



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/02.08.19.00-TDI

**PERÍODOS ATIVOS E INATIVOS DA BRISA NAS
REGIÕES DO CENTRO DE LANÇAMENTO DE
ALCÂNTARA E DE BELÉM - PA DURANTE O
PERÍODO SECO**

Romero Thiago Sobrinho Wanzeler

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Marcos Daisuke Oyama, aprovada
em 07 de março de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QGKFLB>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

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

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

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

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

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

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

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 Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/02.08.19.00-TDI

**PERÍODOS ATIVOS E INATIVOS DA BRISA NAS
REGIÕES DO CENTRO DE LANÇAMENTO DE
ALCÂNTARA E DE BELÉM - PA DURANTE O
PERÍODO SECO**

Romero Thiago Sobrinho Wanzeler

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Marcos Daisuke Oyama, aprovada
em 07 de março de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QGKFLB>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Wanzeler, Romero Thiago Sobrinho.

W189p Períodos ativos e inativos da brisa nas regiões do centro de lançamento de Alcântara e de Belém - PA durante o período seco / Romero Thiago Sobrinho Wanzeler. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xxvi + 112 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/02.08.19.00-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientador : Dr. Marcos Daisuke Oyama.

1. Brisa marítima. 2. Modelagem regional. 3. WRF.
4. Downscaling dinâmico. I.Título.

CDU 551.553.11



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Romero Thiago Sobrinho Wanzeler**

Título: "PERÍODOS ATIVOS E INATIVOS DA BRISA NAS REGIÕES DO CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA E DE BELÉM-PA DURANTE O PERÍODO SECO".

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 Vídeo - Conferência

Dr. **Marcos Daisuke Oyama**



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

() Participação por Vídeo - Conferência

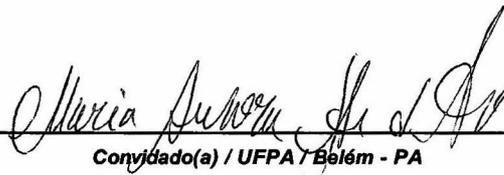
Dra. **Dayana Castilho de Souza**



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dra. **Maria Aurora Santos da Mota**



Convidado(a) / UFPA / Belém - PA

() Participação por Vídeo - Conferência

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 07 de março de 2018

“Beyond all ideas of right and wrong there is a field. I’ll meet you there.”

Rumi

Primeiramente à minha família. E ainda é em especial pela minha saudosa e querida professora Rosilda (in memoriam).

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Marcos Daisuke Oyama pela confiança, aprendizado, orientação, total apoio, amizade e pelo exemplo de profissional.

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

À Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, pela concessão dos dados de imagens de satélite.

Aos amigos profissionais da Divisão de Ciências Atmosféricas do Instituto de Aeronáutica e Espaço (ACA/IAE), pelo agradável ambiente que me proporcionaram durante o período de trabalho naquele local.

Aos responsáveis do INMET (2º DISME - Belém/PA) que forneceram os dados meteorológicos desta cidade que foram utilizados neste trabalho.

Aos membros da banca examinadora deste trabalho, por suas generosas e valiosas contribuições e sugestões para o aprimoramento do mesmo.

À Dra. Dayana Souza e ao Dr. Fernando Oliveira, pela ajuda de ambos e por compartilharem conhecimentos importantes no desenvolvimento deste trabalho.

Aos colegas de INPE e em especial aos amigos da turma de mestrado de 2016: Carol, Joao, Karlos Ramalho, Mariah, Mylene, Paulo Cesar e Renata. Grandes colegas na profissão e também para a vida.

Aos professores da PGMET, por muito apoio e aprendizado transmitidos ao longo deste período.

À Isabel e todas as pessoas da secretaria da PGMET, solícitas em sempre ajudar e dar total suporte ao longo deste período.

RESUMO

O trabalho teve o objetivo de caracterizar os padrões relacionados aos períodos ativos e inativos da brisa, em termos de vento e nebulosidade, para as regiões de Belém - PA e do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA; Alcântara - MA) no trimestre SON (período menos chuvoso ou seco das regiões). Foram abordados o ciclo diário médio da direção e da velocidade do vento utilizando dados observados em Belém e no CLA, a evolução diurna do campo de nebulosidade (frente de brisa) utilizando dados do satélite GOES no canal visível, os padrões de circulação atmosférica em escala maior utilizando dados da reanálise do ERA-Interim e a circulação local utilizando os resultados de *downscaling* dinâmico com o modelo WRF. O ciclo diário do vento observado indicou a atuação local da brisa de baía em Belém (a partir da baía do Marajó durante a tarde, e influenciando também a temperatura do ar e a umidade local) e no CLA (a partir da baía de São Marcos durante a manhã), e da brisa costeira (marítima durante o dia e terrestre durante a noite) em ambas as regiões. Os dados da reanálise representaram em geral a brisa costeira, e mostraram que ela envolve uma escala maior e está associada ao posicionamento dos centros de divergência e convergência localizados no oceano e/ou no continente. O *downscaling* dinâmico com o modelo WRF representou bem o padrão da brisa de baía. A nebulosidade associada à brisa de baía ficou bem caracterizada nas duas regiões, porém, em Belém, ocorre uma nebulosidade persistente, que não se caracteriza como uma frente de brisa. O padrão de brisa costeira também foi notado observacionalmente para ambas as regiões, a marítima ocorrendo no período da manhã e a terrestre durante a noite.

Palavras-chave: Brisa marítima. Modelagem regional. WRF. Downscaling dinâmico.

ACTIVE AND INACTIVE PERIODS OF BREEZE IN THE REGIONS OF BELEM-PA AND ALCANTARA LAUNCH CENTER DURING DRY SEASON

ABSTRACT

The objective of this work was to characterize the patterns related to active and inactive periods of breeze, in terms of wind and cloudiness, for Belém - PA and the Alcântara Launch Center (CLA; Alcântara - MA) in the SON quarter (less rainy or dry periods of the regions). The average daily cycle of the wind direction and speed were obtained using the observed data from Belém and CLA; the daytime evolution of cloudiness (breeze front) from the GOES satellite data in the visible channel; the atmospheric large scale circulation patterns from the ERA-Interim reanalysis; and the local circulation, from the dynamic downscaling results with the WRF model. The observed daily cycle of the wind indicated the occurrence of bay breeze in Belém (from the Marajó bay during the afternoon, and also affecting the air temperature and humidity) and CLA (from São Marcos bay during the morning), and coastal breeze (sea breeze during day and land breeze at night) in both regions. The reanalysis data generally represented the coastal breeze, and showed that it is related to larger scales and results from the positioning of centers of divergence and convergence over the ocean and/or the continent. Dynamic downscaling with the WRF model did represent the bay breeze pattern. The cloudiness associated with bay breeze was well characterized in the two regions, but over Belém there is a persistent cloudiness, which is not characterized as breeze front. The coastal breeze pattern was also found observationally in both regions, the sea breeze occurring in the morning and the land breeze at night.

Keywords: Sea breeze. Regional modeling. WRF. Dynamical downscaling.

LISTA DE FIGURAS

	Pag.
Figura 1.1 - Esquematisação das características gerais associadas à brisa marítima. As letras “Q” e “F” referem-se à superfície quente e fria, respectivamente	2
Figura 1.2 - Padrão clássico de frente de brisa no interior do continente no estado do Ceará: (a) Imagem do canal visível do satélite NOAA-16 para o dia 11/02/2004, às 14:00 HL; (b) Imagem do canal visível do satélite GOES-8 para o dia 01/09/2002, às 1800 UTC; (c) Média do campo de reflectância das imagens dos satélites GOES 10 e 12 para o mês de setembro, no período de 2007 a 2010, às 1800 UTC	3
Figura 2.1 - Frente de brisa estacionária (seta preta). Médias horárias de reflectância (%) para setembro (2007 a 2010) de imagens dos satélites GOES 10 e 12 no canal visível para o estado do Pará as 1730 e 1845 UTC, respectivamente	8
Figura 2.2 - Refletividade do radar na altura de 2 km, em Belém – PA. A seta preta indica a MLF formada no dia 9 de junho de 2011 às 16:34 UTC	8
Figura 2.3 - Padrão médio da frente de brisa (seta preta), próximo ao CLA. Médias horárias de reflectância (%) para setembro (2007 a 2010) de imagens dos satélites GOES 10 e 12 no canal visível para a região de Alcântara às 1200, 1400 e 1600 UTC, respectivamente	10
Figura 3.1 – Localização geográfica da cidade de Belém – PA	18
Figura 3.2 – Localização geográfica da cidade de Alcântara – MA e do CLA	18
Figura 3.3 – Climatologia da precipitação média mensal, no período de 1987 a 2011 para Belém	19
Figura 3.4 - Climatologia e desvio padrão da precipitação média mensal, no período de 1993 a 2007 para o CLA	20
Figura 3.5 - Esquema de projeção do eixo de coordenadas para obtenção do ângulo médio horário para cálculo dos componentes u' e v' para Belém e o CLA	25
Figura 3.6 - Representação gráfica da Ondeleta de Morlet. No gráfico da esquerda a linha sólida representa a parte real e a linha tracejada representa a parte imaginária para as ondeletas no domínio de tempo. O gráfico da direita dá as ondeletas correspondentes na frequência do domínio	27

Figura 3.7 - Transformada de ondeleta aplicada ao componente meridional do vento para setembro de 2013 em Belém (a) e para setembro de 1998 para o CLA (b). As setas vermelhas indicam picos no espectro de potência local referente ao ciclo diário	29
Figura 3.8 - Variabilidade horária de SAWP do componente meridional do vento para novembro de 2010 em Belém	30
Figura 3.9 - Domínios das simulações realizadas com o modelo WRF para a região de Belém (a) e para o CLA (b)	33
Figura 4.1 - Frequência de dias de períodos ativos e inativos em SON no período de 2003 a 2016 e seus respectivos limiares de SAWP para Belém. As siglas que nomeiam os períodos ativos e inativos estão explicados no texto	36
Figura 4.2 - Frequência mensal de dias nos períodos ativos para Belém, no período de 2003 a 2016	36
Figura 4.3 - Mesmo que a Figura 4.2, mas para os períodos inativos	37
Figura 4.4 - Ciclo diário médio da direção do vento para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$ em Belém	37
Figura 4.5 - Ciclo diário médio da velocidade do vento para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$ em Belém	39
Figura 4.6 - Representação esquemática das circulações de brisa em Belém, válida tanto para o período $atv_u'+$ quanto para o período $atv_v'+$	40
Figura 4.7 - Ciclo diário médio dos componentes projetados do vento (u' e v') durante os períodos ativos, em Belém	41
Figura 4.8 - Mesmo que a Figura 4.7, mas para o período inativo	43
Figura 4.9 - Ciclo diário médio da temperatura máxima do ar para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$, em Belém	44
Figura 4.10 - Ciclo diário médio da temperatura máxima do ponto de orvalho para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$, em Belém	45
Figura 4.11 - Ciclo diário médio da umidade relativa do ar máxima para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$, em Belém	45
Figura 4.12 - Ciclo diário médio da razão de mistura para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$, em Belém	46
Figura 4.13 - Evolução horária média do Fator de Refletividade Normalizado durante o período $atv_v'+$, para a região de Belém, entre 1300 e 1800 UTC	48
Figura 4.14 - Mesmo que Figura 4.13, mas para o período $atv_u'+$	49
Figura 4.15 - Evolução horária média do Fator de Refletividade Normalizado durante o período $atv_v'+$ centrada na latitude $-1,65^\circ$	50
Figura 4.16 - Mesmo que a Figura 4.15, mas para o período $atv_u'+$	51

Figura 4.17 - Variabilidade média horária do Fator de Refletividade Normalizado durante o período $atv_v'+$ centrada na longitude $-47,75^\circ$	51
Figura 4.18 - Mesmo que a Figura 4.17, mas para o período $atv_u'+$	52
Figura 4.19 - Mesmo que a Figura 4.13, mas para o período $inatv_u'_v'-$	54
Figura 4.20 - Mesmo que a Figura 4.15, mas para o período $inatv_u'_v'-$	55
Figura 4.21 - Mesmo que a Figura 4.17, mas para o período $inatv_u'_v'-$	55
Figura 4.22 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período $atv_v'+$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém	57
Figura 4.23 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período $atv_v'+$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém	57
Figura 4.24 - Campo médio da direção e velocidade do vento durante o período $atv_v'+$, obtido através da reanálise ERA-Interim, para Belém	58
Figura 4.25 - Diferença do vento (direção e velocidade) entre os horários de 0000 e 1800 UTC para o período $atv_v'+$	59
Figura 4.26 - Mesmo que a Figura 4.25, mas para a diferença do vento entre os horários de 1200 e 0000 UTC	60
Figura 4.27 - Ciclo diário da velocidade do vento para o dia 22 de novembro de 2016 através de dados observados, reanálise ERA-Interim e simulação de <i>downscaling</i> dinâmico de 3 km para Belém	62
Figura 4.28 - Ciclo diário da direção do vento para o dia 22 de novembro de 2016 através de dados observados, reanálise ERA-Interim e simulação de <i>downscaling</i> dinâmico de 3 km para Belém	63
Figura 4.29 - Diferença do vento entre os horários de 0900 e 0000 UTC simulado pelo WRF para o dia 22 de novembro de 2016	64
Figura 4.30 - Mesmo que a Figura 4.29, mas para diferença do vento entre os horários de 1200 e 0900 UTC	65
Figura 4.31 - Mesmo que a Figura 4.29, mas para a diferença do vento entre os horários de 2100 e 1800 UTC	66
Figura 4.32 - Efeito de canalização do vento. Campos do vento horizontal simulados pelo WRF para o dia 22 de novembro de 2016 com grade de 3 km entre os horários de 1400 a 2200 UTC	66
Figura 4.33 - Frequência de dias de períodos ativos e inativos em SON no período de 1996 a 2015 e seus respectivos limiares de SAWP para a região do CLA. As siglas que nomeiam os períodos ativos e inativos estão explicados no texto	69
Figura 4.34 - Frequência mensal de dias nos períodos ativos para o CLA, no período de 1996 a 2015	70
Figura 4.35 - Mesmo que a Figura 4.34, mas para os períodos inativos	70

