no perfil de velocidade vertical (Figura 4.7f), com altura máxima de 1.5km.

[1] As horas que compreendem entre 24-36 UTC neste estudo, correspondem ao período temporal de 0-12 UTC do dia 19/06/2011.

Figura 4.7 - Evolução temporal sobre os transectos $\overline{AB}$ (direita) e $\overline{EF}$ (esquerda) para as variáveis temperatura potencial (a,b), vento meridional (c,d) e velocidade vertical (e,f). As áreas hachuradas representam valores máximos entre 4.5 e 6 $m.s^{-1}$ na componente meridional do vento. Os valores representam uma média nos transectos.

Fonte: Produção do Autor.

No transecto $\overline{CD}$ (Figura 4.8) é observa-se com mais clareza a BB. Verifica-se que no horário em que a BB está atuando, a temperatura potencial diminui (Figura 4.8a), juntamente com a mudança de fase na componente meridional do vento (Figura 4.8b) para norte. No horário da formação da BB, nota-se a formação de uma região com movimentos ascendentes associada com a frente de BB, com início às 19 UTC (Figura 4.8c). A BB se inicia em torno das 20 UTC, com altura em torno de 0.7km. Uma possível corrente de retorno é observada, destacada por um máximo (hachurado) na componente zonal do vento entre as 24 e 32 UTC, porém embebida no escoamento básico assim como na BM. Observa-se também que esta circulação estende-se até o dia seguinte, por volta das 34 UTC.

Figura 4.8 - Evolução temporal sobre os transectos $\overline{CD}$ para as variáveis temperatura potencial (a), vento meridional (b) e velocidade vertical (c). As áreas hachuradas representam valores máximos entre 4.5 e 6 $m.s^{-1}$ na componente meridional do vento. Os valores representam uma média nos transectos.

Fonte: Produção do Autor.

A Figura 4.9 mostra um corte vertical para os transectos $\overline{AB}$ (direita) e $\overline{EF}$. Observa-se que a BM é mais evidente entre aproximadamente 48.6°W e 48.8°W. Quando analisado a temperatura potencial (Figura 4.9a), é possível observar que as menores temperaturas ficam localizadas nas regiões onde se tem os máximos de vento de norte, entre 48.2°W e 48°W (Figura 4.9c). Verifica-se também que próximo a longitude de 48.3°W há um máximo na velocidade vertical (4.9e), que ultrapassa 3km. Este máximo está relacionado com o efeito de canalização da BM que ocorre na baía do Marajó. Matos e Cohen (2016) em seu estudo detectam o efeito de canalização do vento na baía do Marajó.

Observa-se que o transecto $\overline{EF}$ consegue capturar uma circulação de sul proveniente do rio Guamá (Figura 4.9d). Observa-se que os máximos valores de vento de sul (positivo) concentram-se entre a superfície até 0.3km. A corrente de retorno desta circulação fica

clara, com os máximos valores de vento de norte (negativo) entre 48.5°W e 48.4°W, localizada verticalmente entre 0.6km e 1.2km. Nas região de atuação desta circulação, é possível observar valores máximos de velocidade vertical (Figura 4.9f). Esta circulação tem menor intensidade, se comparada a BM, com pouca advecção de ar frio (Figura 4.9b).

Figura 4.9 - Corte vertical às 20 UTC para os transectos $\overline{AB}$ (direita) e $\overline{EF}$ (esquerda) para as variáveis temperatura potencial (a,b), vento meridional (c,d) e velocidade vertical (e,f). As áreas hachuradas representam valores máximos entre 4.5 e 6 $m.s^{-1}$ na componente meridional do vento.

Fonte: Produção do Autor.

Observa-se na Figura 4.10a que a entrada de ar frio durante o horário da BB é evidente, juntamente com vento de norte (negativo) e sua corrente de retorno (Figura 4.10b). Esta circulação é mais intensa entre 1.32°S e 1.17°S. Observa-se também com clareza a circulação sobre o rio Guamá, com vento de sul na superfície e corrente de retorno com vento de norte. Verifica-se na velocidade vertical (Figura 4.10c) o encontro exato

entre a circulação de BB e a circulação sobre o rio Guamá, entre 1.45°S e 1.42°S, com máximos de 1.5 $m.s^{-1}$.

Figura 4.10 - Corte vertical para as 20 UTC para o transecto $\overline{CD}$ para as variáveis temperatura potencial (a), vento meridional (b) e velocidade vertical (c). As áreas hachuradas representam valores máximos entre 4.5 e 6 $m.s^{-1}$ na componente meridional do vento.

Fonte: Produção do Autor.

4.3 Comparação Simulação REAL e CTRL

Para efeitos de validação da simulação CTRL, realizou-se uma simples comparação entre a simulação REAL e CTRL. A Figura 4.11 ilustra as diferenças no campo de temperatura e vento horizontal entre as simulações REAL e CTRL. Na simulação CTRL o uso da terra foi simplificado, a fim de filtrar as circulações secundárias, como explicado no Capítulo 3. Observa-se na Figura 4.11a que as regiões com maiores diferenças na temperatura compreendem a margem leste da baía do Marajó, e sobre a ilha do Marajó. Na margem

leste da baía do Marajó, encontra-se valores de cerca de 3°C mais quente na simulação REAL. Valores parecidos também são encontrados na região noroeste do domínio 2 (Figura 4.11a) e de 3°C mais frio na simulação REAL sobre a margem oeste da baía do Marajó.

Quando analisado o campo de vento a 10m, observa-se que onde encontra-se as maiores mudanças na temperatura, o vento apresentou as maiores diferenças entre as simulações. Verifica-se que sobre a margem leste da baía do Marajó, o vento apresentou uma grande diferença na região de atuação da BB (Figura 4.11b, c). Isto deve-se ao fato de nesta região apresentar a maior complexidade no uso da terra (região esta que compreende Belém), portanto modificando diretamente o gradiente de temperatura na interface terra-água. A BB avança em velocidades diferentes devido a este contraste, o que faz com que na simulação REAL a BB atrase a sua propagação em relação a simulação CTRL. Este efeito fica claro na Figura 4.11c onde temos os maiores valores de temperatura na região onde Belém está localizada e vento de sul, indicando que na simulação REAL a componente meridional do vento encontra-se mais a norte. Estas diferenças serão posteriormente explicadas com maior detalhamento no Capítulo 6. Em geral nas outras partes dos domínios, as diferenças entre as simulações não foram muito grandes devido a homogeneidade no uso da terra.

Figura 4.11 - Diferença entre simulação REAL e CTRL para temperatura potencial a 2m e vento a 10m às 20 UTC para o domínio 2 (a), domínio 3 (b) e domínio 4 (c). O vetores mostram valores acima de 1.5 $m.s^{-1}$. As regiões destacadas indicam áreas com maiores diferenças entre as simulações REAL e CTRL.

(a) (b)

(c)

Fonte: Produção do Autor.

Na Figura 4.12 observa-se que o em geral a direção do vento e temperatura foram próximas nas quatro localidades. Em Belém (Figura 4.12a, b) verifica-se que a direção na simulação CTRL é próxima a REAL. Por outro lado, a velocidade (Figura 4.12b) é menor na simulação CTRL, provavelmente associado ao fato do gradiente de temperatura

diminuir com a retirada da cidade, provocando uma mudança nas circulações locais e consequentemente na velocidade do vento. Castanhal (Figura 4.12c, d) e Capitão Poço (Figuras 4.12e, f) tiveram direção e velocidade muito próximas entre a simulação REAL e CTRL durante a maior parte da simulação. No entanto, entre as 21 e 22 UTC observou-se em Castanhal um pico na direção do vento, girando de sul para norte associado com a entrada da BM, que penetra com maior magnitude devido a simplificação do uso da terra na simulação CTRL. Em Soure (Figura 4.12g, h) observa-se que a direção do vento foi muito parecida entre as simulações REAL e CTRL. Para a velocidade do vento, verifica-se que em geral a magnitude foi maior entre 15 e 24 UTC na simulação CTRL, nos outros horários as velocidades foram próximas.

Figura 4.12 - Direção (painel a esquerda) e velocidade (painel a direita) do vento a 10m para Belém (A e B), Castanhal (C e D), Capitão Poço (E e F) e Soure (G e H), respectivamente, para o dia 18 e 19 de junho de 2011.

Fonte: Produção do Autor.

Analisando o ciclo diurno de temperatura observa-se que em Belém (Figura 4.13a) entre as 12 e 21 UTC, as temperaturas foram próximas. Porém, durante os demais horários a temperatura foi menor na simulação CTRL devido a homogeneização do uso da terra. Em Castanhal e Capitão Poço (Figura 4.13b, c) o ciclo de temperatura entre as duas simulações foram muito parecidos, sem grandes diferenças. Já em Soure (Figura 4.13d), durante as primeiras horas do dia a diferença não houve grandes diferenças entre as simulações. No entanto, entre as 12 e 21 UTC, a temperatura apresenta quedas em ambas as simulações; estas quedas na temperatura estão relacionadas a eventos de precipitação em ambas as simulações (Figura não mostrada). Em geral, a simulação CTRL demonstrou-se similar a REAL, capturando as principais circulações locais, com excessão das regiões onde o uso da terra foi modificado.

Figura 4.13 - Mesmo que Figura 4.12 para temperatura a 2m.

Fonte: Produção do Autor.

5 TESTES DE SENSIBILIDADE

5.1 Sensibilidade da Brisa Costeira

Para as análises da sensibilidade de cada tipo de brisa nas diferentes simulações numéricas, investigaram-se as diferenças nas variáveis temperatura potencial, vento (meridional) e velocidade vertical em cada uma das simulações. Nesta seção serão discutidas as principais diferenças entre os testes de sensibilidade, com foco na brisa costeira (BM e BT) ao longo do transecto $\overline{AB}$ (Figura 5.1).

Figura 5.1 - Transecto $\overline{AB}$.

Fonte: Produção do Autor.

A Figura 5.2 mostra a evolução temporal da componente meridional do vento para cada teste de sensibilidade. Observa-se que a BM inicia por volta das 19 UTC na banda oeste do litoral (entre 48.4W e 49.2W) e por volta das 20 UTC na banda leste do litoral (entre 47.6W e 48.4W) na simulação S1 (Figura 5.2a). Verifica-se também que a entrada da BM é precedida de uma mudança de fase do vento meridional de sul para norte. Entre as 0 e 3 UTC, é possível observar a formação de uma BT com sinal menos intenso marcada por vento do sul.

Essas diferentes magnitudes na BM em cada banda do litoral podem estar associadas

com os diferentes tipos de uso e rugosidade; na banda oeste do litoral, temos a presença de savana e, na banda leste, temos majoritariamente floresta tropical. Schumann et al. (1991) notaram um aumento significativo na velocidade do vento, associado com a BM, em regiões com dunas próximas, devido ao maior gradiente de temperatura nestas áreas.

Figura 5.2 - Evolução temporal do vento meridional a 10m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{AB}$, para as simulações S1 (a), S2 (b) e CTRL (c). A linha sólida representa a localização da baía do Marajó na simulação CTRL. A região destaca da figura indica o momento da mudança de fase, associado com a entrada da BM.

Fonte: Produção do Autor.

Na simulação S2 (Figura 5.2b), observa-se que o padrão do vento meridional é semelhante ao encontrado na S1. No entanto, na banda leste do litoral, observa-se que o sinal do vento meridional durante a entrada da BM fica menos concentrado em um lugar específico e complexo de definir o horário de entrada da BM. No experimento CTRL (Figura 5.2c), a mudança de fase do vento meridional fica ainda mais complexa. O vento meridional apresenta diversas variações entre positivo e negativo a partir das 18 UTC, horário de início da BM. Esta variação no sinal do vento meridional deve-se ao fato

das baías litorâneas causarem distorções na zona de convergência da BM sobre a costa, durante a sua formação, no qual é atenuada com a entrada da BM continente adentro (MCPHERSON, 1970). Verifica-se também a canalização do vento pela baía do Marajó (Figura 5.2c), caracterizada por um máximo na componente meridional a partir das 15 UTC e um possível sinal da BT, com menor magnitude, tanto na S2 como CTRL.

Na Figura 5.3a observa-se que a temperatura potencial na simulação S1 apresenta um padrão quase contínuo de aquecimento e resfriamento. O aquecimento na superfície começa por volta das 13 e às 19 UTC na banda oeste do litoral (por volta das 20 UTC na banda leste) as temperaturas caem linearmente com o tempo em quase todo o litoral devido a entrada da BM. Observa-se que na simulação S2 (Figura 5.3b) durante a entrada da BM na banda leste do litoral, as mudanças no campo de temperatura potencial ficam mais complexas, tendo seu horário de entrada a partir da 18 UTC.

Figura 5.3 - Evolução temporal da temperatura potencial a 2m (°C) sobre o transecto $\overline{AB}$, para as simulações S1 (a), S2 (b) e CTRL (c). A linha sólida representa a localização da baía do Marajó na simulação CTRL.

Fonte: Produção do Autor.

Na simulação CTRL (Figura 5.3c) a região onde o transecto cruza a baía do Marajó (linha sólida na Figura 5.3c no eixo esquerdo) fica evidente e as variações no campo de temperatura ainda mais perturbadas, assim como na S1 sobre a banda leste do litoral. O campo de temperatura potencial revela também que o aquecimento sobre a superfície não foi tão contínuo e intenso se comparado a CTRL com a S1, com temperaturas chegando a 32°C durante o horário de maior aquecimento na S1. Vale ressaltar que na faixa onde o transecto cruza a baía do Marajó, observam-se gradientes de temperatura de até 6°C entre a terra e o rio. Segundo Oliveira e Fitzjarrald (1993), esses gradientes podem atingir até 6°C de diferença à noite e cerca de 3°C durante o dia.

Na região de passagem da frente de brisa na simulação S1, é possível observar forte convergência na superfície (Figura 5.4a). Esta área de convergência se inicia por volta das 18 UTC na banda oeste do litoral e por volta das 19 UTC na banda leste. Na simulação S2 (Figura 5.4b) observa-se, assim como na S1, a formação de uma zona de convergência. Todavia, na banda leste do litoral, onde tem-se a baías litorâneas, verifica-se a presença de regiões de divergência intercalando áreas de convergência; o mesmo comportamento é observado na simulação CTRL (Figura 5.4c). McPherson (1970) mostra em seus resultados, que em litorais com presenças de baías, há a formação de zonas de convergência e divergência em diferentes regiões das baías. Este comportamento fica claro nas simulações S2 e CTRL. O horário de formação da convergência na superfície apresenta padrão mais perturbado na S2 e CTRL, tornando complexo a definição do horário de início.

Figura 5.4 - Evolução temporal da divergência na superfície ($10^{-3}.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{AB}$, para as simulações S1 (a), S2 (b) e CTRL (c). A linha sólida no eixo esquerdo representa a localização da baía do Marajó na simulação CTRL. As linhas pontilhadas sobre o plote representam a região de convergência e os círculos as áreas de divergência que intercalam.

Fonte: Produção do Autor.

Na Figura 5.5a é possível observar com mais clareza a passagem da frente de brisa no litoral na simulação S1. Observa-se que as 19 UTC o vento muda de sul (positivo) para norte (negativo) indicando a entrada da BM. A entrada da BM, na sua parte mais ativa (abaixo de -2 m/s), é rápida e logo se estabelece em altura, por volta de 0.6 km. Logo acima, é possível observar a corrente de retorno, embebida no escoamento básico, associado a entrada da BM às 20 UTC. Na S2 (Figura 5.5b), a entrada da BM é prolongada, se comparada a S1. Além disso, a corrente de retorno apresenta a sua parte mais ativa, por volta das 23 UTC. Quando analisado a simulação CTRL (Figura 5.5c), as diferenças ficam mais claras. A parte mais ativa da BM ocorre por volta das 21 UTC, cerca de 2 horas de diferença se comparada com a S1, e sua entrada prolongada. A corrente de retorno na CTRL tem sua parte mais ativa às 24 UTC, cerca de 4 horas

de atraso comparada a S1. Em relação a altura máxima da BM, observa-se que nas 3 simulações não houve grandes diferenças, tendo em média altura de 0.6km. Todavia, na S1 a BM atinge sua altura máxima mais cedo que na CTRL, que prolonga um pouco mais até alcançar sua altura máxima.

Figura 5.5 - Corte vertical para a variável vento meridional ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{AB}$, para as simulações S1 (a), S2 (b) e CTRL (c). As linhas pontilhadas indicam a mudança de fase associado com a entrada da BM e os círculos indicam a corrente de retorno (CR). Os valores representam uma média nos transectos.

Fonte: Produção do Autor.

No perfil de velocidade vertical (Figura 5.6a) para a S1, é possível observar às 18 UTC movimentos ascendentes associado a passagem da frente de brisa, acompanhado por subsidência na retaguarda. Esta área de intensa ascendência se estabelece até 1.2km. Na simulação S2 (Figura 5.6b), observa-se dois máximos de velocidade vertical: Um primário às 18 e outro secundário as 21 UTC. Após esses dois máximos, é observado uma área de subsidência. Estas duas regiões de convecção forte no transecto pode

estar relacionado com o fato de na simulação S2 as baías perturbam o escoamento em superfície, gerando diferenças verticais na formação da frente de brisa. Quando analisado a simulação CTRL, observa-se que as regiões de ascendência mais fracas, comparadas a S1, mas com 2 máximos na velocidade vertical assim como na S2. Em geral, a velocidade vertical apresenta-se menos intensa e mais perturbada nos casos com baías (S2 e CTRL), enquanto que no caso idealizado sem baías (S1), esta ascendência é mais intensa.

Figura 5.6 - Corte vertical para a variável velocidade vertical ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{AB}$, para as simulações S1 (a), S2 (b) e CTRL (c). Os círculos pontilhados indicam as regiões de intenso movimento ascendente. Os valores representam uma média nos transectos.

Fonte: Produção do Autor.

A Figura 5.7 mostra os campos horizontais de vento e temperatura e a diferença, para as mesmas variáveis, entre as simulações CTRL e S1. Observa-se em geral que o modelo conseguiu capturar bem as mudanças em decorrência da mudança no uso da terra. Observa-se na Figura 5.7a que a temperatura apresenta menor temperatura onde ficava

localizada a baía do Marajó. Esta diferença fica clara quando analisado a Figura 5.7b, onde as temperaturas apresentam-se maior sobre a baía na CTRL do que na S1, devido ao maior calor específico da água. No campo do vento horizontal, as maiores diferenças ocorreram na velocidade do vento, sendo maior na simulação CTRL, provavelmente associado com a menor rugosidade sobre o corpo d'água, facilitando o escoamento do vento.

Às 15 UTC o campo de vento na superfície apresenta poucas variações. No entanto, observa-se na entrada da baía do Marajó (Figura 5.7c) uma perturbação no vento horizontal, com áreas de convergência do vento e núcleos de ar quente. Estes núcleos estão relacionados a pequenas células convectivas formadas na S1, causando precipitação; estas formações ocorrem devido a convergência em baixos níveis em decorrência de uma pequena concavidade que se forma no litoral, quando modificado o uso da terra de água para floresta tropical na S1. As diferenças entre a CTRL e S1 no campo de vento (Figura 5.7d) ficam visíveis com o início da canalização da BM na CTRL, tendo maior magnitude do que na S1. No campo de temperatura, verifica-se que a temperatura na simulação CTRL é menor do que na S1, novamente relacionado ao calor específico da água.

Às 20 UTC verifica-se o início da BM no litoral (Figura 5.7e), com a região de convergência próximo a 1°S. Assim como já observado anteriormente, a BM na banda oeste do litoral propaga com maior velocidade do que na banda leste. Quando analisado as diferenças entre as simulações (Figura 5.7f), verifica-se que as maiores diferenças ocorrem sobre a margem leste da baía do Marajó, devido a entrada da BB sobre a região. Observa-se a advecção de ar frio impulsionada pela BB na simulação CTRL, causando menores temperaturas na superfície. Além disso, o vento associado com a entrada da BB, que ocorre apenas na simulação CTRL, fica claro em ambas as margens.