Figura 4.36 - Ciclo diário médio da direção do vento para os períodos $atv_{u'+}$, $atv_{v'+}$ e $inatv_{u'v'-}$ no CLA	72
Figura 4.37 - Ciclo diário médio da velocidade do vento para os períodos $atv_{u'+}$, $atv_{v'+}$ e $inatv_{u'v'-}$ no CLA	72
Figura 4.38 - Representação esquemática das circulações de brisa no CLA, válida tanto para o período $atv_{u'+}$ quanto para o período $atv_{v'+}$	74
Figura 4.39 - Ciclo diário médio dos componentes projetados do vento (u' e v') durante os períodos ativos, no CLA	75
Figura 4.40 - Ciclo diário médio dos componentes projetados do vento (u' e v') durante os períodos inativos, no CLA	76
Figura 4.41 - Evolução horária média do Fator de Refletividade Normalizado durante o período $atv_{v'+}$, para a região do CLA - MA, entre 1100 e 2000 UTC	78
Figura 4.42 - Mesmo que Figura 4.41, mas para o período $atv_{u'+}$	80
Figura 4.43 - Mesmo que Figura 4.41, mas para o período $inatv_{u'v'-}$	83
Figura 4.44 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período $atv_{v'+}$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA	85
Figura 4.45 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período $atv_{v'+}$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA	85
Figura 4.46 - Campo médio da direção e velocidade do vento durante o período $atv_{v'+}$, obtido através da reanálise ERA-Interim, para a região de Alcântara - MA	86
Figura 4.47 - Diferença do vento (direção e velocidade) entre os horários de 0600 e 0000 UTC para o período $atv_{v'+}$	87
Figura 4.48 - Mesmo que a Figura 4.47, mas para a diferença do vento entre os horários de 1800 e 1200 UTC	88
Figura 4.49 - Ciclo diário da velocidade do vento para o dia 08 de setembro de 2012 através de dados observados, reanálise ERA-Interim e simulação de downscaling dinâmico de 3 km para o CLA	89
Figura 4.50 - Ciclo diário da direção do vento para o dia 08 de setembro de 2012 através de dados observados, reanálise ERA-Interim e simulação de downscaling dinâmico de 3 km para o CLA	90
Figura 4.51 - Diferença do vento entre os horários de 1200 e 0900 UTC simulado pelo WRF para o dia 08 de setembro de 2012	91
Figura A.1 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período $atv_{u'+}$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém	106
Figura A.2 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período $atv_{u'+}$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém	106

Figura A.3 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período $inatv_{u'v'}$ -, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém	107
Figura A.4 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período $inatv_{u'v'}$ -, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém	107
Figura B.1 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período $atv_{u'+}$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA	108
Figura B.2 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período $atv_{u'+}$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA	108
Figura B.3 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período $inatv_{u'v'}$ -, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA	109
Figura B.4 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período $inatv_{u'v'}$ -, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Estratégias metodológicas de preenchimento de falhas dos dados observados de vento adotadas neste trabalho	24
Tabela 3.2 – Configurações utilizadas no pacote de Transformada de ondeletas, para Belém e Alcântara, proposto inicialmente por Torrence e Compo (1998)	27
Tabela 3.3 – Esquemas de parametrizações físicas adotados nas simulações	33

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

°c	Graus Celsius
µm	Micrometro
atv_v'	Período ativo do componente v'
$atv_v'+$	Período mais ativo do componente v'
atv_u'	Período ativo do componente u'
$atv_u'+$	Período mais ativo do componente u'
ACA/IAE	Divisão de Ciências Atmosféricas/Instituto de Aeronáutica e Espaço
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CHUVA	<i>Cloud processes of tHe main precipitation systems in Brazil: A contribUtion to cloud resolVing modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)</i>
CLA	Centro de Lançamento de Alcântara
CLP	Camada Limite Planetária
CPTEC/INPE	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
E	Direção Leste
ECMWF	<i>European Centre of Medium Weather Forecast</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
FRN	Fator de Refletividade Normalizado
hPa	Hectopascal
HL	Hora Local
$inatv_u'_v'$	Período inativo dos componentes u' e v'
$inatv_u'_v'-$	Período mais inativo dos componentes u' e v'
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IR	<i>Infra-red</i> (infravermelho)
KF2	Kain-Fritsch
m/s	Metro por segundo

MA	Maranhão
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MLF	Micro Linha Fluvial
MSG	<i>Meteosat Second Generation</i>
N	Direção norte
NE	Direção nordeste
NNEB	Norte e Nordeste do Brasil
NO	Nordeste
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NW	Direção Noroeste
OMEGA	<i>Operational Multiscale Environment model with Grid Adaptivity</i>
PA	Pará
S	Direção sul
SAWP	<i>Scale-Averaged Wavelet Power</i>
SE	Direção Sudeste
SEVIRI	<i>Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager</i>
SON	Setembro, outubro e novembro
SE	Direção sudeste
SW	Direção sudoeste
T_{ar}	Temperatura do Ar
T_d	Temperatura do Ponto de Orvalho
TO	Transformada de Ondeletras
u	Componente zonal do vento
u'	Componente zonal projetado do vento
UR	Umidade Relativa do ar
UTC	Universal Time Coordinate
v	Componente meridional do vento
v'	Componente meridional projetado do vento
W	Direção Oeste
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	Pag.
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 Aspectos conhecidos da brisa em Belém – PA	7
2.2 Aspectos conhecidos da brisa no CLA	9
2.3 Metodologias empregadas na identificação de brisa	10
2.3.1 Dados observacionais	11
2.3.2 Análise estatística e aplicação da Transformada de Ondeletas	12
2.3.3 Imagens de satélites	13
2.4 Utilização de modelagem numérica e aplicação de <i>downscaling</i> dinâmico em estudos de brisa	15
3 MATERIAIS E MÉTODOS	17
3.1 Localização das áreas de estudo	17
3.2 Materiais	21
3.2.1 Dados meteorológicos de superfície	21
3.2.2 Dados de satélite	21
3.2.3 Dados da reanálise do ERA-Interim	22
3.2.4 Modelo regional WRF	22
3.3 Metodologia	23
3.3.1 Tratamento dos dados observacionais	23
3.3.2 Ângulo médio da direção do vento para o trimestre SON	24
3.3.3 Aplicação da Transformada de Ondeletas (TO)	26
3.3.4 Caracterização dos padrões do ciclo médio horário do vento para os períodos ativos e inativos da brisa para Belém e para o CLA	30
3.3.5 Processamento dos dados de satélite e caracterização dos padrões de nebulosidade para os períodos ativos e inativos da brisa para Belém e para o CLA	31
3.3.6 Descrição das simulações	32
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	35
4.1 Climatologia da frequência dos dias de períodos ativos e inativos para Belém	35
4.2 Análise do padrão de vento durante os períodos ativos e inativos em Belém	38
4.2.1 Períodos ativos	38
4.2.2 Períodos inativos	42

4.3 Análise do padrão de nebulosidade durante os períodos ativos e inativos em Belém	43
4.3.1 Períodos ativos	43
4.3.2 Período inativos	52
4.4 Características e representatividade da brisa nos dados de vento da reanálise em Belém	56
4.5 Características e representatividade da brisa através dos dados simulados para estudo de caso com o Modelo WRF em Belém	61
4.6 Climatologia da frequência dos dias de períodos ativos e inativos para o CLA	68
4.7 Análise do padrão de vento durante os períodos ativos e inativos no CLA	71
4.7.1 Períodos ativos	71
4.7.2 Períodos inativos	76
4.8 Análise do padrão de nebulosidade durante os períodos ativos e inativos no CLA	77
4.8.1 Períodos ativos	77
4.8.2 Períodos inativos	81
4.9 Características e representatividade da brisa nos dados de vento da reanálise no CLA	84
4.10 Características e representatividade da brisa através dos dados simulados para estudo de caso com o Modelo WRF na região do CLA	88
5 CONCLUSÕES	93
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97
APÊNDICE A - Variabilidade do vento durante os períodos atv_u' e $intv_u'v'$, para Belém nos dados da reanálise	107
APÊNDICE B - Variabilidade do vento durante os períodos atv_u' e $intv_u'v'$, para o CLA nos dados da reanálise	109

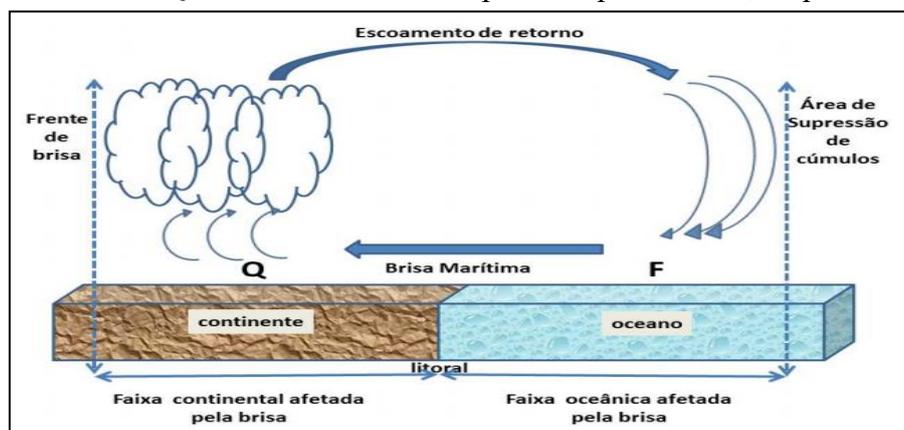
1 INTRODUÇÃO

Em áreas costeiras do Brasil, principalmente nas regiões Norte e Nordeste, um dos fenômenos meteorológicos locais mais importantes é a brisa. Característico de regiões próximas a corpos d'água (rios, lagos e oceanos), a brisa ocorre devido à diferença de capacidade térmica entre a superfície do continente e do corpo d'água. A maior temperatura durante o dia sobre a superfície continental estabelece um gradiente de pressão entre esta superfície e a do corpo d'água. Surge então um fluxo em baixos níveis que escoar do corpo d'água em direção ao continente, e que pode ser percebido pela variação do vento e, em muitos casos, pela propagação da frente de brisa.

No caso da brisa marítima, sobre o continente, devido à pressão mais baixa, movimentos de ar ascendentes ocorrem e explicam a formação de nuvens cúmulos que compõem a frente de brisa (SIMPSON, 1994; MILLER et al., 2003; SILVA DIAS et al., 2004). O escoamento de retorno, que ocorre a dezenas ou centenas de metros acima da superfície, é responsável pelo fechamento da célula de circulação termicamente direta. Uma ilustração destas características gerais da brisa marítima é apresentada na Figura 1.1. O desenvolvimento e a intensificação da circulação de brisa ocorrem conforme aumenta a diferença térmica entre continente e corpo d'água ao longo do dia.

Em superfície, geralmente a passagem da frente de brisa é identificada por uma mudança abrupta na direção do vento horizontal, além de aumento na umidade relativa e queda na temperatura do ar (BORNSTEIN; THOMPSON, 1981). Convergência horizontal e movimentos ascendentes provocados pela frente de brisa dentro da camada limite de regiões costeiras auxiliam na reciclagem de poluentes (KEEN; LYONS, 1978; OGAWA et al., 1986).

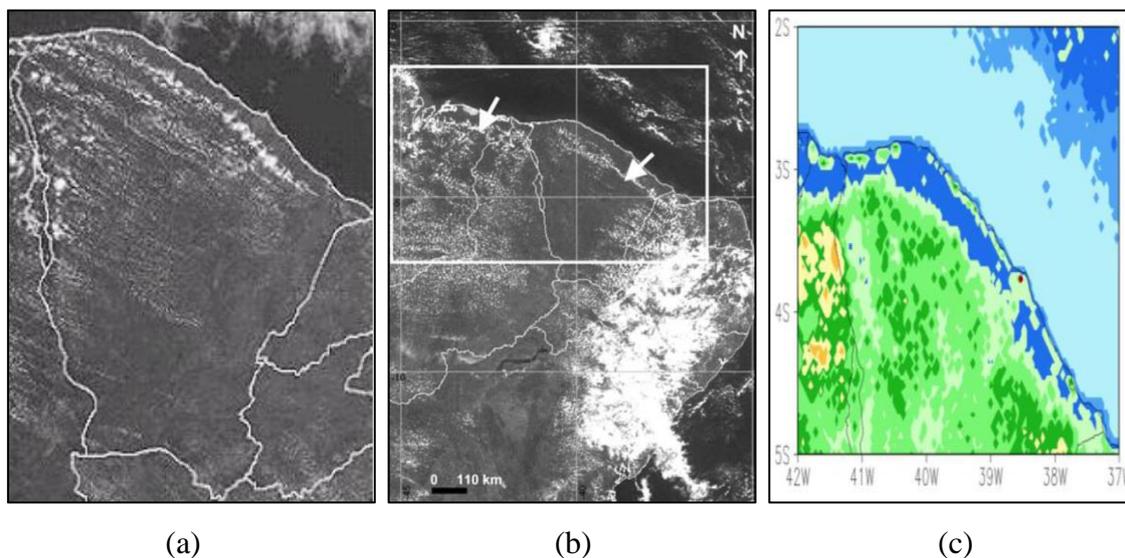
Figura 1.1 - Esquemática das características gerais associadas à brisa marítima. As letras “Q” e “F” referem-se à superfície quente e fria, respectivamente.



Fonte: Adaptado de Souza (2016).