Figura 5.7 - Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para a simulação S1 (a,c,d) e diferença entre as simulações CTRL e S1 (b,d,f) às 00,15 e 20 UTC. O vetores no campo de diferença mostram valores acima de 1.5 $m.s^{-1}$

Fonte: Produção do Autor.

Com os resultados obtidos nos testes de sensibilidade S1 e S2, é possível teorizar alguns dos principais efeitos dos corpos d'água na BM; um simples modelo conceitual é proposto na Figura 5.8.

- No caso idealizado S1, quando tem-se um litoral retilíneo, a BM se forma sem muitas perturbações e de forma quase simétrica, o que é mostrado na Figura 5.8a. Na vertical (Figura 5.8b), tem-se uma BM com possível corrente de retorno e crescimento vertical.
- Quando o litoral volta ao seu padrão normal (caso idealizado S2) com a presença de diversas baías, a BM apresenta um escoamento mais perturbado na superfície, devido a formação de áreas de convergência e divergência próximo as baías (Figura 5.8c). A região de convergência apresenta-se assimétrica e perturbada, se comparada com o caso S1. Na vertical (Figura 5.8d), a frente de brisa tem um prolongamento da sua entrada e a região convectiva associado com a entrada da BM, apresenta-se menos intensa. Além disso, a formação da corrente de retorno é atrasada, sendo observada horas após a passagem da frente de brisa.

Estes efeitos de baías na formação da BM é mostrado em alguns outros estudos como McPherson (1970) e Zhong e Takle (1993). No entanto, para a Amazônia, tem-se poucos exemplos de estudos com essa abordagem (SANTOS, 2017, p. ex). É importante ressaltar que no caso estudado, a BM não chega a Belém. No entanto, isto pode ser diferente no período menos chuvoso na região.

Figura 5.8 - Modelo conceitual das circulações atuantes no litoral no caso com litoral idealizado retilíneo (a,b) e com baías (c,d). As regiões com sinal "+" denotam divergência e "-" convergência.

Fonte: Produção do Autor.

5.2 Sensibilidade da Brisa Fluvial

Nesta seção serão apresentados testes de sensibilidade ao longo do transecto meridional $\overline{CD}$ (Figura 5.9), com objetivo de entender melhor o funcionamento da BB e suas interações com os diferentes corpos d'água presentes na região.

Figura 5.9 - Transecto $\overline{CD}$.

Fonte: Produção do Autor.

A Figura 5.10 apresenta a evolução temporal da componente meridional do vento. Observa-se que no caso mais simples, quando não temos a baía do Marajó, a entrada da BB é diretamente afetada (Figura 5.10a), tendo seu sinal removido. No entanto, entre as 22 e 24 UTC observa-se a entrada da BM no continente, acompanhada com uma mudança no vento de sul (positivo) para norte (negativo).

Na S3 (Figura 5.10b) e S4 (Figura 5.10c), verifica-se que as variações sobre o transecto são de pequena ordem. Em geral, observa-se que no caso sem as baías continentais (S3) a magnitude da componente meridional é menor se comparada ao S4, com as baías continentais retornadas. Constata-se também que a gênese da BB nos dois casos ocorre aproximadamente no mesmo horário. Apesar de os dois casos apresentarem-se semelhantes, observa-se uma faixa de maior magnitude na S3; esta região de máximo na componente meridional do vento está associada a uma faixa de canalização do vento na entrada da baía do Guajará.

Figura 5.10 - Evolução temporal do vento meridional a 10m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{CD}$, para as simulações S2 (a), S3 (b) e S4 (c). As linhas pontilhadas indicam a mudança de fase associado com a entrada da BM (a) e BB (b,c).

Fonte: Produção do Autor.

Observa-se que no campo de temperatura potencial na simulação sem a baía do Marajó (Figura 5.11a), os menores valores de temperatura associados com a advecção de ar frio promovido pela BM, são observados entre 21 e 23 UTC. No simulação S3 (Figura 5.11b) nota-se que os horários de resfriamento na superfície associados com a entrada da BB ocorrem entre 21 e 20 UTC. O mesmo é observado na S4 (Figura 5.11c), onde constata-se o início do resfriamento por volta das 20 UTC. Embora tanto a S3 como S4 tenham ciclos similares de temperatura sobre o transecto, observa-se que na S3 há um maior resfriamento entre 1.2°S e 1.28°S, associado com a faixa de canalização na baía do Guajará.

Figura 5.11 - Evolução temporal da temperatura potencial a 2m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{CD}$, para as simulações S2 (a), S3 (b) e S4 (c).

Fonte: Produção do Autor.

Na Figura 5.12 observa-se a evolução temporal da divergência sobre o transecto $\overline{CD}$. Em geral, observa-se que nas 3 simulações apresentaram um escoamento na superfície perturbado, gerando regiões de convergência e divergência localizadas entre as 13 e 22 UTC. Apesar de as três simulações não apresentarem grandes diferenças entre si, observa-se que a simulação S4 (Figura 5.12c) apresenta uma longa faixa de divergência e convergência entre 1.2°S e 1.28°S. Esta região está associada a uma canalização do vento na entrada da baía do Guajará, como discutido anteriormente.

Figura 5.12 - Evolução temporal da divergência na superfície ($10^{-3}.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{CD}$, para as simulações S2 (a), S3 (b) e S4 (c).

Fonte: Produção do Autor.

Na Figura 5.13a, observa-se que na S2 há uma mudança de sinal do vento de negativo para positivo, associado com a BM, iniciando às 22 UTC, com altura máxima de 0.7 km e corrente de retorno entre 0.9 e 2.1 km. Na simulação S3, com a baía do Marajó (Figura 5.13b), observa-se que a BB inicia-se por volta das 19 UTC, 4 horas mais cedo do que a BM, com altura máxima de 0.6 km, e com clara corrente de retorno entre 1 e 2.1 km. Na simulação S4, com as baías litorâneas retornadas (Figura 5.13b), verifica-se que a gênese da BB na S4 é similar se comparado com a S3, com exceção da corrente de retorno da BB na S4 sendo um pouco mais intensa.

Figura 5.13 - Corte vertical para a variável vento meridional ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{CD}$, para as simulações S2 (a), S3 (b) e S4 (c). As linhas pontilhadas indicam a mudança de fase associado com a entrada de cada brisa e os círculos indicam a CR. Os valores representam uma média nos transectos.

Fonte: Produção do Autor.

Na Figura 5.14a, observa-se uma região com movimentos ascendentes, caracterizada por valores positivos na velocidade vertical, associada com a entrada da frente de BM na simulação S2 entre 20 e 24 UTC, com altura máxima de 1.2km. Quando analisado a simulação S3 (Figura 5.14b), observa-se que a região com movimentos ascendentes apresenta maior magnitude e extensão vertical, com seu horário de início às 18 UTC se estendendo até as 20 UTC; esta região de ascendência na S3 está associada a entrada da BB, que alcança 3 km. Já na simulação S4 (Figura 5.14c), verifica-se que a velocidade vertical apresenta menores valores e extensão vertical, se comparado a S3. Os testes de sensibilidade (S3 e S4) indicam que a baías continentais afetam diretamente na intensidade da formação da região com movimentos verticais ascendentes, associada com a frente de BB, porém sem grandes alterações na sua gênese (horário e altura).

Figura 5.14 - Corte vertical para a variável velocidade vertical ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{CD}$, para as simulações S2 (a), S3 (b) e S4 (c). Os círculos pontilhados indicam as regiões de intenso movimento ascendente em cada simulação. Os valores representam uma média nos transectos.

Fonte: Produção do Autor.

A Figura 5.15 mostra o campo horizontal de vento e temperatura na simulação S3 e diferença entre a S4 e S3 para as mesmas variáveis. Observa-se que na S3 às 00 UTC (Figura 5.15a), o vento na superfície apresenta padrão predominante de leste ao norte do domínio e nordeste a sul do domínio. Observa-se também que a temperatura sobre a baía esteve cerca de 4°C mais quente do que sobre o continente neste horário. Nesta região de maiores temperaturas, verifica-se um aceleração do vento e convergência com o fluxo próximo a outra margem oeste da baía do Marajó. É possível que esta aceleração do vento na superfície esteja associada com uma BT no sentido continente baía, advectando ar frio do continente para a baía.

Quando analisado a diferença de temperatura entre as simulações S4 e S3 às 00 UTC (Figura 5.15b), verifica-se que não houve grandes variações entre as simulações para

este horário. Porém, verifica-se que sobre a baía do Marajó, entre 1°10'S e 1°20'S, houve variações expressivas no vento horizontal entre as simulações. Isto ocorre devido a presença das baías litorâneas na S4 proporcionarem uma possível formação de BT, no sentido continente baía, com maior magnitude. Este aspecto da BT na baía do Marajó, em particular, será discutido com mais detalhes na Seção 5.2.1.

Às 15 UTC (Figura 5.15c), observa-se que sobre a Baía do Marajó na simulação S3 a temperatura apresenta-se menor do que sobre o continente cerca de 4°C. O escoamento sobre esta região é de norte e converge com o ar proveniente do continente. Além disso, verifica-se uma aceleração do vento sobre a baía do Marajó, devido ao menor atrito sobre a baía.

Quando analisado a diferença entre as simulações (Figura 5.15d), observa-se que em quase o domínio inteiro não houve grandes diferenças entre as simulações. No campo de temperatura, verifica-se que as maiores diferenças são encontradas sobre a entrada da baía do Guajará e outros pequenos rios que foram retornados, apresentando menores temperaturas na S4. No campo de vento, observa-se que as maiores diferenças são encontradas próxima a entrada da baía do Guajará, devido a canalização sobre esta baía, formando uma circulação com forma de "ventilador". Este aspecto será discutido com mais detalhes na Seção 5.2.1.

Às 20 UTC, observa-se que a entrada da BB fica clara, juntamente com a advecção de ar frio (Figura 5.15e). Quando analisado as diferenças entre as simulações S4 e S3, verifica-se que a BB avança mais na S4 do que na S3. A região onde a BB avança na S4, fica claro quando analisado o campo de temperatura na superfície, com menores temperaturas. A causa da maior penetração da BB na simulação com baía pode estar relacionada com a região ascendente com menor intensidade na frente da BB, como discutido na Figura 5.14. Quando tem-se a presença de baías continentais, esta região com movimentos ascendentes apresenta-se mais intensa e com maior velocidade vertical, causando um efeito de retardamento na propagação da BB. Este efeito não fica claro nos transectos devido a proximidade da baía, capturando apenas a sua gênese. Todavia, isto fica claro quando analisado os campos horizontais de vento e temperatura potencial.

Figura 5.15 - Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para a simulação S3 (a,c,d) e diferença entre as simulações S4 e S3 (b,d,f) às 00,15 e 20 UTC. O vetores no campo de diferença mostram valores acima de 1.5 $m.s^{-1}$

Fonte: Produção do Autor.

5.2.1 Aspectos Particulares da Brisa Fluvial

Alguns aspectos particulares foram encontrados durante as análises das simulações, porém estes necessitam ser validados observacionalmente em estudos posteriores. No entanto, serão discutidas nesta seção.

A Figura 5.16 apresenta o campo de vento e temperatura potencial na superfície. Observa-se que no caso sem baía (Figura 5.16a) não houve muitas diferenças na temperatura potencial vento em quase todo o domínio. No entanto, quando analisado a simulação S4 (Figura 5.16b), verifica-se que há a criação de um gradiente de temperatura entre a terra e baía. Este gradiente, juntamente com a presença das baías litorâneas impulsionam a formação de uma BT às 00 UTC. É possível observar também uma advecção de ar frio proveniente do continente. Analisando em conjunto com a simulação S3 (Figura 5.15a), observa-se que a formação desta circulação deve-se em grande parte devido as baías litorâneas, que intensificam estas circulações.

Outra padrão de circulação importante encontrado nas simulações é apresentado nas Figuras 5.16c,d. Na simulação S2 (Figura 5.16c), observa-se que não há grande variações no campo de vento e temperatura sobre o domínio. Porém, quando as baías são retornadas na simulação S4 (Figura 5.16d), observa-se uma canalização da vento na entrada da baía do Guajará, formando uma circulação com forma de "ventilador". Esta circulação se inicia por volta das 13 UTC e permanece até as 17 UTC, sendo dissipada pela entrada da BB (Figura não mostrada).

Ezber et al. (2015a) em seu estudo para a Turquia, encontraram uma circulação com forma parecida na saída do canal de Bosphorus, que foi atribuída a canalização do vento sobre o canal. Vale ressaltar que nesta região há a entrada e saída de diversas embarcações de pequeno e grande porte. Santos (2015) em seu estudo para a região de Belém, relata inúmeros acidentes na região devido a eventos meteorológico no período da tarde e início da noite durante o período menos chuvoso. Estes acidentes foram atribuídos pela atuação da BB e BM. Todavia, podem também estar relacionado com a circulação na entrada da baía do Guajará, em especial. Torna-se, portanto, necessário uma maior investigação desta circulação, devido aos seus possíveis impactos ambientais.

Figura 5.16 - Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para as simulações S2 (a,c) e S4 (b,d) às 15 (painel esquerdo) e 20 UTC (painel direito). Os círculos vermelhos destacam os principais padrões encontrados.

Fonte: Produção do Autor.

Quando analisado a divergência na superfície (Figura 5.17), fica claro a atuação das baías nas circulações locais. Observa-se que no caso com baías (Figura 5.17b), a região de convergência se encontra na margem oeste da baía do Marajó. Na simulação S2 (Figura 5.17a) este padrão desaparece por completo, indicando a influência dos corpos d'água

nessa circulação. Às 15 UTC (Figura 5.17d), observa-se que a região de convergência forma-se ao redor da circulação em forma de "ventilador", chegando próximo a margem oeste da baía do Marajó; observa-se também forte divergência sobre a entrada da baía do Guajará, indicando o efeito de canalização sobre esta baía. Quando analisado o caso sem baía Figura 5.17c), esta circulação desaparece completamente, assim como no caso anterior.

Figura 5.17 - Vento a 10m e divergência na superfície ($10^{-3}.s^{-1}$) para as simulações S2 (a,c) e S4 (b,d) às 15 (painel esquerdo) e 20 UTC (painel direito). Os círculos vermelhos destacam os principais padrões encontrados.

Fonte: Produção do Autor.

5.3 Sensibilidade das Circulações Locais

Nesta seção serão discutidos a sensibilidade das circulações locais com escala espaço-temporal menor do que as discutidas nas seções anteriores. Para isso, são analisados as variáveis temperatura potencial, vento meridional, vento zonal e velocidade vertical

sobre o transecto $\overline{EF}$ e auxiliar $\overline{GH}$ (Figura 5.18), em um domínio mais refinado com resolução horizontal de aproximadamente 300m (domínio 4).

Figura 5.18 - Transecto principal $\overline{EF}$ e auxiliares: $\overline{GH}$ (linha azul) e $\overline{IJ}$ (linha vermelha).

Fonte: Produção do Autor.

Na Figura 5.19a observa-se a entrada da BB com a mudança da direção do vento para norte por volta das 19 UTC na banda oeste do transecto (entre 48.45W e 48.6W) e por volta das 22 UTC na banda leste do transecto (entre 48.45W e 48.32W). Quando analisado a simulação S5 (Figura 5.19b), observa-se que o horário de passagem da BB na banda leste do transecto ocorre por volta das 20 UTC, cerca de 1h mais tarde do que na simulação S4; na banda oeste do transecto, observa-se que a BB inicia-se por volta das 20 UTC. Embora o transecto em geral revele poucas variações no horário de entrada da BB, quando comparado a banda leste de cada transecto, observa-se que houve uma diferença significativa entre as duas simulações, com a brisa ocorrendo 2 horas mais tarde na S4 se comparada com a S5.

Outro aspecto importante observado entre as simulações S4 e S5 é a formação de uma canalização do vento na superfície devido a presença da baía do Guajará na S5. Esta canalização fica clara na Figura 5.19b, com um máximo de norte na componente meri-

dional do vento, chegando a -6 $m.s^{-1}$. Canalizações do vento em superfície, devido as diferentes rugosidades entre a superfície da água e continente, são comuns na Amazônia. Lu et al. (2005) mostra a canalização do vento em superfície sobre a região de Santarém, localizada na justaposição entre o rio Amazonas e Tapajós.

Quando analisada a simulação CTRL (Figura 5.19c), observa-se uma transição mais linear do vento de sul (positivo) para norte (negativo), por volta das 20 UTC em quase todo o transecto. Verifica-se que a entrada da BB sendo precedida de vento de sul, ainda que fraca; este resultado pode indicar a presença de uma brisa proveniente do rio Guamá. Quando comparada com as simulações S4 e S5, observa-se que a componente de sul não fica tão evidente como na CTRL. A linearidade encontrada na mudança de sinal do vento meridional, pode estar associada a convergência entre o fluxo proveniente do rio Guamá e da BB. Observa-se também que a canalização do vento pela baía do Guajará, assim como na S5 (Figura 5.19b), fica evidente.

Figura 5.19 - Evolução temporal do vento meridional a 10m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S4 (a), S5 (b) e CTRL (c). As linhas solidas indicam as bandas leste (E) e oeste (W) dos transectos; as linhas pontilhadas indicam a regiões onde ocorre as mudanças de fases no vento associado com a entrada de cada brisa.

Fonte: Produção do Autor.

Analisando o transecto auxiliar $\overline{GH}$ para a componente zonal do vento, observa-se na simulação S4 (Figura 5.20a) às 20 UTC uma transição na componente zonal do vento de leste (negativo) para oeste (positivo), com magnitude entre 0.5 e 1.5 $m.s^{-1}$. Esta transição está associada com a entrada da BB durante o seu horário mais ativo. Quando comparado com a simulação S5 (Figura 5.20b), observa-se que uma transição de leste para oeste entre as 18 e 19 UTC, cerca de 2 horas mais cedo do que na S4. Além disso, observa-se que o vento zonal apresenta maior magnitude na simulação S4, com valores entre 1.5 e 2 $m.s^{-1}$ durante a entrada da BB.

Quando analisado a simulação CTRL (Figura 5.20c), observa-se que não houve grandes diferenças, se comparada com a S4, tendo o horário de entrada da BB por volta das

20h. No entanto, quando comparado com a simulação S5, observa-se que há pequenas variações temporais na entrada da BB. Estas diferenças indicam que a baía do Guajará provoca uma maior penetração da BB continente adentro, devido a canalização do vento.

Figura 5.20 - Evolução temporal do vento zonal a 10m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto auxiliar $\overline{GH}$, para as simulações S4 (a), S5 (b) e CTRL (c). As linhas pontilhadas indicam a mudança de fase na componente zonal do vento, associado com a propagação da BB.

Fonte: Produção do Autor.

Quando analisado a evolução temporal da temperatura potencial, observa-se que houve poucas variações entre as simulações S4 e S5 (Figura 5.21a,b) sobre o transecto $\overline{EF}$. No entanto, observa-se uma pequena variação durante o horário de entrada da BB. Na S4, verifica-se que uma entrada de ar frio por volta das 20h, enquanto que na S4 esta entrada ocorre entre 19 e 20 UTC. Na simulação CTRL (Figura 5.21c) observa-se esta mudança de forma mais linear, por volta das 20 UTC.

Figura 5.21 - Evolução temporal da temperatura potencial a 2m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S4 (a), S5 (b) e CTRL (c).

Fonte: Produção do Autor.