Souza (2016) mostrou que, ao longo da costa no Norte e Nordeste do Brasil (NNEB), algumas regiões seguem o padrão clássico de formação de frente de brisa, entendido pelo aparecimento de uma linha de nuvens cumuliformes paralela à costa que se propaga continente adentro dirigida pela circulação de brisa marítima (SMITH, 1976; SIMPSON, 1994). Este padrão clássico se destaca principalmente na costa do estado do Ceará, como mostra a Figura 1.2, e é ratificado por trabalhos anteriores, como o de Planchon et al. (2006) e Teixeira (2008). Em outras regiões da costa NNEB, Souza (2016) indicou a existência de padrões de frente de brisa mais complexos. Duas dessas regiões incluem a cidade de Belém – PA e o Centro de Lançamento de Alcântara (CLA) no Maranhão. O objeto de estudo do presente trabalho é a brisa nessas duas regiões, onde a circulação associada à brisa parece sofrer grande influência das características fisiográficas locais, como a presença de baías e foz de rios.

Figura 1.2 - Padrão clássico de frente de brisa no interior do continente no estado do Ceará: (a) Imagem do canal visível do satélite NOAA-16 para o dia 11/02/2004, às 14:00 HL; (b) Imagem do canal visível do satélite GOES-8 para o dia 01/09/2002, às 1800 UTC; (c) Média do campo de reflectância das imagens dos satélites GOES 10 e 12 para o mês de setembro, no período de 2007 a 2010, às 1800 UTC.



Fonte: (a) Adaptado de Teixeira (2008); (b) Adaptado de Planchon et al. (2006); (c) Adaptado de Souza (2006).

Como ponto de partida, Souza (2016) obteve algumas características gerais da brisa para Belém e para o CLA, como o padrão médio da evolução temporal da frente de brisa e a relação entre esse padrão e o ciclo diário médio do vento observado. No presente trabalho, objetiva-se complementar essa caracterização por meio do agrupamento dos dias em que a brisa ocorre de forma mais intensa.

Em trabalhos anteriores sobre a brisa em Belém e no CLA, usualmente o ciclo diário médio do vento, computado utilizando todos os dias do período de interesse (por exemplo, trimestre seco) é analisado. No entanto, como mostrado por Souza e Oyama (2017), a brisa não ocorre em todos os dias e assim, a influência da brisa pode estar suavizada no ciclo diário médio do vento. Assim, opta-se por selecionar somente os dias em que a brisa é mais intensa, ou seja, nos períodos ativos da brisa, para computar o ciclo diário médio a partir de dados observados. Para esses períodos, verifica-se o padrão de frente de brisa obtido por Souza (2016) para as regiões de Belém e do CLA, e a relação entre a propagação da frente de brisa e o ciclo do vento.

Um dos maiores problemas no estudo da circulação de brisa talvez seja a ausência de um maior conjunto de dados observados ao longo da região da costa do NNEB. Para se ter um conhecimento detalhado da extensão continental afetada pela brisa, haveria a necessidade de um espaçamento entre os pontos de coleta de dados na ordem de alguns quilômetros (SOUZA, 2016). Assim, para analisar a circulação de brisa nos períodos ativos associada a contrastes terra-água de maior escala, dados de reanálise são utilizados. Por outro lado, para obter as características de circulações locais associadas à brisa, realiza-se um *downscaling* dinâmico dos dados de reanálise de dois casos do período ativo utilizando um modelo atmosférico regional. A técnica de *downscaling* dinâmico têm sido aplicada em estudos para o Nordeste brasileiro, como, por exemplo, Alves et al. (2012) e Sales et al. (2015).

De modo geral, este trabalho procura detalhar a caracterização da brisa nos seus períodos ativos, abordando os tipos de circulação de brisa identificáveis no ciclo diário observado, a evolução da frente de brisa, os padrões atmosféricos de escala maior e a circulação local, para Belém e o CLA. Por simplicidade, esses aspectos são estudados somente para o período menos chuvoso (segundo semestre para a região de Belém) ou seco (primavera austral para a região do CLA). Essa restrição temporal é propícia à identificação da frente de brisa marítima, pois evita que a nebulosidade associada à atuação de sistemas meteorológicos precipitantes neste período do ano, como a Zona de Convergência Intertropical - ZCIT - (KOUSKY, 1980; PLANCHON et al., 2006; REBOITA et al., 2010), prejudique a sua identificação. Além do mais, Souza (2016) notou que a extensão de áreas com potencial de brisa na costa do NNEB é maior para os meses menos chuvosos ou mais secos.

Portanto, os objetivos específicos deste trabalho para as regiões que incluem Belém - PA e o CLA são:

- Identificar e caracterizar os períodos ativos (e inativos) da brisa utilizando dados observados em superfície;
- descrever a propagação da frente de brisa nos seus períodos ativos (e inativos) utilizando dados de satélite;
- obter os padrões de circulação em escala maior nos períodos ativos (e inativos) utilizando dados de reanálise; e

- obter o padrão de circulação local associada à brisa por meio do downscaling dinâmico com um modelo atmosférico regional, em dois casos pertencentes ao período ativo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Aspectos conhecidos da brisa em Belém – PA

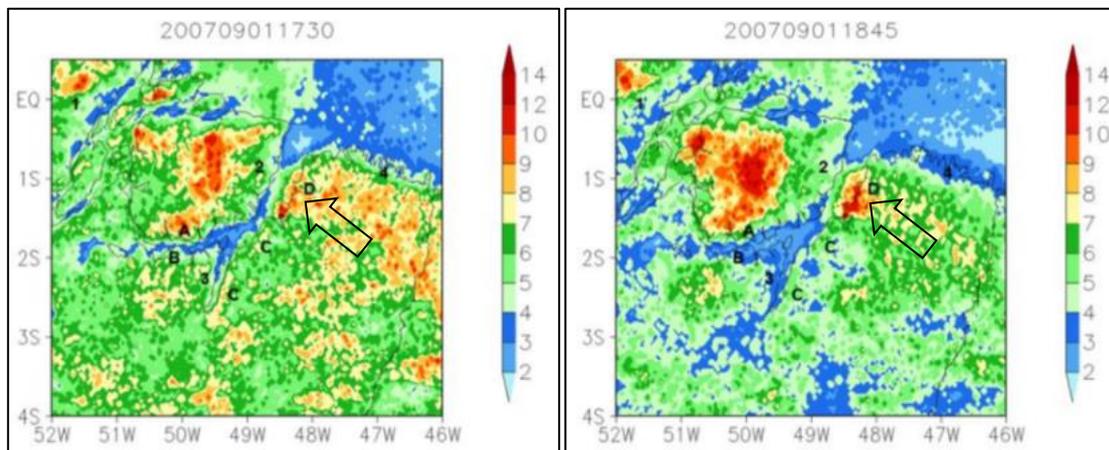
Para a região de Belém – PA, trabalhos anteriores, como o de Cohen et al. (1995), Santos et al. (2012) e de Loureiro et al. (2014), sugerem a interação da circulação de brisa com outros sistemas de escala maior, resultando em ocorrência de precipitação na cidade, tanto no período chuvoso quanto no menos chuvoso. Ademais, em tese, devido a extensa área urbana da cidade, algumas características locais, como superfícies continentais não-homogêneas e a urbanização local, também podem influenciar a circulação local.

Um dos primeiros trabalhos a mencionar a atuação da brisa em Belém foi o de Kousky (1980). O autor sugere que a ocorrência de um pico de precipitação no final da tarde, no período de maio a setembro, estaria associada à existência de uma brisa marítima (neste trabalho, identificada como brisa costeira) que se sobrepõe a um escoamento médio, o que atrasaria a propagação da brisa costeira marítima para o interior do continente.

Santos et al. (2012) analisaram a relação entre a direção do vento e a precipitação e notaram que, de fato, tanto no trimestre mais chuvoso (fevereiro, março e abril) quanto no menos chuvoso (setembro, outubro e novembro), a precipitação máxima ocorria no final da tarde ou início da noite, acompanhada de uma expressiva variação no vento, que foi associada à atuação da brisa de baía.

Souza (2016) analisou preliminarmente a brisa para a região da costa do NNEB e notou que em Belém, durante boa parte da madrugada e pela manhã, existe predominância dos ventos de leste. Entre 1700 e 2300 UTC (14:00 e 20:00 HL) o vento muda de leste para norte e a nebulosidade diminui, evidenciando os efeitos da atuação da brisa de baía. Através de imagens de satélite, a autora notou que o padrão do ciclo diurno da nebulosidade é regionalmente complexo, o que dificulta a identificação da frente de brisa e seus efeitos em Belém e proximidades, como mostrado na Figura 2.1.

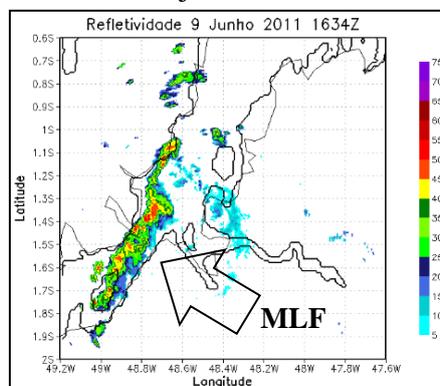
Figura 2.1 - Frente de brisa estacionária (seta preta). Médias horárias de reflectância (%) para setembro (2007 a 2010) de imagens dos satélites GOES 10 e 12 no canal visível para o estado do Pará as 1730 e 1845 UTC, respectivamente.



Fonte: Adaptado de Souza (2016).

Matos e Cohen (2016) realizaram simulações numéricas utilizando dados coletados durante campanha do projeto CHUVA (MACHADO et al., 2014) em Belém e verificaram que, durante a tarde, a confluência da brisa fluvial da baía do Marajó com o escoamento de leste sobre o continente originava um sistema de orientação paralela à baía do Marajó, que os autores denominaram de Micro Linha de instabilidade Fluvial (MLF), como ilustra a Figura 2.2. Esse sistema se formava sobre a região metropolitana de Belém, atravessava a baía do Marajó e dissipava-se sobre a ilha do Marajó, em um intervalo de tempo em torno de 2 horas.

Figura 2.2 - Refletividade do radar na altura de 2 km, em Belém – PA. A seta preta indica a MLF formada no dia 9 de junho de 2011 às 16:34 UTC.



Fonte: Adaptado de Matos e Cohen (2016).

Trabalhos mais recentes, como o de Germano et al. (2017), verificaram de forma mais abrangente (envolvendo diversos pontos de observação) que existe um máximo secundário na direção do vento de Noroeste (NW) que ocorre às 1500 UTC (12:00 HL), acompanhado de diminuição na sua velocidade. Este máximo secundário foi associado à atuação da brisa de rio em Belém, devido à proximidade da baía do Marajó.

2.2 Aspectos conhecidos da brisa no CLA

Uma motivação para se estudar o regime dos ventos em Alcântara – MA e particularmente na região do CLA, é o interesse da Meteorologia Aeroespacial em extrair informações que auxiliem no projeto e no desenvolvimento de foguetes, além da análise de condições de tempo durante campanhas de lançamento de foguetes. Primeiramente, Kousky (1980) sugere que a ocorrência de máximos de precipitação no período da tarde (no interior do continente) e da noite (no litoral), estaria associado à atuação da brisa marítima e terrestre, respectivamente.

Em relação ao vento local, Fisch (1999) determinou algumas características do seu perfil e identificou diferenças significativas na velocidade ao comparar os períodos chuvoso e seco, porém, pouca diferença considerando os períodos diurno e noturno. O autor sugeriu que esta característica estaria associada à influência local da vegetação, circulação de brisa marítima e também ao perfil de vento sobre superfície oceânica.

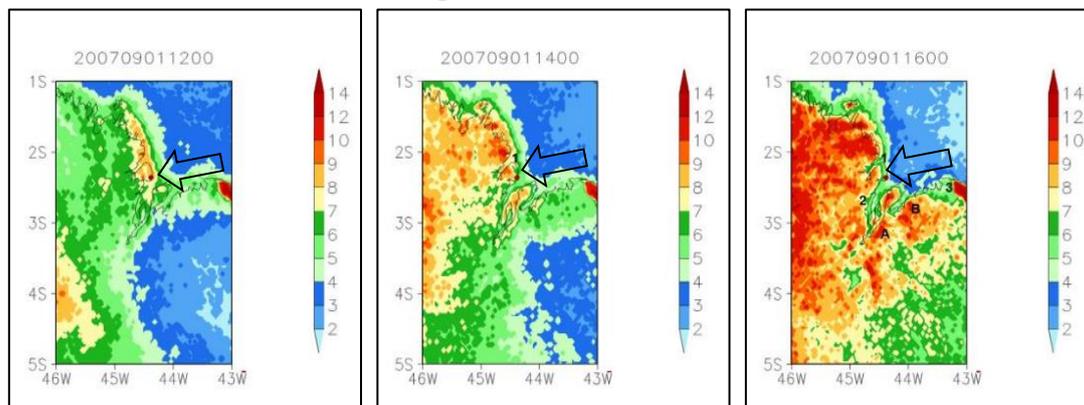
Durante o período chuvoso na região, existe maior variabilidade na direção do vento associada à presença de nuvens e chuvas oriundas de sistemas meteorológicos. Já durante o período seco os valores de velocidade do vento são maiores, evidenciando que a intensificação da brisa marítima (contraste térmico entre continente e oceano), por ser mais acentuada no período seco, pode colaborar na intensificação da magnitude do vento. Essas variações são associadas a uma interação de diversos fatores, tais como a brisa marítima, ventos alísios e escoamento médio em baixos níveis (FISCH, 1999; GISLER et al., 2011).

Diversos autores (PEREIRA et al., 2002; MARCIOTTO et al., 2012; MEDEIROS; FISCH, 2012; SOUZA, 2016) verificaram que entre as características mais significativas

da brisa costeira atuando no CLA, destacam-se o aumento da velocidade acompanhado por um giro horário na direção do vento no período da manhã, enquanto no período vespertino, a velocidade diminui à medida que o vento passa a efetuar um giro em sentido anti-horário e que ocorre de forma mais pronunciada.

Analisando a variação média horária da nebulosidade para o período seco, Souza (2016) observou que os maiores valores ocorriam de 0900 a 1400 UTC (06:00 a 11:00 HL) e reduziam a partir de 1700 UTC (14:00 HL). No período vespertino, quando a velocidade do vento diminuía, a autora verificou também que havia pequena variação na direção do vento, além de redução na nebulosidade, coincidindo com o início da propagação da frente de brisa na região, como mostra a Figura 2.3.

Figura 2.3 - Padrão médio da frente de brisa (seta preta), próximo ao CLA. Médias horárias de reflectância (%) para setembro (2007 a 2010) de imagens dos satélites GOES 10 e 12 no canal visível para a região de Alcântara às 1200, 1400 e 1600 UTC, respectivamente.



Fonte: Adaptado de Souza (2016).

2.3 Metodologias empregadas na identificação de brisa

A literatura apresenta boa quantidade de trabalhos realizados para diversas regiões do globo terrestre, que utilizam as mais variadas maneiras de identificar a circulação de brisa e os padrões de nebulosidade a ela associados, dependendo da região de estudo e das informações meteorológicas disponíveis nessas áreas. O objetivo dos tópicos a seguir

é apresentar alguns trabalhos relacionados aos métodos que se utilizam para caracterizar a circulação de brisa marítima.

2.3.1 Dados observacionais

De acordo com Simpson (1994) as medições fundamentais para identificação da brisa marítima são direção e velocidade do vento. Na região de Fukuoka, cidade costeira da Ilha de Kyushu (Japão), Kitayama et al. (1991) utilizaram dados meteorológicos de superfície e determinaram quatro critérios para selecionar dias em que houve circulação de brisa na região: (i) dia de céu claro, a julgar pela medição da radiação solar global; (ii) não ocorrência de precipitação durante o dia todo; (iii) virada na direção do vento de brisa terrestre (continente → mar) para brisa marítima (mar → continente), durante o dia; (iv) distinta variação na temperatura do ar antes e depois da virada na direção do vento.

Também relacionado à questão da virada no vento, Furberg et al. (2002) elaboraram uma climatologia estatística de frequência, intensidade e duração da brisa marítima na ilha de Sardenha (Itália), localizada a oeste do Mar Mediterrâneo, utilizando dados de uma rede de 12 estações meteorológicas e considerando como principal critério para identificar os dias em que houve brisa marítima, a ocorrência de uma inversão no fluxo do vento em superfície, que é do continente para o oceano (*onshore*) pela manhã ou início da tarde e muda sua direção do oceano para o interior do continente (*offshore*) no final do dia. Critério semelhante foi adotado por Steyn e Faulkner (1986).

Nogueira (2008) utilizou dados dos três componentes da velocidade do vento além de dados de temperatura e umidade relativa do ar, obtidos de radiossondagens lançadas durante campanhas realizadas na região da floresta de Caxiuanã – PA, no leste da Amazônia. Os resultados indicaram a influência da brisa marítima e/ou fluvial como um dos possíveis elementos que contribuem para a origem dos jatos de baixos níveis sobre a região de Caxiuanã – PA. Além da presença de grandes rios próximo à região, a baía de Caxiuanã facilita a convergência nas suas margens em direção a superfície do continente. Esta convergência é iniciada naturalmente todos os dias no final da tarde e/ou início da noite, causada pela diferença de temperatura entre a copa da floresta (mais frio) e a água da baía (mais quente), caracterizando a ocorrência da brisa.

Lensky e Dayan (2012) utilizaram dados observados de vento, para detecção da brisa marítima em Israel, durante o verão. A partir desses dados, foi estabelecido que a brisa marítima seria identificada através de: estabilidade na direção do vento (aproximadamente 8° por pelo menos 90 minutos) e aumento na velocidade do vento de pelo menos 0,6 m s⁻¹ em relação a sua amplitude diurna. A análise conjunta com dados de radiossondagens, reanálises e imagens de satélite permitiu que esta metodologia identificasse a brisa marítima sobre regiões desérticas (onde a nebulosidade é escassa) e pudesse ser aplicada para outras regiões.

2.3.2 Análise estatística e aplicação da Transformada de Ondeletas

Análises estatísticas também apresentam aplicações de grande importância em estudos de circulação de brisa. Um método estatístico muito utilizado em estudos relacionados à brisa é a Transformada de ondeletas (TO) em séries temporais de dados de vento. Zhang et al. (2009) utilizaram a TO para estudar a estrutura espacial e as características temporais da brisa marítima e a resposta costeira do oceano associada, no noroeste do Golfo do México, utilizando dados do vento de estações hidrográficas. Os resultados indicam que a variabilidade diurna da brisa marítima enfraquece no verão e se estende por pelo menos 300 km do continente para o oceano (*onshore*).

Para caracterizar os sistemas e fenômenos atmosféricos que mais influenciavam sazonalmente o regime do vento no estado de Alagoas, Nordeste do Brasil, Holanda (2009) aplicou a TO em dados de vento do aeroporto local e verificou que na região, as maiores amplitudes relativas dos picos de energia estavam praticamente sempre relacionadas à atuação do ciclo diário, ligado ao sistema de brisas, sendo este um dos sistemas mais influentes na circulação local da região.

A TO também foi aplicada por Chellali et al. (2010) na análise da frequência temporal da velocidade do vento na Argélia, onde os autores verificaram que o espectro do vento é seriamente afetado por variações sazonais de sistemas meteorológicos que atuam no local, além da topografia da região.

Moura et al. (2014) analisaram as séries temporais de magnitude do vento na região da costa leste de Alagoas utilizando a técnica da TO, com o objetivo de aprimorar o

entendimento do fenômeno de brisa na região. Os autores encontraram diferenças nas características do sinal, com predomínio dos sistemas locais na quadra seca, e de sistemas de grande escala na quadra chuvosa, inibindo os efeitos das brisas. Também foi visto que os ventos são persistentes de Sudeste (SE), e que o sinal sofre um tipo de interferência, devido a contribuição dos ventos alísios, que sopram o ano inteiro na região.

Souza (2016) aplicou a TO em séries temporais de dados dos componentes zonal e meridional do vento e verificou que no CLA, a série temporal da potência de ondeletas apresenta alguns picos na escala de um dia, tanto no período chuvoso, quanto no período seco da região, porém as complexidades regionais dificultam a identificação mais clara do potencial de brisa no local.

2.3.3 Imagens de satélites

Informações de imagens de satélite são de grande valor para observação de características meteorológicas em geral (BADER et al., 1995). As composições dos canais visível e infravermelho são boas ferramentas para observação temporal e espacial da convecção associada à frente de brisa (CONNEL et al., 2001) e tem sido utilizadas por diversos autores em busca de análises mais detalhadas das formações de nebulosidade associadas à circulação de brisa.

Cautenet e Rosset (1989), por exemplo, utilizaram imagens do satélite meteorológico Meteosat para investigar a ocorrência diária da penetração da frente de brisa no interior do continente durante a estação seca, na região do Golfo da Guiné, oeste da África e diante dos bons resultados que encontraram aliando técnicas de observações e simulações, enfatizaram a importância da utilização destas técnicas em conjunto neste tipo de estudo.

Para a região nordeste do Brasil, Planchon et al. (2006) utilizaram imagens do satélite meteorológico GOES-8 nos canais infravermelho e visível, com o objetivo de estimar a frequência de frentes de brisa marítima e a sua penetração média no interior do continente. As imagens do canal visível possibilitam verificar a diferença de reflectância entre as nuvens em baixos níveis e as características de superfície bem definida. Os dados

do canal infravermelho permitem estimar a diferença de temperatura entre continente e mar usando diferenças térmicas perpendiculares à costa.

Também na região nordeste do Brasil, Teixeira (2008) relacionou a chuva na cidade de Fortaleza – CE com alguns aspectos da dinâmica de atuação da circulação das brisas, e utilizou imagens dos satélites *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e *Meteosat Second Generation* (MSG) para ilustrar as linhas de nebulosidade associadas à brisa se propagando nessa região e nas proximidades. O autor percebeu que é comum verificar em imagens de satélite uma área de supressão de nebulosidade localizada entre a região próxima à frente de brisa e a costa litorânea durante o período da tarde, o que ajuda a explicar a menor frequência de chuva em fortaleza, nesse período do dia.

Azorin-Molina et al. (2009) utilizaram dados do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) do satélite de órbita polar NOAA e identificaram detalhadamente as áreas preferenciais de formação de regiões convectivas associadas à brisa marítima, além dos horários em que elas ocorrem sobre a zona mediterrânea Ibérica e a ilha de Maiorca, ambas na Espanha. Os autores sugeriram a aplicação dos resultados obtidos em atividades como a previsão rotineira de tempo, na tomada de decisões relacionadas a uso de energia, atividades pesqueiras, recreativas ou de agricultura, assim como na estimativa de poluição atmosférica e alertas de chuvas fortes e inundações.

Utilizando dados do *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (SEVIRI) do satélite METEOSAT, Lensky e Dayan (2012) detectaram de forma contínua a brisa marítima, em situações de céu claro, no verão da região de Israel mais próxima ao litoral do Mar Mediterrâneo. A utilização desta técnica, juntamente com a aplicação de métodos observacionais, permitiu distinguir o comportamento da brisa marítima sob diferentes categorias sinóticas.

Em estudo recente, Souza (2016) fez uso de imagens dos satélites GOES-10 e 12 no canal visível para obter os padrões gerais médios de penetração da frente de brisa marítima na região costeira do NNEB. A autora analisou os padrões médios da nebulosidade e a formação das frentes de brisa marítima, levando em consideração a quantidade de imagens disponíveis e priorizando dias sem nebulosidade de grande escala atuando sobre a região.

2.4 Utilização de modelagem numérica e aplicação de *downscaling* dinâmico em estudos de brisa

O uso da modelagem numérica em estudos para entender os processos físicos que envolvem circulação de brisa tem aumentado de forma expressiva. Este tópico menciona alguns trabalhos que empregaram a modelagem neste tipo de estudo, e enfatiza o uso da técnica de *downscaling* (ou redução de escala), com o objetivo de entender de que forma a sua aplicação contribuirá na realização deste trabalho.

Zagar et al. (2006) aplicaram *downscaling* dinâmico em dados das reanálises ERA40 e utilizaram o modelo ALADIN, em uma grade de 10 km cobrindo a região da Eslovênia. Os autores concluíram que esta técnica é um complemento útil para a estatística convencional e seus dados tem relevância em simulações regionais que queiram representar dados de tempo observados, permitindo maior compreensão acerca da física envolvida no desempenho de um modelo de mesoescala.

Caldwell et al. (2009) realizaram simulações com 40 anos de dados de *downscaling* dinâmico utilizando o modelo WRF com resolução de 12 km. Esses dados reproduziram bem a distribuição espacial da precipitação e da temperatura do ar da superfície, além de extremos de precipitação em quase toda a extensão do domínio no estado da Califórnia (Estados Unidos). Segundo os autores, essa característica da precipitação extrema ao longo do Vale Central da Califórnia não era bem representada por simulações mais grosseiras antes realizadas na região.

Utilizando 20 anos de dados de reanálises do ERA-Interim, Soares et al. (2012) produziram uma simulação de alta resolução (10 km) através do modelo WRF e usaram a técnica de *downscaling* dinâmico para Portugal. Os autores sugerem que a aplicação desta técnica possa ser de grande relevância para a modelagem de clima regional e que também os resultados encontrados possam ser usados como referência em estudos de mudanças climáticas.

Utilizando o *Operational Multiscale Environment model with Grid Adaptivity* (OMEGA), Ezber et al. (2015) investigaram as características dos fluxos locais na cidade de Istanbul (Turquia), realizando simulações de sensibilidade e de caso real em alta resolução. Embora o modelo não tenha captado muito bem a direção do vento observada,

ele simulou bem variações repentinas que ocorriam. Essa rotação do fluxo é assumida como um bom indicador da circulação de brisa. Os resultados encontrados sugerem que a circulação de brisa desempenha um importante papel na limpeza do ar sobre a região e a ocorrência de um fluxo canalizado próximo a Istanbul também ajuda a varrer a poluição para longe da cidade. Além disso, os autores também notaram que a brisa marítima tem seu início acelerado devido ao efeito da urbanização local, concordando com resultados encontrados por Martilli (2003).

Chen et al. (2015) construíram um avançado Sistema de Simulação de Down-Scaling (DS³) e realizaram simulações de altíssima resolução para representar de forma realista a brisa marítima sobre a área urbana de Sendai (Japão). Segundo os autores, além do esquema de assimilação de dados e da super alta resolução do modelo, a representação das características regionais e a forma da linha costeira são condições geográficas importantes para obtenção uma boa simulação numérica da brisa.

Na região da costa NNEB, Souza (2016) utilizou o modelo WRF para simulações com resolução de 3 km e aplicou *downscaling* dinâmico nos dados do CFSR para caracterizar de forma geral a brisa simulada. Na costa norte do Brasil, os resultados foram realistas em relação aos padrões de nebulosidade associados à brisa. Entretanto, sobre os corpos d'água no litoral paraense e no Maranhão, os resultados não foram representativos das áreas de supressão de nebulosidade. A autora enfatiza, nesses locais, a presença de várias baías e foz de rios.