Devido às variações rápidas e os inúmeros corpos d'água que circundam a região de Belém, é necessário uma análise especial neste domínio com um transecto auxiliar meridional $\overline{GH}$. As Figuras 5.22 e 5.23 mostram um corte vertical para as variáveis velocidade vertical e vento zonal para as simulações S4, S5 e CTRL. Quando analisado a simulação S4, observa-se a velocidade vertical (Sombreado na Figura 5.22a) apresenta uma região de intensa convecção associada com a entrada da frente de BB, com altura máxima de 1.7km. Verifica-se também na traseira da frente de BB uma mudança no vento zonal (Sombreado na Figura 5.22b) para oeste (positivo), indicando a entrada da BB, com altura máxima de 0.5 km. Segundo Germano et al. (2017), a BB é observada na direção de Noroeste. Portanto, é esperando uma componente de oeste, como observado na Figura 5.22b.

Na simulação S5 (Figura 5.22c), observa-se regiões de ascendência e subsidência, associado com a passagem da frente de BB. No entanto, não é possível observar com clareza o

início da formação da frente de BB, como na Figura 5.22a. Devido as rápidas mudanças que ocorrem neste domínio, não é possível capturar a gênese da BB, sendo necessário saídas de 10 em 10 min para uma melhor análise. Verifica-se na superfície vento de norte (vetores) e zonal de oeste (sombreado) (Figura 5.22d), com altura máxima de 0.6 km, indicando uma BB já estabelecida sobre o continente com direção de noroeste. Estes resultados ilustram os efeitos da baía do Guajará na BB, intensificando a sua penetração continente adentro.

Figura 5.22 - Corte vertical sobre o transecto auxiliar $\overline{GH}$, para as variáveis velocidade vertical (sombreado) em $m.s^{-1}$ (a,c,e) e vento zonal (sombreado) em $m.s^{-1}$ (b,d,f) às 20 UTC para a simulações S4 (a,b) e S5 (c,d). Os vetores representam o produto entre w (velocidade verical) e v (vento meridional).

Fonte: Produção do Autor.

Quando analisado a simulação CTRL (Figura 5.23a), observa-se um padrão diferente das simulações S4 e S5. Entre 1.44° e 1.42°S, observa-se um forte região de convecção que se extende da superfície até 1.5km. Esta região convectiva está associado com a convergência do fluxo da BB com um fluxo de sul, proveniente do rio Guamá. Na componente zonal do vento (Figura 5.23b), observa-se que este fluxo tem forte componente de oeste na superfície, principalmente na região de convergência entre os dois fluxos. As características dessas circulações serão discutidas com mais detalhes no Capítulo 6.

Figura 5.23 - Mesmo que Figura 5.22 para a simulação CTRL.

(a) (b)

Fonte: Produção do Autor.

A Figura 5.24 mostra o campo horizontal de vento e temperatura potencial na simulação S4 e diferença entre a S4 e S5 para as mesmas variáveis. Observa-se às 00 UTC (Figura 5.24a) poucas variações na direção do vento na simulação S4. O vento apresentou-se majoritariamente de leste em quase todo o domínio e temperatura potencial também com poucas variações, em torno de 23°C. Quando analisado a diferença entre as duas simulações (Figura 5.24b), constata-se que as maiores variações de temperatura encontram-se onde foi retornado os corpos d'água na S5, com uma diferença de 2°C. O vento apresenta-se também modificado sobre essas regiões, devido a menor rugosidade

sobre a água, aumentando a sua velocidade sobre os corpos d'água na simulação S5.

Às 15 UTC (Figura 5.24c), observa-se ,o campo de vento, predominância da direção de sudeste em quase todo o domínio, sem grandes variações. Quando analisado a temperatura na superfície, verifica-se menores temperaturas sobre a baía do Marajó e maiores sobre o continente. Analisando a diferença entre as simulações (Figura 5.24d), verifica-se que assim como na 00 UTC, as maiores variações estão onde foram retornados os corpos d'água, com temperaturas cerca de 2°C mais frias na S5. Além disso, observa-se novamente, assim como na Figura 5.24b, que as maiores diferenças no campo de vento ocorrem sobre as regiões onde os corpos d'água são retornados, devido a diferente rugosidade.

Às 20 UTC, observa-se a entrada da BB de noroeste na simulação S4 (Figura 5.24e) e o encontro desta circulação com o escoamento continental. A advecção de ar frio proporcionada pela BB é notória, com temperaturas por volta de 26°C na retarguarda da BB. A sudeste do domínio, é possível identificar alguns pontos mais frios, que estão relacionados com precipitação. Analisando as diferenças entre as simulações (Figura 5.24f), observa-se que sobre o continente (região de Belém), verifica-se que as temperaturas estiveram mais baixas na S5 e o vento de oeste. Esta mudança, tanto na temperatura como no vento, está relacionado com a maior penetração da BB na S5 ocasionado devido a presença da baía do Guajará. Outro aspecto importante notado nas diferenças entre as simulações é canalização do vento sobre a baia do Guajará, que fica notório na S5 devido a menor rugosidade sobre o corpo d'água. Verifica-se também um pequeno giro do vento na margem oeste da baía do Guajará, associado com a entrada do vento canalizado pela baía do Guajará na S5, que está associado a pequenos gradientes de temperatura entre a baía do Guajará e as ilhas próximas. Porém, observou-se estas circulações tem um pequeno ciclo de vida, devido a maior influência da BB do Marajó.

Figura 5.24 - Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para a simulação S4 (a,c,d) e diferença entre as simulações S5 e S4 (b,d,f) às 00,15 e 20 UTC. O vetores no campo de diferença mostram valores acima de 1.5 $m.s^{-1}$

Fonte: Produção do Autor.

6 EFEITOS DA ANTROPIZAÇÃO E CIRCULAÇÕES DE MENOR ESCALA

6.1 Efeitos Urbanos nas Circulações Locais

Neste capítulo serão explorados os efeitos da urbanização sobre as circulações locais. Para isto, as duas simulações analisadas terão todos os corpos d'água, analogamente as simulações anteriores onde os corpos d'água foram sequencialmente retornados. Na simulação S6 a cidade é retornada, enquanto que na simulação CTRL o mapa de uso da terra é composto principalmente por floresta. Para uma melhor compreensão dos efeitos da urbanização nas circulações locais, além da análise através do transecto $\overline{EF}$, será utilizado um transecto auxliar meridional $\overline{IJ}$ (Ver Figura 6.1). As análises nesta seção consistem na comparação dos campos de temperatura potencial, vento meridional e vertical.

Figura 6.1 - Transecto principal $\overline{EF}$ e auxiliares: $\overline{GH}$ (linha azul) e $\overline{IJ}$ (linha vermelha).

Fonte: Produção do Autor.

Na simulação S6 (Figura 6.2a), observa-se o início da formação da BB a norte do domínio. Como discutido anteriormente, a entrada da BB é caracterizada por uma advecção de ar frio proveniente da baía do Marajó. Além disso, é possível observar a canalização da BB sobre a baía do Guajará, como discutido no Capítulo 5. Mais a sul do domínio,

próximo a 1°25'S, observa-se a região da cidade de Belém, com temperaturas cerca de 3°C maiores do que na vizinhança, caracterizando uma Ilha de Calor Urbana (ICU). Costa et al. (2013) em seu estudo para Belém, encontra-se gradientes de até 4°C entre regiões centrais (menos arborizadas) da cidade e subúrbios (mais arborizadas). As ICUs vem sendo amplamente discutidas na literatura e são caracterizadas por maiores temperaturas nas regiões urbanas e menores nos subúrbios e regiões mais vegetadas (OKE; MAXWELL, 1975).

Verifica-se que sobre a região da ICU o vento na superfície converge, com um fluxo proveniente de sudeste. Quando analisado a CTRL (Figura 6.2b) (sem urbanização), observa-se que o gradiente de temperatura sobre a cidade desaparece, assim como a convergência sobre a ICU. Às 20 UTC (Figura 6.2c), observa-se que a BB avança continente adentro sobre o domínio. Verifica-se que sobre a cidade a BB tem uma diminuição no seu deslocamento. Quando comparado com as simulações S6 e CTRL (Figura 6.2d), observa-se que a BB avança sem impedimentos na CTRL, enquanto que na S6 a brisa avança menos sobre a região urbanizada. Além disso, observa-se que o vento, na região anterior a passagem da frente de BB, tem direção de sudoeste na simulação CTRL, enquanto que na S6, a direção é de sudeste. Isto pode estar associado com a influência da cidade na convergência na superfície.

A Figura 6.3 mostra a divergência e vento horizontal para as simulações S6 e CTRL. Observa-se que às 19 UTC (Figura 6.3a) houve de fato uma convergência sobre a cidade, enquanto que na simulação CTRL (Figura 6.3b) não é observado. Às 20 UTC (Figura 6.3c), observa-se que a BB avança menos sobre a cidade na S6 do que na CTRL (Figura 6.3d), indicando um efeito de atraso na entrada da BB, devido a uma convergência na superfície sobre a cidade. Ezber et al. (2015a) observam em seu estudo um padrão similar, onde houve um atraso na entrada da BM devido a uma convergência na superfície, causado pela ICU.

Figura 6.2 - Temperatura potencial a 2m e vento a 10m para a simulação S6 (painel esquerdo) e CTRL (painel direito) às 19 (a,b) e 20 (c,d) UTC. Os círculos vermelhos indicam a localização do ICU e a convergência na superfície, enquanto os círculos azuis indicam o fluxo de vento próximo da cidade

Fonte: Produção do Autor.

Figura 6.3 - Vento a 10m e divergência em 10m ($10^{-3}.s^{-1}$) para as simulações S6 (a,c) e CTRL (b,d) às 19 (a,b) e 20 (c,d) UTC.

Fonte: Produção do Autor.

6.1.1 Análise do Transecto $\overline{EF}$

A Figura 6.4 mostra a variação temporal da componente meridional do vento sobre o transecto $\overline{EF}$. Observa-se na simulação S6 (Figura 6.4a) a entrada da BB às 21 UTC na banda leste do transecto e às 20 UTC na banda oeste do transecto. Observa-se também a canalização do vento sobre a baía do Guajará no meio do transecto, caracterizado por uma maior intensidade do vento. Quando analisado a simulação CTRL (Figura 6.4b), observa-se que na banda leste do transecto, a mudança de fase no vento meridional associada com a entrada da BB ocorre cerca de 1h mais cedo, por volta das 20 UTC. Na banda oeste do transecto, observa-se que não houve mudanças significativas, se comparado com a S6.

Figura 6.4 - Evolução temporal do vento meridional a 10m ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S6 (a) e CTRL (b). As linhas pontilhadas indicam a mudança de fase na componente meridional do vento associado com a entrada da brisa em cada banda do transecto.

Fonte: Produção do Autor.

A Figura 6.5 mostra a variação da temperatura potencial sobre o transecto $\overline{EF}$. Observa-se uma diminuição na temperatura potencial após as 20 UTC na simulação S6 (Figura 6.5a). Quando comparado a simulação S6 com a CTRL (Figura 6.5b), não se observa grandes diferenças. Isto pode estar associado com o fato de neste domínio a variações mudanças nas variáveis meteorológicas são rápidas. Para uma melhor análise da temperatura potencial, é necessárias saídas de no mínimo 10min.

Figura 6.5 - Evolução temporal da temperatura potencial a 2m (°C) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S6 (a) e CTRL (b).

Fonte: Produção do Autor.

A Figura 6.6 mostra a variação vertical da componente meridional do vento sobre o transecto $\overline{EF}$. Observa-se que na simulação S6 (Figura 6.6a) a entrada da BB fica clara com uma mudança de sinal de positivo para negativo, com altura máxima de 0.6km. Além disso, é possível observar a formação de uma corrente de retorno entre 0.9 e 2.1 km, logo acima da BB. Outro aspecto importante, é a formação de um máximo de sul proveniente do Guamá, que antecede a entrada da BB. Quando analisado a simulação CTRL (Figura 6.6b) e comparado com a S6, observa-se que em geral a BB não apresenta grandes

variações, tanto na sua altura, como no início. No entanto, verifica-se que o máximo de sul proveniente do Guamá se enfraquece, se comparado com a S6. Estes resultados indicam que a urbanização pode fortalecer a brisa fluvial proveniente do Guamá.

Figura 6.6 - Corte vertical para a variável vento meridional ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S6 (a) e CTRL (b). Os círculos pontilhados representam a localização da brisa fluvial do Guamá.

Fonte: Produção do Autor.

Na velocidade vertical para a simulação S6 (Figura 6.7a), observa-se a formação de um único núcleo com intensa velocidade vertical entre as 17 e 21 UTC. Este núcleo com movimentos ascendentes intensos apresenta uma altura máxima de 2.4 km. Nota-se também que sua parte mais ativa ocorre após as 20 UTC, com valores que chegam a 0.2 $m.s^{-1}$. Quando analisado a simulação CTRL (Figura 6.7b), observa-se que a presença de 2 núcleos com movimentos ascendentes. O primeiro iniciando por volta das 17 UTC e altura máxima de 0.9km; o segundo iniciando por volta das 20 UTC, com altura máxima de 2.7km. A presença de um único núcleo com intensa ascendência na simulação S6, sugere que a convergência entre o fluxo proveniente do rio Guamá é intensificada na

S6, e posteriormente convergindo com a frente de BB. Já na simulação CTRL, esta ascendência não apresenta-se tão intensa como na S6, e os núcleos não convergem, facilitando a passagem da frente de BB.

Figura 6.7 - Corte vertical para a variável velocidade vertical ($m.s^{-1}$) sobre o transecto $\overline{EF}$, para as simulações S6 (a) e CTRL (b). Os círculos pontilhados indicam as regiões de intenso movimento ascendente em cada simulação.

Fonte: Produção do Autor.

6.1.2 Análise do Transecto Auxiliar $\overline{IJ}$

A Figura 6.8 mostra um corte vertical para as variáveis vento meridional e velocidade vertical sobre o transecto auxiliar $\overline{IJ}$. Observa-se que às 19 UTC na simulação S6 (Figura 6.8a), o início da entrada da BB com vento de norte, entre 1.35°S e 1.34°S. Observa-se que a sul do transecto a entrada de vento de sul, associado com a brisa fluvial do rio Guamá entre 1.47°S e 1.39°S. Esta brisa tem altura de 0.4km e se sobrepõe sobre a BB do Marajó. Na simulação CTRL (Figura 6.8b), observa-se que a BB avança com maior intensidade do que na S6. Verifica-se que a entrada de BB na CTRL ocorre entre 1.37°S

e 1.34°S. Assim como na simulação S6, observa-se a entrada da brisa fluvial do Guamá com vento de sul, porém entre 1.47°S e 1.41°S.

Quando analisado a velocidade vertical, observa-se na simulação S6 (Figura 6.8c) uma região de intensa convecção intenso na dianteira da frente de brisa fluvial do Guamá, entre 1.40°S e 1.39°S. Observa-se também outra região de intensa convecção, localizada na dianteira da BB do Marajó. Entre as duas regiões de convecção, observa-se uma região de subsidência, separando as duas frentes de brisa. Observa-se que os mesmos máximos se formam na CTRL (Figura 6.8d), os mesmos máximos se formam, porém deslocados se comparados com a S6. Verifica-se também que o máximo de velocidade vertical associado com a BB do Marajó apresenta maior intensidade, assim como a região de subsidência entra as duas frentes de brisa.

Às 20 UTC na simulação S6 (Figura 6.9a), observa-se a entrada da BB com maior clareza, eliminando quase completamente o sinal do rio Guamá, se estendendo até 1.45°S. Observa-se que neste horário da BB tem altura de 0.4 km na S6. Na simulação CTRL (Figura 6.9b), observa-se que a BB tem altura por volta de 0.5km e maior penetração do que na S6, chegando a 1.47°S. Quando analisado a velocidade vertical na S6 (Figura 6.9c), observa-se que um núcleo com intensa velocidade vertical, caracterizando a frente de BB na S6; quando comparado a S6 com a CTRL (Figura 6.9d), verifica-se que um máximo menos intenso de velocidade vertical.

Estes resultados sugerem que a frente de BB do Marajó é intensificada por uma maior convergência em baixos níveis na região da cidade de Belém, atrasando sua entrada. Esta convecção é intensificada devido a um maior fluxo de sul, proveniente do rio Guamá, convergindo posteriormente sobre a cidade. Na simulação CTRL (sem a cidade), esta convergência na superfície é menor, facilitando a passagem da frente de BB e consequente aumentando sua penetração, comparado a S6.

Figura 6.8 - Corte vertical sobre o transecto auxiliar $\overline{IJ}$, para as variáveis vento meridional (sombreado) em $m.s^{-1}$ (a,b) e velocidade vertical (sombreado) em $m.s^{-1}$ (c,d) para a simulação S6 (a,c) e CTRL (b,d) às 19 UTC. Os vetores representam o produto entre w (velocidade verical) e v (vento meridional). Os vetores vermelho pontilhados indicam a brisa fluvial do rio Guamá.

Fonte: Produção do Autor.

Figura 6.9 - Mesmo que Figura 6.8 para as 20 UTC.

Fonte: Produção do Autor.

6.1.3 Observações sobre Belém

Com o objetivo de verificar os sinais encontrados em Belém, calculou-se a anomalia do vento zonal e meridional para Belém, para o período de 2003 a 2013, utilizando o mesmo conjunto de dados de Germano et al. (2017). Observa-se que, durante as primeiras horas do dia (entre 0 e 13 UTC), o vento meridional apresenta-se fraco (Figura 6.10a). Entre os meses de abril e setembro no intervalo de 13 e 17 UTC, verifica-se vento de sul (positivo) em Belém, o que segundo os testes de sensibilidade está associado com a brisa fluvial do Guamá. Verifica-se também que esta componente de sul tem maior intensidade entre os meses de julho e setembro, período menos chuvoso na região. Às 18 UTC, observa-se que o vento muda de fase para norte, associado com a BB. Verifica-se que este vento de norte tem predominância durante o ano inteiro.

Quando analisada a componente zonal do vento (Figura 6.10b), verifica-se que entre as 0 e 10 UTC, o vento apresenta-se com fraca intensidade. No entanto, entre as 10 e 16 UTC, o vento apresenta-se leste. Às 17 UTC, o vento apresenta uma mudança de fase associado com a entrada da BB do Marajó, se estendendo até as 22 UTC. Observa-se que a BB tem maior intensidade entre os meses de setembro de novembro, como mostrado por Germano et al. (2017).

Embora a BB já tenha sido identificada por Germano et al. (2017) em seu estudo, a presença da brisa fluvial do Guamá não é citada. Wanzeler (2018) também cita uma circulação na direção de sudoeste, que atribui a fatores locais e/ou regionais. A dificuldade de identificação desta circulação deve-se ao fato da menor intensidade da mesma, sendo sobreposta pelo sinal da BB do Marajó. No entanto, com os resultados encontrados nas simulações e nas observações através do calculo da anomalia, a brisa fluvial do Guamá fica evidente, sendo uma importante circulação para a cidade de Belém.

Figura 6.10 - Anomalia horária mensal da componente meridional (esquerda) e zonal (direita) para o período de 2003 a 2013 em Belém.

(a) (b)

Fonte: Produção do Autor.

6.2 Aspectos Particulares das Circulações Locais: Instabilidade de Kelvin-Helmholtz

Nesta seção serão discutidos alguns aspectos particulares encontrados durante as análises. No entanto, estes aspectos necessitam de estudos especiais, para uma validação do modelo. Devido a carência de dados observacionais na região, não foi possível observar esses aspectos, e também não foram mencionados ainda na literatura para a região. Portanto, as discussões nesta subseção são especulativas, sendo necessário observações.