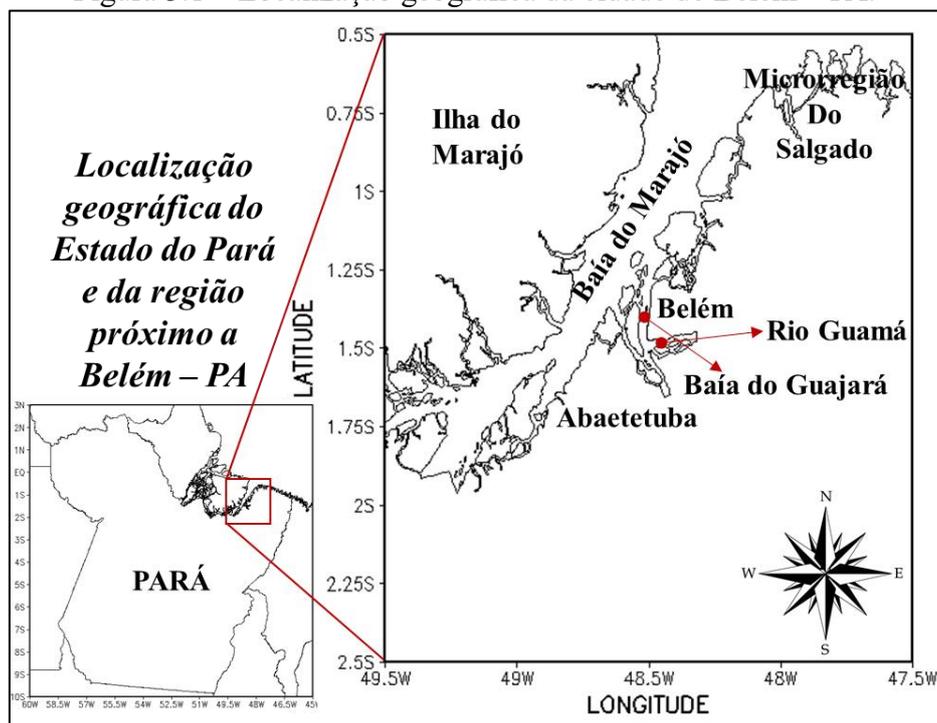
3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Localização das áreas de estudo

As cidades de Belém e Alcântara - MA (identificadas nas Figuras 3.1 e 3.2, respectivamente), estão inseridas, dentro de um cenário mais amplo, em uma região que alguns autores (SUGUIO; TESSLER, 1984, por exemplo) denominam litoral amazônico brasileiro ou equatorial.

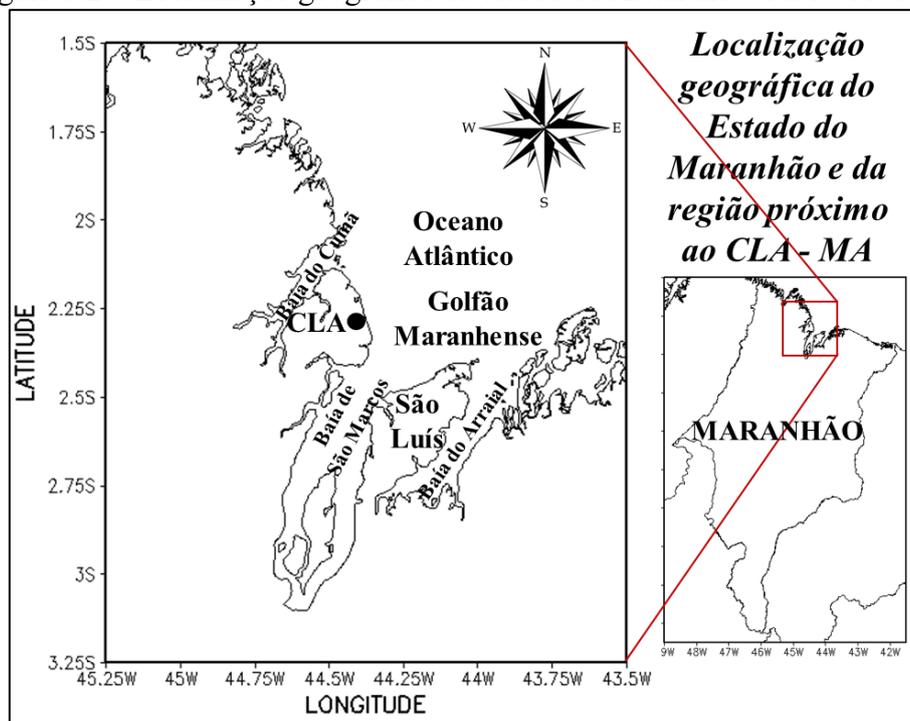
Localizada na parte nordeste do estado do Pará, a cidade de Belém destaca-se pela presença, nas suas proximidades, de ilhas, penínsulas e baías, situadas nas amplas desembocaduras de rios de curto percurso, onde predominam 'rias' (vales na foz de um rio, formados pela erosão fluvial e invadidos pelas águas do mar) com formações de pequenas falésias, praias de sedimentos arenosos e/ou sílticos-argilosos, manguezais e restingas (FRANZINELLI, 1982; FARIA JR. et al., 1987). Por outro lado, às proximidades do CLA, no extremo norte do Maranhão, encontra-se o Golfão Maranhense, que faz parte de uma zona costeira marcada por estuários e reentrâncias na parte noroeste do Estado (SOUZA FILHO, 2005; TEIXEIRA; SOUZA FILHO, 2009). Esta zona costeira constitui o maior sistema contínuo de manguezais do mundo, considerados os mais estruturalmente complexos do Brasil (REBELO-MOCHEL, 1997).

Figura 3.1 – Localização geográfica da cidade de Belém – PA.



Fonte: Produção do autor.

Figura 3.2 – Localização geográfica da cidade de Alcântara – MA e do CLA.

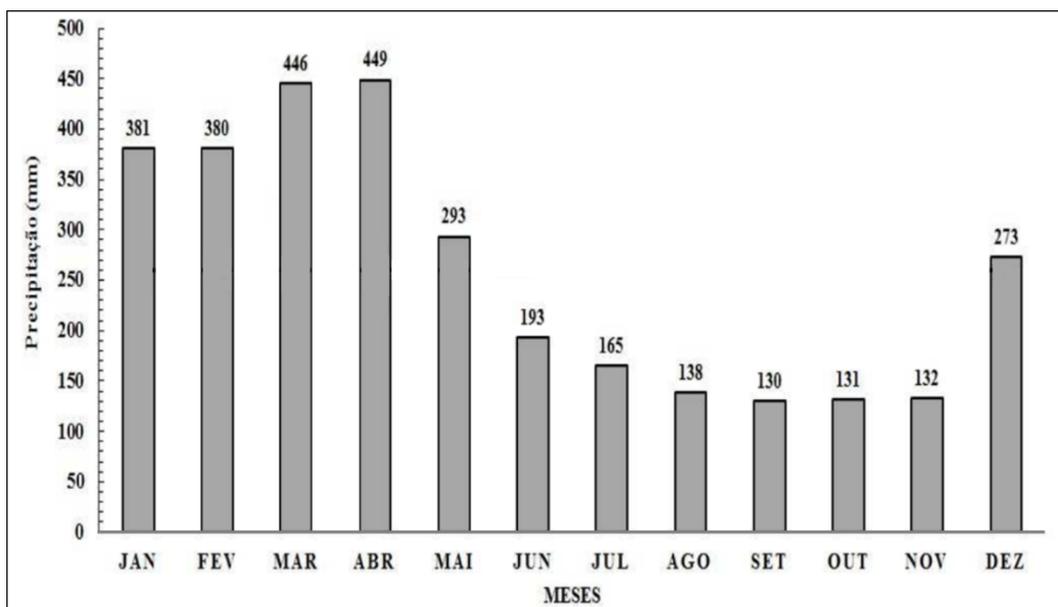


Fonte: Produção do autor.

Os dois locais, segundo Rao e Hada (1990) e Reboita et al. (2010), apresentam máximos de precipitação no primeiro semestre do ano, sendo a ZCIT o sistema meteorológico de grande escala mais importante para a precipitação da região. Além disso, por se situar em latitudes equatoriais, o expressivo aquecimento radiativo da superfície é também uma característica importante da região (HASTENRATH, 1991).

Em Belém, distante pouco mais de 150 km da costa Atlântica, os níveis anuais de precipitação encontram-se entre 2000 e 3000 mm, e são distribuídos entre o período chuvoso, que vai de dezembro a maio, e o período menos chuvoso, nos meses de junho a novembro (FIGUEROA; NOBRE, 1990). A climatologia de Santos et al. (2014), mostrada na Figura 3.3, apresenta o ciclo anual da precipitação em Belém.

Figura 3.3 – Climatologia da precipitação média mensal, no período de 1987 a 2011 para Belém.

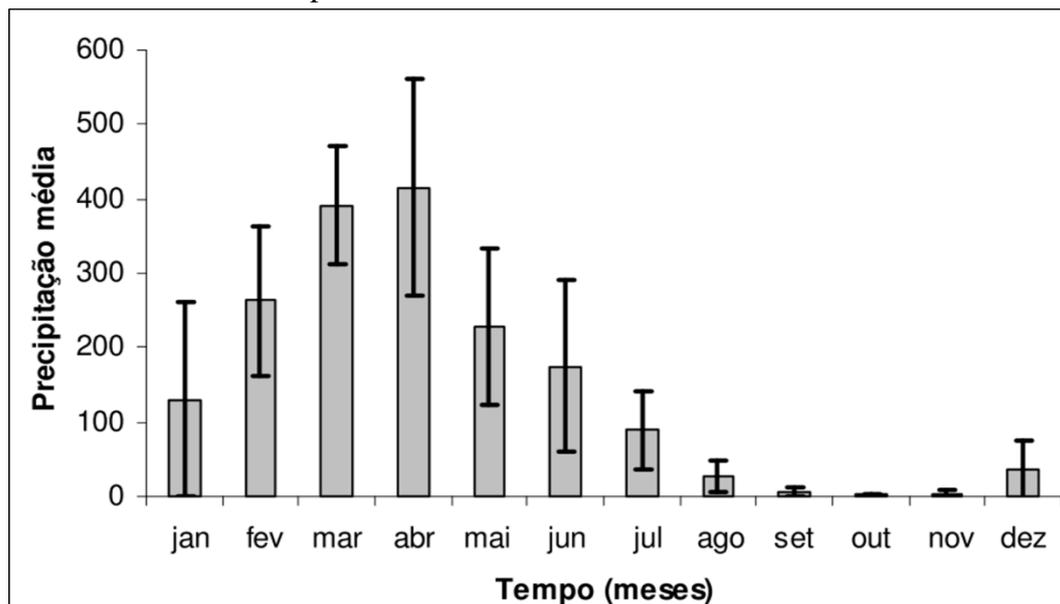


Fonte: Adaptado de Santos et al. (2014).

No CLA, o regime da precipitação também evidencia a existência de dois períodos: um chuvoso, que ocorre de janeiro a junho, sendo que março e abril são os meses mais chuvosos (média mensal superior a 300 mm), e um período seco, que ocorre nos meses de julho a dezembro, sendo setembro, outubro e novembro os meses mais secos, com

média mensal inferior a 15 mm (FISCH, 1999; BARROS, 2008). Na Figura 3.4, Barros (2008) apresenta uma climatologia da precipitação do CLA, acompanhada dos valores de desvio padrão, indicando bem as estações chuvosa e seca do local.

Figura 3.4 – Climatologia e desvio padrão da precipitação média mensal, no período de 1993 a 2007 para o CLA.



Fonte: Adaptado de Barros (2008).

O clima nos dois locais apresenta variabilidade interanual expressiva. Um dos fenômenos mais importantes na escala climática El Niño/Oscilação Sul (ENOS). Anomalias positivas e/ou negativas de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), que ocorrem no oceano Atlântico durante eventos de El Niño e/ou La Niña, modificam as circulações de grande escala na atmosfera, impactando assim, o tempo e o clima na América do Sul em geral (ACEITUNO, 1988; GRIMM et al. 2000) e nas regiões Norte e Nordeste do Brasil em particular (KAYANO; MOURA 1986; MARENGO, 1992). Embora muito importante, a variabilidade interanual da frequência de brisas (como abordada por SOUZA; OYAMA, 2017) não é analisada neste trabalho para simplificar a categorização (seção 3.3.4).

3.2 Materiais

3.2.1 Dados meteorológicos de superfície

Para Belém, são utilizados dados horários de direção ($^{\circ}$) e velocidade (m/s) do vento, coletados na estação meteorológica automática de superfície (EMS) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), no período de 2003 a 2016. Os anos de 2004 e 2007 foram desconsiderados por conterem um período de dados ausentes maior do que o período máximo permitido neste trabalho (o preenchimento de falhas será explicado na seção 3.3). Também são feitas algumas análises nos dados observados de temperatura do ar máxima (T_{ar} em $^{\circ}C$), temperatura do ponto de orvalho máxima (T_d em $^{\circ}C$) e Umidade Relativa do ar máxima (UR em %).

Para a região do CLA, os dados das variáveis velocidade e direção do vento são provenientes do sexto nível da torre anemométrica de 72 m (com intervalo temporal de 10 minutos) instalada no CLA e foram fornecidos pela Divisão de Ciências Atmosféricas do Instituto de Aeronáutica e Espaço (ACA/IAE), correspondentes ao período de 1996 a 2016. Porém, para o CLA, o período de dados ausentes é bem maior, sendo que neste trabalho considerou-se utilizar apenas os anos de 1996-1999, 2005, 2008- 2015 (12 anos). Para ambas as regiões, o trimestre de estudo foi setembro, outubro e novembro (SON), considerado climatologicamente o mais seco no CLA e o menos chuvoso em Belém – PA (RAO; HADA, 1990; RAO et al., 1993; BARROS, 2008; SANTOS et al., 2014).

3.2.2 Dados de satélite

Os dados de canal espectral visível (0,55-0,75 μm) do *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES) utilizados neste trabalho foram disponibilizados pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE). A resolução espacial do satélite GOES no canal visível é de 1 km. O período dos dados vai do ano de 2007 a 2016 (período que abrange dados dos satélites GOES-10, GOES-12 e GOES-13) para o trimestre SON.

Para complementar, foram utilizadas as imagens disponíveis no site do CPTEC/INPE nos canais espectrais do infravermelho (3,8-4,0 μm , 10,2-11,2 μm , 11,5-12,5 μm). Essas imagens auxiliaram algumas partes do trabalho, como a identificação e filtragem de dias com presença de nebulosidade proveniente de sistemas de maior escala e ocorrência de chuva sobre a região de estudo.