A Figura 6.11 mostra o gradiente do número de Richardson e a circulação vertical para as simulações S6 e CTRL. Observa-se que às 20, em ambas as simulações (Figura 6.11a,b), há a formação de um vórtice sobre a circulação de BB, entre 0.4 e 0.9 km. Estes vórtices podem estar associados com a instabilidade de Kelvin-Helmholtz, sobre a circulação de BB. Simpson (1994) explica a instabilidade de Kelvin-Helmholtz devido a um fluido com maior densidade (brisa) penetrando a costa, gerando um frente de brisa e posteriormente ascendendo. No entanto, o fluido acima desta brisa, tem maior velocidade, enquanto que o fluido abaixo (brisa) tem maior densidade, gerando as condições para a instabilidade de Kelvin-Helmholtz.

Observa-se que o número de Richardson revela que em quase toda a atmosfera nas duas simulações, os valores estavam abaixo de 0.25 (valor crítico), indicando turbulência e a possibilidade de ocorrência de instabilidade de Kelvin-Helmholtz. Segundo Blumen et al. (2001) em um estudo observacional, a ocorrência da instabilidade de Kelvin-Helmholtz esteve associado com um número de Richardson abaixo de 0.13.

Às 23 UTC (Figura 6.11c,d) ainda é possível observar a formação de vórtices associados com a instabilidade de Kelvin-Helmholtz. Observa-se uma concordância do modelo na formação dos vórtices em ambas as simulações. Estes resultados indicam que a instabilidade de Kelvin-Helmholtz pode influenciar na formação de vórtices sobre a BB do Marajó, sendo importantes na mistura vertical. Chapman e Browning (1997) em seu estudo, mostram os possíveis impactos ambientais da instabilidade de Kelvin-Helmholtz, devido a formação de turbulência de ar claro, causando riscos para a aviação.

Figura 6.11 - Corte vertical sobre o transecto auxiliar $\overline{IJ}$, para o gradiente do número de Richardson (sombreado) às 20 UTC (a,b) e 23 UTC (c,d) para as simulação S6 (a,c) e CTRL (b,d). Os vetores representam o produto entre w (velocidade verical) e v (vento meridional)

Fonte: Produção do Autor.

7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O principal objetivo deste trabalho foi investigar os efeitos dos corpos d'águas na modificação e/ou geração das circulações locais em uma localidade com características fisiográficas complexa na Amazônia oriental. Para isso, foram criados 7 diferentes tipos de testes de sensibilidade e uma simulação real em alta resolução no modelo WRF. Os testes de sensibilidade consistiram em simulações onde o uso da terra e fração verde no modelo foram modificados; estes parâmetros foram alterados a fim de se avaliar diferentes condições idealizadas, com ou sem os corpos d'água presentes na região. Por simplicidade, o dia escolhido para a simulação teve pouca precipitação, a fim de se eliminar efeitos de sistemas convectivos. Além disso, uma avaliação da performance do modelo foi conduzida para o dia estudado (18/06/2011), sendo realizada através de dados observacionais de 4 diferentes estações de superfície.

Em resumo, o modelo foi capaz de capturar a maioria dos padrões da circulação para a área estudada. A direção e velocidade do vento foram bem representadas, com exceção dos máximos, que em geral não foram bem capturados na velocidade do vento. O modelo também mostrou um atraso no início do Brisa de Baía (BB) de aproximadamente 2 h em Castanhal. Em relação à temperatura na superfície, o ciclo diurno foi bem representado pelo modelo para as 4 localidades estudadas. No entanto, Soure apresentou um padrão diferente, no qual o modelo foi capaz de capturar, diferentemente do ERA 5.

Os testes de sensibilidade para a brisa costeira revelaram que a baías costeiras causam um impacto na formação da Brisa Marítima (BM) no litoral. Verificou-se que as baías continentais prolongam a formação da BM no litoral devido a formação de áreas de convergência e divergência sobre as baías. Foi verificado também que a formação da corrente de retorno da BM é afetada pelas baías costeiras, tendo a sua formação atrasada. Devido ao escoamento mais perturbado na superfície devido as baías costeiras, a região de movimentos ascendente associada com a frente de BM apresentou-se menos intensa do que no caso sem baías. Em relação a sua altura, observou-se que a BM tem altura por volta de 0.6km. Devido a complexidade da região, foi observado que o horário de entrada da BM varia de acordo com a região, sendo complexo a definição de um horário único. Além disso, os resultados apresentados são para um estudo de caso, podendo portanto variar de acordo com a estação e/ou em eventos extremos.

Em relação a BB, verificou-se que a canalização da BM na entrada da baía do Marajó desempenha uma intensificação inicial da BB e posteriormente a sua propagação. Além disso, as baías continentais, em uma menor escala, revelaram também um papel importante na propagação continente adentro da BB. Verificou-se que as baías continentais

criam uma região de ascendência do vento de menor intensidade na frente de BB. Devido a esta frente de BB menos intensa, a BB consegue avançar com maior facilidade continente adentro. No caso sem baías, a frente de BB apresentou-se mais intensa, causando um retardamento na propagação da BB. Em relação a sua altura, observou-se que a BB tem altura por volta de 0.5km, cerca de 100m mais baixo que a BM.

Próximo a Belém, foi observado que a BB sofre uma segunda canalização em decorrência da presença da baía do Guajará. Esta baía mostrou-se importante, em uma menor escala, para a propagação da BB continente adentro. Foi verificado que na simulação sem a baía do Guajará, a BB propaga com menor velocidade, se comparado na simulação com a Baía. Isto se deve ao fato da baía do Guajará canalizar a BB durante a sua entrada, intensificando a sua propagação continente adentro.

Os efeitos da urbanização devido a presença da cidade de Belém revelaram que a antropização da região forma uma Ilha de Calor Urbana (ICU). Esta ICU sobre Belém cria uma convergência em baixos níveis, que posteriormente atrasa a entrada da BB sobre a cidade. Além disso, a brisa fluvial do Guamá foi também influenciada pela urbanização, causando uma intensificação da mesma.

Apesar os avanços na compreensão dos efeitos dos corpos d'água sobre as circulações locais tenham sido significativos, necessita-se ainda estudos posteriores que venham responder algumas questões ainda em aberto. Desta forma, algumas recomendações de trabalhos futuros são:

- Realizar simulações mais longas, para que se possa obter uma significância estatística.
- Simulações com saídas de 10 em 10 min nos domínios com resolução horizontal $<$ 1km.
- Tentar validar observacionalmente alguns dos aspectos encontrados nas simulações durante este estudo, a exemplo da instabilidade de Kelvin-Helmholtz.
- Simular em alta resolução as baías do litoral, a fim de se investigar, com maior detalhamento, os possíveis efeitos destas baías na BM.
- Realizar uma simulação com inicialização homogênea e vento inicial calmo ($V_0 = 0$).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BELJAARS, A. The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 121, n. 522, p. 255–270, 1995. 19

BLUMEN, W.; BANTA, R.; BURNS, S. P.; FRITTS, D. C.; NEWSOM, R.; POULOS, G. S.; SUN, J. Turbulence statistics of a kelvin–helmholtz billow event observed in the night-time boundary layer during the cooperative atmosphere–surface exchange study field program. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 34, n. 2-4, p. 189–204, 2001. 94

CAVALCANTI, I. F. de A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982. 1

CHAPMAN, D.; BROWNING, K. Radar observations of wind-shear splitting within evolving atmospheric kelvin-helmholtz billows. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 541, p. 1433–1439, 1997. 94

COHEN, J. C.; DIAS, M. A. S.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995. 1

COHEN, J. C. P.; FITZJARRALD, D. R.; D'OLIVEIRA, F. A. F.; SARAIVA, I.; BARBOSA, I. R. d. S.; GANDU, A. W.; KUHN, P. A. Radar-observed spatial and temporal rainfall variability near the Tapajós-Amazon confluence. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. SPE, p. 23–30, 2014. 1

COSTA, A. C. L.; SILVA, J.; CUNHA, A. C.; GALBRAITH, D. G.; FEITOSA, J. R. P. Distribuição geoespacial e horária da temperatura do ar na cidade de Belém–pa: estudo de caso em 1995. **Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities Research Medium**, v. 4, n. 1, p. 3, 2013. 82

CPTEC. 2018. Disponível em: <http://tempo.cptec.inpe.br/sp/sao-paulo>. Acesso em: 1 fevereiro 2018. 29

DIVISÃO DE SATÉLITES AMBIENTAIS (DSA). 2018. Disponível em: <http://satelite.cptec.inpe.br/>. Acesso em: 1 fevereiro 2018. 30

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 20, p. 3077–3107, 1989. 19

DYER, A.; HICKS, B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 410, p. 715–721, 1970. 19

EZBER, Y.; SEN, O. L.; BOYBEYI, Z.; KARACA, M. Investigation of local flow features in istanbul. part i: high-resolution sensitivity simulations. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 13, p. 3812–3833, 2015. 2, 7, 66, 82

_____. Investigation of local flow features in istanbul. part ii: high-resolution real case simulations. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 15, p. 4802–4828, 2015. 7

FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; MORAES, O. L.; OLIVEIRA, R. Cosme de; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; BELDINI, T. Spatial and temporal rainfall variability near the amazon-tapajós confluence. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. G1, 2008. 10

GANDU, A.; COHEN, J.; SOUZA, J. D. Simulation of deforestation in eastern amazonia using a high-resolution model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 123–135, 2004. 14

GERMANO, M. F.; VITORINO, M. I.; COHEN, J. C. P.; COSTA, G. B.; SOUTO, J. I. d. O.; REBELO, M. T. C.; SOUSA, A. M. L. de. Analysis of the breeze circulations in eastern amazon: an observational study. **Atmospheric Science Letters**, v. 18, n. 2, p. 67–75, 2017. 1, 8, 12, 13, 31, 74, 92

HAURWITZ, B. Comments on the sea-breeze circulation. **Journal of Meteorology**, v. 4, n. 1, p. 1–8, 1947. 3

HERSBACH, H.; DEE, D. Era5 reanalysis is in production. **ECMWF newsletter**, v. 147, n. 7, 2016. 17

HONG, S.-Y.; DUDHIA, J.; CHEN, S.-H. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 1, p. 103–120, 2004. 17, 19