3.2.3 Dados da reanálise do ERA-Interim

Os dados da reanálise do ERA-Interim (BERRISFORD et al., 2011; DEE et al., 2011) são produzidos e disponibilizados pelo ECMWF, e possuem resolução espacial de $0,75^\circ \times 0,75^\circ$, com 4 análises por dia nos horários das 0000, 0600, 1200 e 1800 UTC. Neste trabalho, estes dados foram utilizados dentro de duas etapas.

Na primeira, os dados de vento (componentes zonal e meridional) no nível de 1000 hPa correspondentes ao trimestre SON de 1980 a 2016 foram utilizados para obter o padrão espacial (horizontal) das circulações de brisa. Na segunda, os dados da reanálise do ERA-Interim foram utilizados como condição inicial e de contorno para a execução de simulações com o modelo regional WRF para dois casos: um para Belém e outro para o CLA.

3.2.4 Modelo regional WRF

Para realização das simulações, foi utilizada a versão 3.8.1 do modelo regional WRF. O WRF é um modelo atmosférico regional moderno utilizado de forma operacional por muitos centros meteorológicos no mundo, além de estudos e pesquisas científicas. O modelo é não hidrostático, compressível, com coordenada vertical de pressão que acompanha o terreno e grade horizontal Arakawa C. O WRF utiliza o esquema de integração no tempo do tipo Runge-Kutta de terceira ordem e esquemas de advecção de segunda a sexta ordem nas direções horizontal e vertical. Além disso, o modelo WRF também conta com inúmeras opções de esquemas de parametrizações físicas de camada limite planetária (CLP), microfísica, radiação (onda longa e onda curta), convecção e superfície. (SKAMAROCK et al., 2008).

3.3 Metodologia

3.3.1 Tratamento dos dados observacionais

Primeiramente, verificaram-se as falhas existentes nos dados para definir um método de preenchimento. Ferreira et al. (2017) ressaltam a importância de métodos para preenchimento de falhas utilizando longas séries temporais, visando reduzir a propagação de erros sobre o resultado em estudos meteorológicos de longo prazo, além de tornar as análises mais relevantes. São conhecidas na literatura algumas técnicas de preenchimento (imputação) de dados de vento com falhas, como técnicas estatísticas multivariadas. Por exemplo, *Multivariate Imputation by Chained Equations - MICE* - (VAN BUUREN; GROOTHUIS-OUDSHOORN, 2011), técnica Amelia II (HONAKER; KING, 2010) e *Multivariate Time Series Data Imputation - MTSDI* - (JUNGER et. al., 2003).

No presente trabalho, por simplicidade, optou-se pela utilização de métodos mais elementares, baseados em interpolação linear, para o preenchimento das falhas existentes nos dados de vento de Belém e do CLA. O primeiro método consiste em preencher falhas de até três horas consecutivas através da interpolação linear entre o horário anterior e o posterior ao início e fim da lacuna, respectivamente. Este método foi mais utilizado no preenchimento das falhas de Belém. O segundo método consiste em preencher falhas superiores a três horas consecutivas e inferiores a cinco dias. Para um dado horário da lacuna, o preenchimento é feito pela interpolação linear entre os valores no mesmo horário do dia anterior e do posterior ao início e fim da lacuna, respectivamente. Esse método foi mais utilizado no preenchimento dos dados do CLA. A Tabela 3.1 ilustra a utilização dos dois métodos.

Tabela 3.1 - Estratégias metodológicas de preenchimento de falhas dos dados observados de vento adotadas neste trabalho.

1º método	2º método
22/set/2010 - 0000 UTC	22/set/2010 - 00 UTC
22/set/2010 - 0001 UTC (dado ausente) <i>Média entre 0000 e 0200 UTC do dia 22/set/2010</i>	23/set/2010 - 0000 UTC (dado ausente) <i>Média entre 0000 UTC do dia 22/set/2010 e 0000 UTC do dia 24/set/2010</i>
22/set/2010 - 0200 UTC	24/set/2010 - 0000 UTC

Fonte: Produção do Autor.

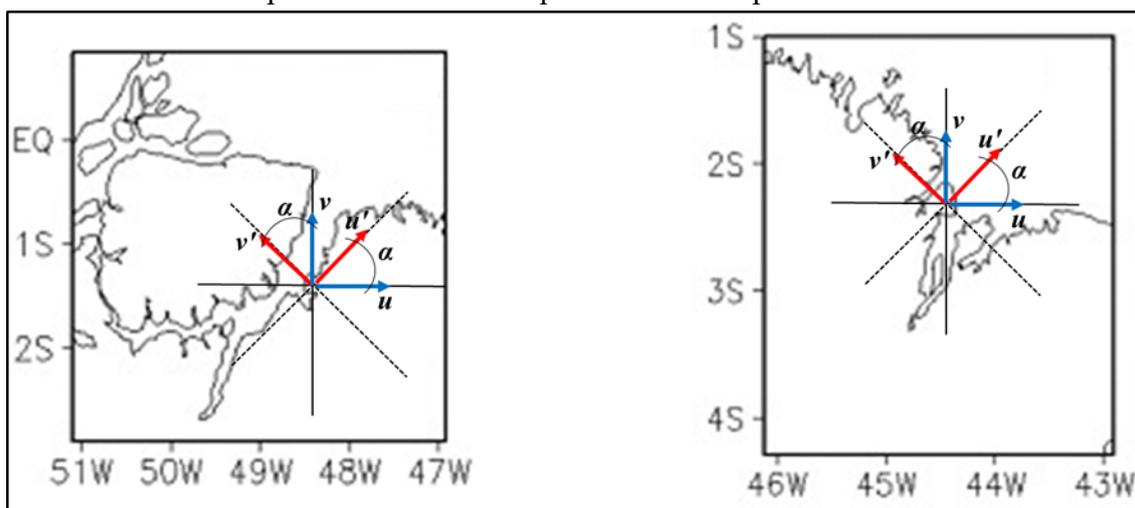
O emprego destes dois métodos de preenchimento nas falhas é uma tentativa de aproveitar o máximo possível os dados horários observados, visando completar as séries temporais a serem utilizadas na transformada de ondeletas. O foco deste trabalho é a brisa, que aparece de forma mais intensa na costa norte do Brasil em períodos (de dias consecutivos) cuja duração encontra-se na escala de dias a dezenas de dias (SOUZA; OYAMA, 2017). Assim, optou-se por não preencher períodos com mais de cinco dias consecutivos com falhas para evitar distorcer o padrão de variabilidade da atuação da brisa. Os meses com falhas correspondentes a esse período de duração foram desconsiderados.

3.3.2 Ângulo médio da direção do vento para o trimestre SON

Após o tratamento dos dados observacionais, projetaram-se os dados de vento em um sistema de coordenadas girado, definido por meio de um ângulo médio da direção do vento no trimestre SON. Este ângulo médio foi encontrado através da análise da variação horária da direção do vento durante o período de horas em que ele muda sua direção, ou seja, no intervalo de horas em que ele efetua o giro associado à atuação da brisa marítima. Em Belém este giro ocorre de maneira bem mais evidente em comparação com o CLA. A Figura 3.5 exemplifica esquematicamente de que forma foi feita esta projeção. O objetivo principal desta metodologia foi projetar o vento em um ângulo específico que

ressalte a influência da brisa nos componentes transversal e longitudinal do escoamento médio.

Figura 3.5 – Esquema de projeção do eixo de coordenadas para obtenção do ângulo médio horário para cálculo dos componentes u' e v' para Belém e o CLA.



Fonte: Produção do Autor.

Inicialmente foram calculados, a partir da velocidade e da direção do vento, os componentes u e v por meio das fórmulas 1 e 2, respectivamente. Então, os componentes projetados, chamados de u' e v' daqui em diante, foram calculados a partir das fórmulas 3 e 4, respectivamente.

$$u = -vel \cdot \sin(\alpha) \quad (1)$$

$$v = -vel \cdot \cos(\alpha) \quad (2)$$

Sendo:

u : Componente zonal (m/s);

v : Componente meridional (m/s);

vel: Velocidade do vento (m/s);

α : Direção do vento (radianos).

$$u' = u \cdot \cos(\alpha_{proj}) + v \cdot \sin(\alpha_{proj}) \quad (3)$$

$$v' = u \cdot \sin(\alpha_{proj}) - v \cdot \cos(\alpha_{proj}) \quad (4)$$

Sendo:

u' : Componente zonal projetado (m/s);

v' : Componente meridional projetado (m/s);

α_{proj} : Ângulo médio do vento (Belém = 50,3°; CLA = 58,5°).

3.3.3 Aplicação da Transformada de Ondeletas (TO)

Para este trabalho, a TO do sinal do vento nas escalas correspondentes ao ciclo diário foi utilizada com o objetivo de identificar os períodos ativos e inativos da brisa em cada região. Sua aplicação ocorre pela eficácia do método em detectar temporalmente a atuação das variabilidades ou dos ciclos de interesse. A TO vem sendo muito utilizada em trabalhos científicos (FOUFOULA-GEORGIOU; KUMAR, 1994; SCHRAGE; VINCENT, 1996; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; FIGUEROA, 1997; VITORINO, 2003). O código utilizado neste trabalho foi elaborado por Torrence e Compo (1998).

Primeiramente, para cada componente do vento (u' e v'), é calculada a média (μ) e o desvio padrão (σ) abrangendo todos os valores da série temporal (o trimestre SON completo possui 2424 valores, considerando também os 5 últimos dias do mês de agosto e os 5 primeiros dias do mês de dezembro para evitar a perda de informação da TO no início e no fim da série. Em seguida, os valores da série são adimensionalizados pela média e pelo desvio padrão, através da expressão $x' = (x - \mu)/\sigma$, onde x' representa o dado adimensionalizado. Por último, é feita a retirada da tendência linear da série temporal adimensional. Todo este processo consiste da primeira etapa chamada de pré-processamento dos dados. A segunda etapa é a aplicação da função ondeleta de Morlet (escolhida como ondeleta-mãe), muito utilizada em diversos trabalhos para analisar variáveis simétricas ou assimétricas, com variação temporal suave (SÁ et al., 1998; ATTÍE; DURAND, 2003; VITORINO, 2003; BOLZAN, 2004; HOLANDA, 2009; MOURA et al., 2014; SOUZA; OYAMA, 2017). A Tabela 3.2 apresenta algumas das configurações utilizadas na aplicação da TO para este trabalho.

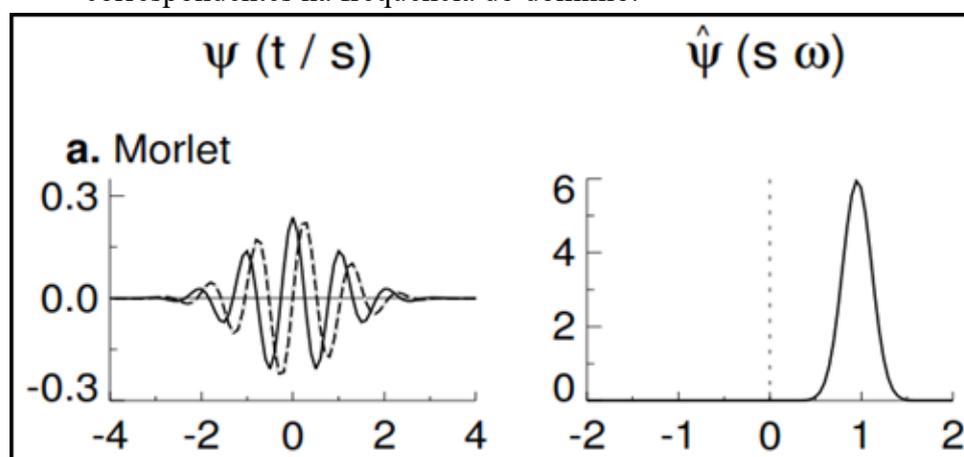
Tabela 3.2 – Configurações utilizadas no pacote de Transformada de ondeletas, para Belém e o CLA, proposto inicialmente por Torrence e Compo (1998).

Configurações de Transformada de Ondeleta	
Ondeleta-mãe	Ondeleta de Morlet
Relação período x escala (ω_0)	6
Espaçamento típico entre as escalas	0,050
Número total de escalas	160
Nível de teste para significância estatística	0,05 (95% de significância)

Fonte: Produção do Autor.

A ondeleta de Morlet é representada por uma função periódica temporal modulada por uma distribuição gaussiana. A Figura 3.6 ilustra a ondeleta de Morlet com frequência adimensional (ω_0) igual a 6, tida como condição de admissibilidade por Farge (1992) e Torrence e Compo (1998).

Figura 3.6 - Representação gráfica da Ondeleta de Morlet. No gráfico da esquerda a linha sólida representa a parte real e a linha tracejada representa a parte imaginária para as ondeletas no domínio de tempo. O gráfico da direita dá as ondeletas correspondentes na frequência do domínio.



Fonte: Torrence; Compo (1998).

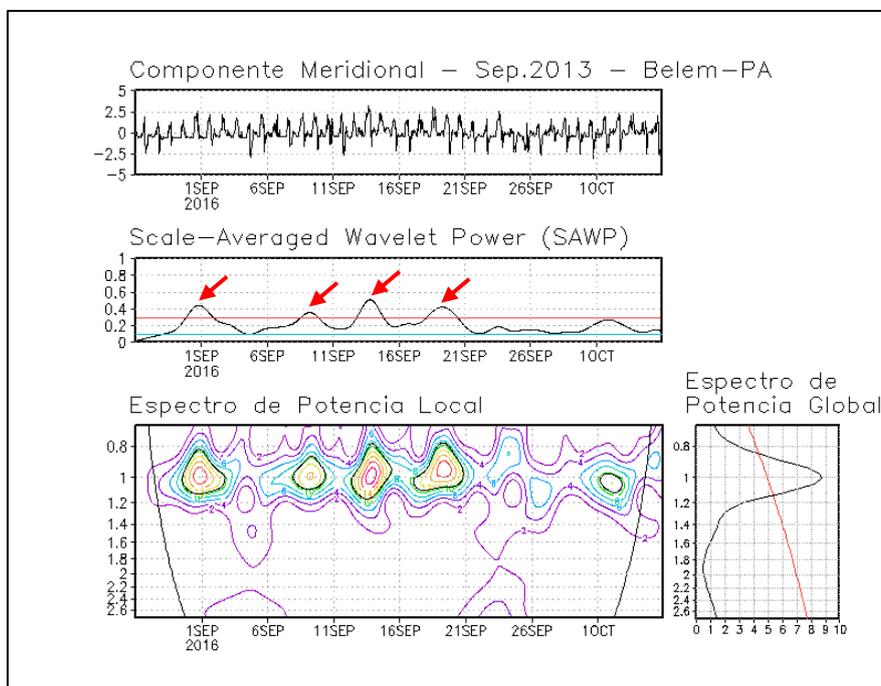
Na primeira etapa de aplicação deste método, verifica-se quais os intervalos de tempo em que a escala de 24 horas (ciclo diário) tem a maior concentração da potência, que é uma condição necessária para a ocorrência de brisa. Para fins metodológicos, a partir deste ponto em diante do trabalho, são considerados os seguintes conceitos:

- período ativo: conjunto de dias em que o *Scale-Averaged Wavelet Power* (SAWP) referente ao ciclo diário é maior que um limiar X;
- período inativo: conjunto de dias em que o SAWP referente ao ciclo diário é menor que um limiar X.

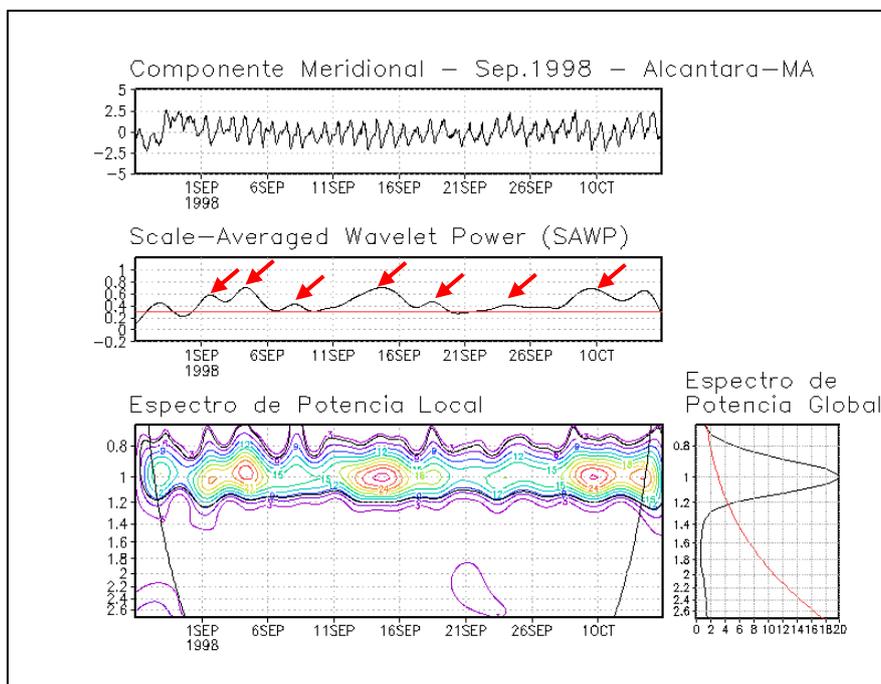
Segundo Ken et al. (2008) o SAWP descreve as flutuações de potência em uma banda específica. Neste trabalho, ficou definido que para a banda referente ao período de 24 horas (0,8 a 1,2 dia), valores altos (baixos) de SAWP representam maior (menor) importância do ciclo diário no sinal, ou seja, maiores e menores valores de potência correspondem aos períodos ativos e inativos da brisa, respectivamente.

As Figuras 3.7a e 3.7b mostram a representação gráfica da aplicação da TO nos dados de Belém e do CLA, respectivamente. A potência local da TO (no painel “Espectro de Potência Local”) mede a fração da variância em cada escala e tempo (TORRENCE; COMPO, 1998), ou seja, mostra a localização temporal da atuação das diferentes variabilidades ou ciclos (GRENFELL et al., 2001). O cone de influência é a região do espectro onde os efeitos de borda se tornam importantes (TORRENCE; COMPO, 1998; ANDREOLI et al., 2004; SOUZA, 2016). A média temporal do Espectro de Potência Local em cada escala resulta no “Espectro de Potência Global”. De acordo com Ken et al. (2008), a média da potência local sobre um determinado intervalo de escalas (ou bandas) de interesse resulta na série temporal de potência média de ondeleta em escala (tradução do SAWP).

Figura 3.7 - Transformada de ondeleta aplicada ao componente meridional do vento para setembro de 2013 em Belém (a) e para setembro de 1998 para o CLA (b). As setas vermelhas indicam picos no espectro de potência local referente ao ciclo diário.



(a)

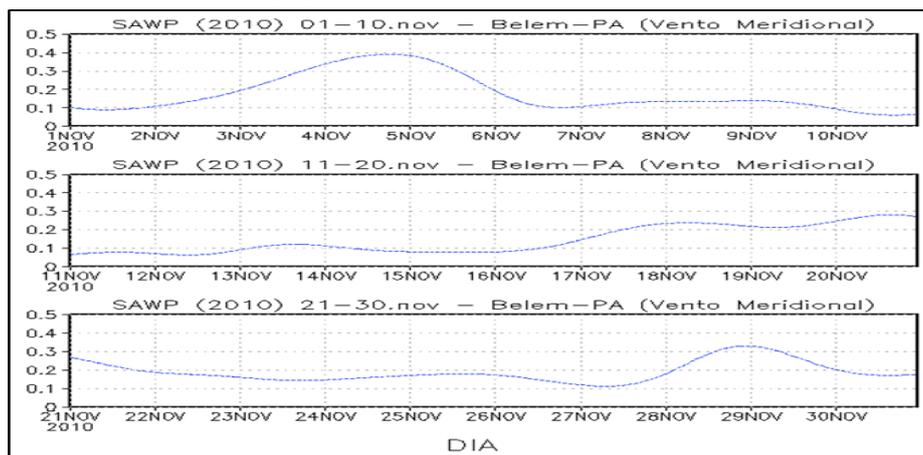


(b)

Fonte: Produção do Autor.

Posterior à aplicação da TO, estabelecem-se os limiares para selecionar os dias nos períodos ativos e inativos da brisa. Esses períodos são definidos para cada componente (u' e v'). Para definir os períodos ativos, um limiar natural é o de significância estatística, mas verificou-se que esse limiar é muito baixo. Por meio de gráficos como o ilustrado na Figura 3.8, selecionaram-se dias com variados valores de SAWP e analisou-se o ciclo diário do vento subjetivamente para cada um desses dias. Chegou-se à conclusão de que, nos dias em que o SAWP encontra-se no terço superior, ou próximo do terço superior, o sinal do ciclo diário (obtido da TO) representa bem o ciclo observado. Esse aspecto foi levado em conta na escolha do limiar.

Figura 3.8 - Variabilidade horária de SAWP do componente meridional do vento para novembro de 2010 em Belém.



Fonte: Produção do Autor.

3.3.4 Caracterização dos padrões do ciclo médio horário do vento para os períodos ativos e inativos da brisa para Belém e para o CLA

Esta é a última parte de metodologia em que ainda são trabalhados os dados observados nas estações meteorológicas e que, basicamente, consistiu na distribuição dos dias em três categorias (períodos), considerando os dias em que o SAWP apresentou os maiores valores da série (dias de período $atv_{v'}$ e período $atv_{u'}$) e os dias em que o

SAWP apresentou os menores valores da série (dias de período *inativ_u'_v'*). Por simplicidade, optou-se por fazer as análises de apenas um período inativo para ambos componentes do vento projetados, ou seja, um resultado médio dos dias em que o SAWP de *u'* e *v'* esteve abaixo de um determinado valor limiar e esse dia foi coincidente para ambos componentes. Esse período foi chamado de período *inativ_u'_v'*. Em seguida, obtém-se os padrões temporais (ciclo médio diário) de velocidade e direção do vento observado para ambos locais de estudo.

3.3.5 Processamento dos dados de satélite e caracterização dos padrões de nebulosidade para os períodos ativos e inativos da brisa para Belém e para o CLA

Primeiramente é realizado o processamento dos dados de satélite, para que estes possam ser visualizados e utilizados. Em seguida, são selecionados apenas os dias condizentes com seus respectivos períodos (através da análise dos dados observacionais) e é feita a verificação quanto à ocorrência de nebulosidade convectiva ou proveniente de sistemas precipitantes atuando próximo à região de estudo. Para auxiliar nessa parte, são utilizadas as imagens do canal IR, disponibilizadas no banco de imagens do site do CPTEC/INPE. Os dias em que fica constatada a ocorrência de um destes fatores descritos anteriormente são descartados do campo médio de nebulosidade para cada período.

Os valores de refletividade são normalizados pela média e pelo desvio padrão (Fórmula 5). Para um dado horário, a média e o desvio padrão são calculados a partir dos valores de refletividade entre 0,5°S 2,5°S e 49,5°W - 47°W (1,5°S - 3,5°S e 46°W - 43°W) quando se analisa a frente de brisa para a região de Belém (do CLA). A escolha dessa metodologia é feita para evitar que o ciclo diurno da refletividade dificulte a identificação da frente de brisa.

$$Refletividade_{NORM} = \frac{x - \mu}{\sigma} \quad (5)$$

Sendo:

X: Valor da refletividade (sem normalização) em um ponto da área;

μ : Média da série de valores de refletividade na área;

σ : Desvio padrão da série de valores de refletividade na área.

3.3.6 Descrição das simulações

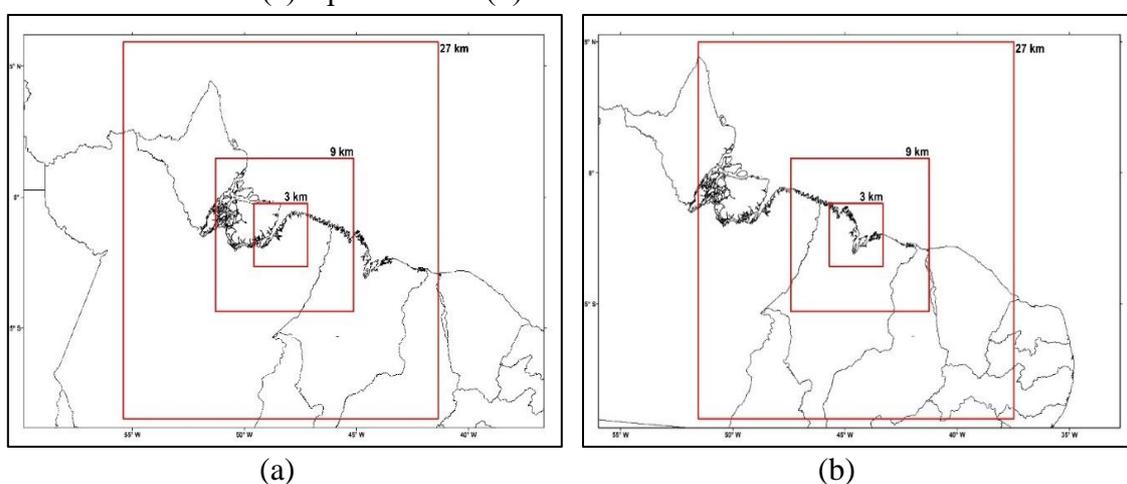
São realizadas duas simulações de 36 horas cada uma (um estudo de caso para Belém e outro estudo de caso para o CLA) com o objetivo de verificar se os dados de *downscaling* dinâmico conseguem reproduzir os padrões de circulação local para cada caso. O *downscaling* dinâmico é uma técnica de redução de escala baseada no aninhamento de um modelo regional em um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) e assim, o modelo regional utiliza como condições iniciais e de contorno os resultados de um MCGA (DICKINSON et al., 1989; GIORGI et al., 1999; LIU et al., 1994; FREIRE et al., 2015). Esta técnica melhora de forma expressiva a representação mais detalhada de características regionais de topografia e superfície (QIAN et al., 2003; FRÍAS et al., 2005; FREIRE et al., 2015).

Os domínios das simulações são centralizados nas regiões de Belém e do CLA, como mostra a Figura 3.9 e correspondem aos espaçamentos de grade de 27×27 km, 9×9 km, 3×3 km, correspondendo à razão de 1:3 entre o espaçamento dos domínios. Em relação ao número de pontos utilizados, utiliza-se 40×40 no domínio de 27 km, 70×70 pontos no domínio de 9 km e 100×100 pontos no domínio mais interno (3 km), com 40 níveis verticais em todos os casos. Os domínios de 27 e 9 km são usados somente para transferir as condições laterais para o domínio mais interno (3 km) e por isso, utiliza-se um menor número de pontos nestes domínios. O método de aninhamento entre as grades é do tipo unidirecional (*one-way*).

Para Belém, o dia selecionado para a realização do estudo de caso é o dia 22 de novembro de 2016 enquanto que para a região do CLA, o dia escolhido foi 08 de setembro de 2012, uma vez que, ambos são dias representativos do período *atv_v'+* que apresentaram os maiores valores de SAWP durante o período analisado. Sendo assim, as simulações inicializam com 06 horas de antecedência ao dia da simulação, ou seja, às 1800 UTC dos dias 21 de novembro de 2016 para Belém e 07 de setembro de 2012 para o CLA e foram levadas até 06 horas do dia posterior, ou seja, até 0600 UTC dos dias 23 de novembro de 2016 para Belém e 09 de setembro de 2012 para o CLA. As primeiras

06 horas são descartadas como tempo de *spin-up* e também as 06 últimas horas de integração são descartadas, restando o período de 0000 a 2300 UTC de cada dia para as análises dos resultados. A Tabela 3.3 apresenta as parametrizações físicas utilizadas nas simulações, que tem como base as parametrizações usadas por Souza (2016). O esquema de convecção implícita (KF2) é ligado nos domínios mais externos de 27 e 9 km e desligado no domínio mais interno de 3 km.