HONG, S.-Y.; JUANG, H.-M. H.; ZHAO, Q. Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 10, p. 2621–2639, 1998. 19

HONG, S.-Y.; NOH, Y.; DUDHIA, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 9, p. 2318–2341, 2006. 19

INPE, P. **Projeto Prodes Monitoramento da floresta Amazônica Brasileira por satélite**. [S.l.]: São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2014. 19, 23

JANOWIAK, J. E.; KOUSKY, V. E.; JOYCE, R. J. Diurnal cycle of precipitation determined from the cmorph high spatial and temporal resolution global precipitation analyses. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D23, 2005. 8, 9

KAIN, J. S. The kain–fritsch convective parameterization: an update. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, n. 1, p. 170–181, 2004. 19

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488–498, 1980. 1, 8

KUSUDA, M.; ALPERT, P. Anti-clockwise rotation of the wind hodograph. part i: theoretical study. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 2, p. 487–499, 1983. 33

LU, L.; DENNING, A. S.; SILVA-DIAS, M. A. da; SILVA-DIAS, P. da; LONGO, M.; FREITAS, S. R.; SAATCHI, S. Mesoscale circulations and atmospheric co2 variations in the tapajós region, pará, brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D21, 2005. 1, 10, 12, 71

MACHADO, L. A.; DIAS, M. A. S.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C. et al. The chuva project: How does convection vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, 2014. 27

MATOS, A. Pinheiro de; COHEN, J. C. P. Circulação de brisa e a banda de precipitação na margem leste da baía de marajó. **Ciência e Natura**, v. 38, 2016. 1, 2, 8, 12, 31, 40

MCPHERSON, R. D. A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, n. 5, p. 767–777, 1970. 5, 6, 49, 50, 56

MILLER, S.; KEIM, B.; TALBOT, R.; MAO, H. Sea breeze: structure, forecasting, and impacts. **Reviews of Geophysics**, v. 41, n. 3, 2003. 7

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D14, p. 16663–16682, 1997. 19

NEGRI, A. J.; ADLER, R. F.; NELKIN, E. J.; HUFFMAN, G. J. Regional rainfall climatologies derived from special sensor microwave imager (ssm/i) data. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 75, n. 7, p. 1165–1182, 1994. 1

NEUMANN, J. Land breezes and nocturnal thunderstorms. **Journal of Meteorology**, v. 8, n. 1, p. 60–67, 1951. 5

NIU, G.-Y.; YANG, Z.-L.; MITCHELL, K. E.; CHEN, F.; EK, M. B.; BARLAGE, M.; KUMAR, A.; MANNING, K.; NIYOGI, D.; ROSERO, E. The community noah land surface model with multiparameterization options (noah-mp): 1. model description and evaluation with local-scale measurements. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D12, 2011. 19

OKE, T. R.; MAXWELL, G. B. Urban heat island dynamics in montreal and vancouver. **Atmospheric Environment (1967)**, v. 9, n. 2, p. 191–200, 1975. 82

OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The amazon river breeze and the local boundary layer: I. observations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 63, n. 1, p. 141–162, 1993. 8, 50

_____. The amazon river breeze and the local boundary layer: Ii. linear analysis and modelling. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 67, n. 1, p. 75–96, 1994. 1, 9

OLIVEIRA, F. P. de. **Processos convectivos na iniciação de linhas de instabilidade na costa norte do Brasil**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017. 1, 17

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 527–530, 1975. 3

PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, n. 6, p. 857–861, 1970. 19

PHYSICK, W. A numerical model of the sea-breeze phenomenon over a lake or gulf. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 11, p. 2107–2135, 1976. 6

PHYSICK, W.; BYRON-SCOTT, R. Observations of the sea breeze in the vicinity of a gulf. **Weather**, v. 32, n. 10, p. 373–381, 1977. 6

ROY, S. B.; AVISSAR, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazônia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, 2002. 13

SANTOS, M. J.; DIAS, M. A. S.; FREITAS, E. D. Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus city, Amazon region, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 23, 2014. 10

SANTOS, M. J. dos. **Impact of the rivers and the seasonal flooding on the local climate of Central Amazon**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017. 11, 56

SANTOS, S. H. M. dos. **Acidentes com transportes hidroviários e os extremos meteorológicos no nordeste da Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) — Universidade Federal do Pará, Belém, 2015. 66

SANTOS, S. R. Q. D.; VITORINO, M. I.; BRAGA, C. C.; CAMPOS, T. B.; SANTOS, A. P. O efeito de brisas maritimas na cidade de Belém-PA: utilizando análise em multivariada. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 5, n. 5, p. 1110–1120, 2013. 1, 12

SCHUMANN, E.; ILLENBERG, W.; GOSHEN, W. Surface winds over algoa bay, South Africa. **South African Geographical Journal**, v. 87, p. 202–207, 1991. 48

SILVA DIAS, M.; REGNIER, P. Simulation of meso-scale circulations in a deforested area of rondonia in the dry season. **In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. Amazonian deforestation and climate**, New York: John Wiley and Sons, 1996. 14

SILVA DIAS, M.; SILVA DIAS, P.; LONGO, M.; FITZJARRALD, D. R.; DENNING, A. S. River breeze circulation in eastern amazonia: observations and modelling results. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 111–121, 2004. 1, 2, 8, 9

SILVA, R. Ramos da; WERTH, D.; AVISSAR, R. Regional impacts of future land-cover changes on the amazon basin wet-season climate. **Journal of Climate**, v. 21, n. 6, p. 1153–1170, 2008. 14

SIMPSON, J. E. **Sea breeze and local winds**. [S.l.]: Cambridge University Press, 1994. 3, 4, 36, 93

SKAMAROCK, W.; KLEMP, J.; DUDHIA, J.; GILL, D.; BARKER, D.; DUDA, M.; HUANG, X.; WANG, W.; POWERS, J. **A description of the advanced research WRF version 3**. [S.l.]: Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, 2008. 17

SOUZA, D. O. de. **Simulação de alta resolução das circulações atmosféricas locais na região da foz do rio Amazonas**. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica) — Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2007. 10

SOUZA, E. P.; RENNÓ, N. O.; DIAS, M. A. S. Convective circulations induced by surface heterogeneities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 17, p. 2915–2922, 2000. 14

SOUZA FILHO, P. W. M. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 23, n. 4, p. 427–435, 2005. 15

WAKIMOTO, R. M.; ATKINS, N. T. Observations of the sea-breeze front during cape. part i: single-doppler, satellite, and cloud photogrammetry analysis. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 6, p. 1092–1114, 1994. 38

WANG, J.; BRAS, R. L.; ELTAHIR, E. A. The impact of observed deforestation on the mesoscale distribution of rainfall and clouds in Amazonia. **Journal of Hydrometeorology**, v. 1, n. 3, p. 267–286, 2000. 14

WANG, W.; BRUYÉRE, C.; DUDA, M.; DUDHIA, J.; GILL, D.; KAVULICH, M.; KEENE, K.; CHEN, M.; LIN, H.-C.; MICHALAKES, J.; RIZVI, S.; ZHANG, X.; BERNER, J.; HA, S.; FOSSELL, K. **WRF ARW-Version 3 Modelling System User's Guide January 2017**. Boulder, Colorado, USA, 2017. 434p. User's Guide. Disponível em: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3.8/ARWUsersGuideV3.8.pdf>. Acesso em: 11 jan 2018. 17, 23

WANZELER, R. T. S. **Períodos ativos e inativos da brisa nas regiões do Centro de Lançamento de Alcântara e de Belém - PA durante o período seco**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018. 13, 92

WEBB, E. K. Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 407, p. 67–90, 1970. 19

YANG, Z.-L.; NIU, G.-Y.; MITCHELL, K. E.; CHEN, F.; EK, M. B.; BARLAGE, M.; LONGUEVERGNE, L.; MANNING, K.; NIYOGI, D.; TEWARI, M. The community noah land surface model with multiparameterization options (noah-mp): 2. evaluation over global river basins. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D12, 2011. 19

ZHANG, D.; ANTHES, R. A. A high-resolution model of the planetary boundary layer - sensitivity tests and comparisons with sesame-79 data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, n. 11, p. 1594–1609, 1982. 19

ZHONG, S.; TAKLE, E. S. The effects of large-scale winds on the sea–land-breeze circulations in an area of complex coastal heating. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 7, p. 1181–1195, 1993. 56

ANEXO A - CATEGORIAS DE USO DA TERRA

Tabela A.1 - 24 categorias de uso da terra de acordo com o USGS. As categorias em negrito estão presentes na região. As categorias com * correspondem a uso da terra antrópico.

Categoria	Nome
1*	**Urban and Built-up Land**
2*	**Dryland Cropland and Pasture**
3*	Irrigated Cropland and Pasture
4*	Mixed Dryland/Irrigated Cropland and Pasture
5*	**Cropland/Grassland Mosaic**
6*	Cropland/Woodland Mosaic
7	**Grassland**
8	**Shrubland**
9	**Mixed Shrubland/Grassland**
10	Savanna
11	Deciduous Broadleaf Forest
12	Deciduous Needleleaf Forest
13	**Evergreen Broadleaf**
14	Evergreen Needleleaf
15	Mixed Forest
16	**Water Bodies**
17	**Herbaceous Wetland**
18	Wooden Wetland
19	**Barren or Sparsely Vegetated**
20	Herbaceous Tundra
21	Wooded Tundra
22	Mixed Tundra
23	Bare Ground Tundra
24	Snow or Ice

ANEXO B - DIREÇÃO, VELOCIDADE DO VENTO E TEMPERATURA EM DIFERENTES DOMÍNIOS

Figura B.1 - Direção (painel a esquerda) e velocidade (painel a direita) do vento a 10m em diferentes domínios do modelo para Belém (A e B), Castanhal (C e D), Capitão Poço (E e F) e Soure (G e H), respectivamente, para o dia 18 e 19 de junho de 2011.

Figura B.2 - Mesmo que Figura B.1 para temperatura a 2m.