Figura 3.9 – Domínios das simulações realizadas com o modelo WRF para a região de Belém (a) e para o CLA (b).



Fonte: Produção do Autor.

Tabela 3.3 - Esquemas de parametrizações físicas adotados nas simulações.

Parametrização	Tipo
Microfísica	WSM6 (<i>WRF Single Moment 6-class</i>)
Radiação (ondas longas)	RRTM (<i>rapid radiative transfer model</i>)
Radiação (ondas curtas)	Dudhia
Camada Superficial	MM5 Similarity
Solo-superfície	Noah-LSM (<i>Noah land surface model</i>)
Camada Limite Planetária	YSU (<i>Yonsey University</i>)
Convecção (<i>Cumulus</i>)	KF2 (<i>Kain-Fritsch</i>)

Fonte: Adaptado de Souza (2016).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Climatologia da frequência dos dias de períodos ativos e inativos para Belém

Para Belém, a climatologia da frequência dos dias dos períodos ativos e inativos da brisa para o trimestre SON, e os valores limiares de SAWP que definiram a classificação dos períodos, são apresentados na Figura 4.1 para os componentes projetados zonal e meridional (u' e v'). Para ambos, foi definido o limiar de SAWP = 0,2 para separar os períodos ativos (SAWP \geq 0,2) dos inativos (SAWP $<$ 0,2) da brisa. Este limiar é superior a SAWP = 0,07, valor mínimo de SAWP para haver significância estatística no nível de 95%, logo, os períodos ativos compõem-se dos dias em que o ciclo diário é um ciclo (ou uma variabilidade) significativo do sinal.

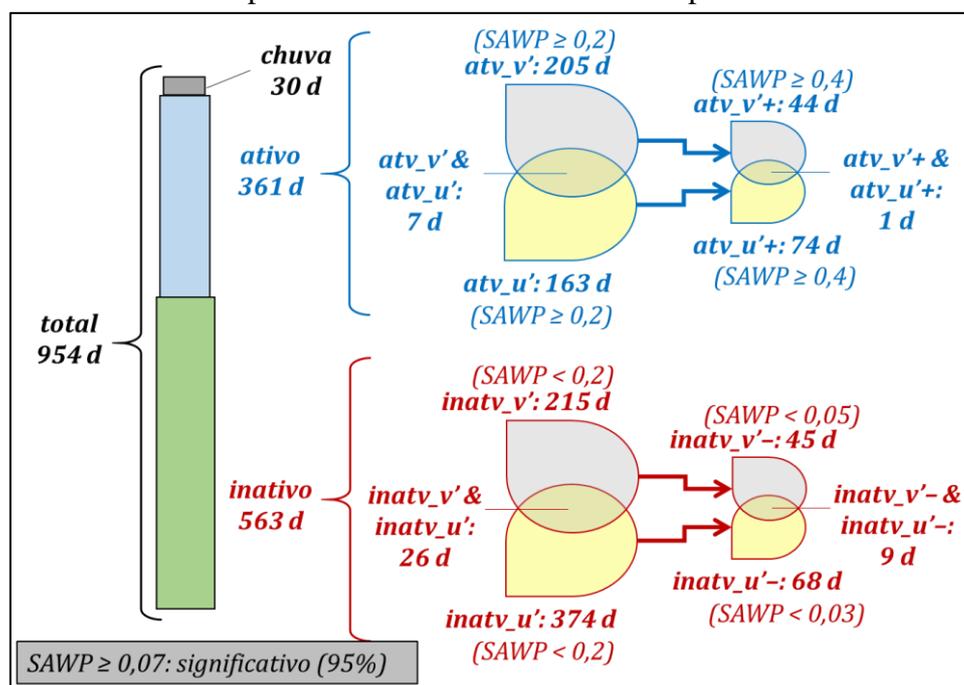
Como um dos objetivos deste trabalho foi comparar os dias em que o sinal da brisa esteve mais forte e mais fraco, para que as diferenças aparecessem de forma mais clara, foram estabelecidos outros dois limiares de SAWP que separaram os períodos ativos mais fortes ($atv_u'+$ e $atv_v'+$) dos períodos inativos da brisa mais fracos ($inatv_u'-$ e $inatv_v'-$). Para os componentes u' e v' , SAWP \geq 0,4 definiu os casos de $atv_u'+$ (74 dias) e $atv_v'+$ (44 dias). Na obtenção do período $inatv_u'-$, utilizou-se SAWP $<$ 0,03, totalizando 68 dias, enquanto que, para o período $inatv_v'-$, utilizou-se SAWP $<$ 0,05, totalizando 45 dias. Por simplicidade, os dias pertencentes a ambos os períodos $inatv_u'-$ e $inatv_v'-$ foram unificados no período $inatv_u'_v'-$, que totalizou 9 dias.

Foi constatado que em média 3% dos dias (ou 30 dias ao longo de todo o período analisado) do trimestre SON apresentaram chuva. Este percentual é um pouco menor que a fração de precipitação no trimestre menos chuvoso em Belém (SON) em relação ao total anual, que é entre 5 e 10%, segundo SOUZA et al. (2000) e ratifica que a ocorrência de precipitação é bem infrequente no trimestre. Os dias que apresentaram chuva foram excluídos da análise dos períodos ativos e inativos da brisa.

Considerando apenas os dias dos períodos ativos (361 dias), foi apurado que, em média, ocorrem 12 dias do período ativo da brisa por mês durante o trimestre SON. Este valor difere bastante em relação ao encontrado por Souza e Oyama (2017) para a região, em torno de 20 a 25 dias por mês. Essa diferença pode ser relacionada à metodologia e

aos dados tratados em cada trabalho. Por exemplo, neste trabalho foram utilizados dados observados de vento e limiares de SAWP para obter os dias dos períodos ativos, enquanto Souza e Oyama (2017) utilizaram dados de reanálise e um critério baseado na variação intradiária do vento meridional para obter os dias com potencial de brisa.

Figura 4.1 - Frequência de dias de períodos ativos e inativos em SON no período de 2003 a 2016 e seus respectivos limiares de SAWP para Belém. As siglas que nomeiam os períodos ativos e inativos estão explicados no texto.



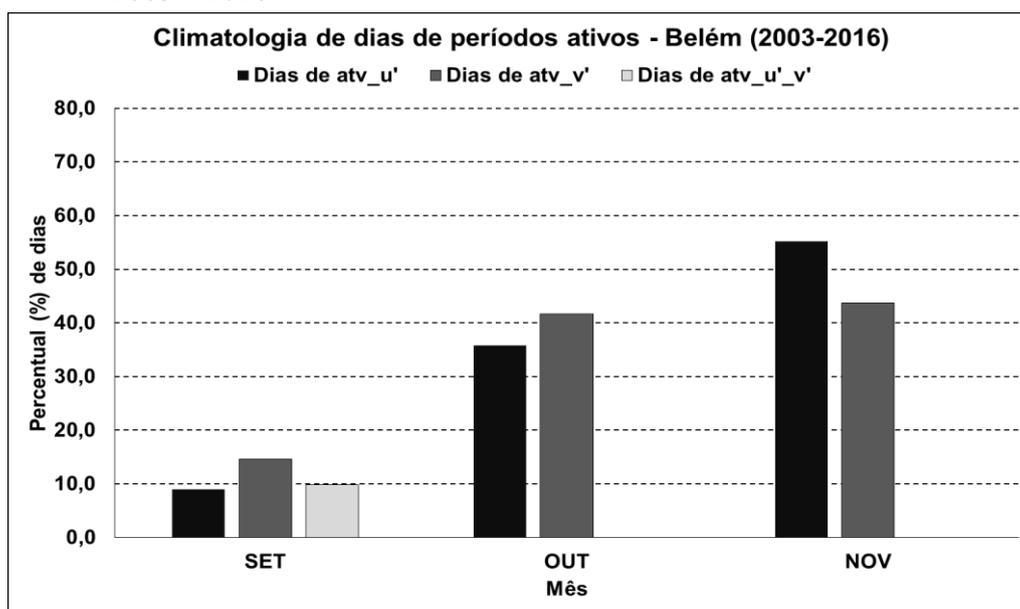
Fonte: Produção do autor.

Os resultados a seguir apresentam uma climatologia mensal da frequência de dias de períodos atv_u' , atv_v' e $atv_u'_v'$ (Figura 4.2) e $inatv_u'$, $inatv_v'$ e $inatv_u'_v'$ (Figura 4.3). Esta análise foi obtida levando em consideração, para cada período, a soma dos casos para o trimestre SON representando o valor total da amostra.

Os resultados desta análise mostraram que durante os períodos ativos, setembro apresentou o menor percentual de dias tanto atv_u' em atv_v' , além de ser também o único mês a conter dias comuns a atv_u' e atv_v' ($atv_u'_v'$). Novembro apresentou a maior quantidade de eventos. De maneira geral, de setembro a novembro, houve uma certa tendência de crescimento da porcentagem dos dias nos períodos ativos, ao contrário dos períodos inativos, em que houve uma tendência de diminuição. Nos períodos inativos,

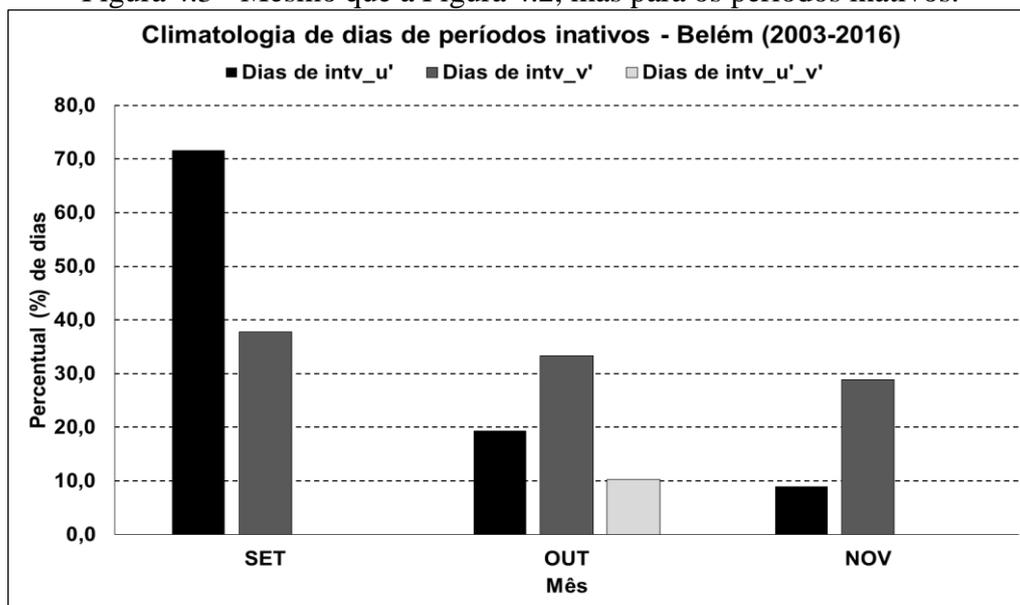
uma porcentagem considerável de casos de *inatv_u'* ocorreu no mês de setembro e diminuiu consideravelmente nos meses posteriores. Os casos de *inatv_v'* variaram menos, ficando em torno de 30% durante os meses do trimestre. Outubro foi o único mês em que ocorreram dias comuns a *inatv_u'* e *inatv_v'* (*inatv_u'_v'*).

Figura 4.2 - Frequência mensal de dias nos períodos ativos para Belém, no período de 2003 a 2016.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.3 - Mesmo que a Figura 4.2, mas para os períodos inativos.



Fonte: Produção do autor.

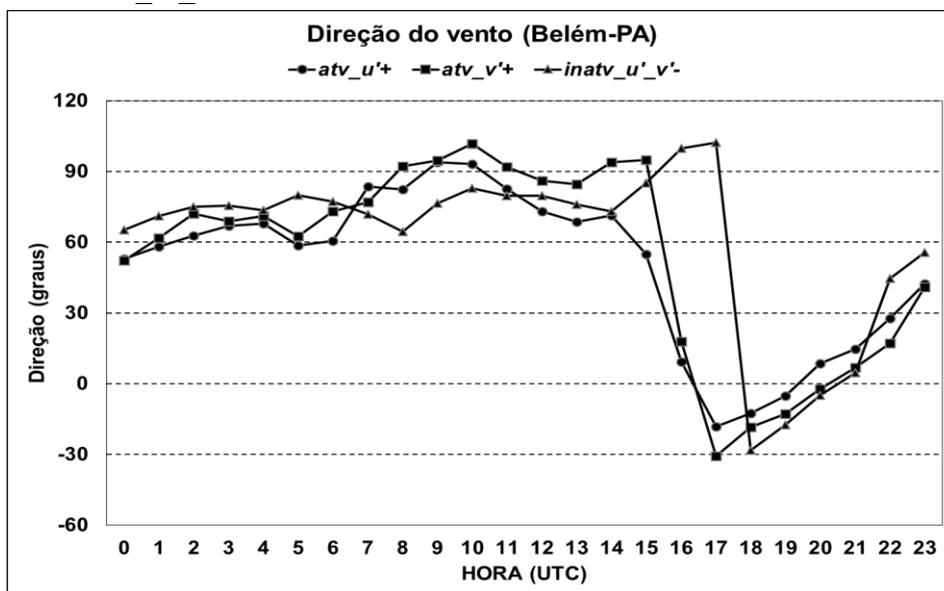
4.2 Análise do padrão de vento durante os períodos ativos e inativos em Belém

4.2.1 Períodos ativos

Nesta seção do trabalho, são feitas as análises sobre o ciclo diário médio do vento para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ para Belém. As discussões aqui realizadas buscam analisar as relações entre a direção e a velocidade do vento com a atuação da brisa (sentido e intensidade). O sentido e a intensidade da brisa são obtidos da diferença do vento observado entre os horários de início e fim da atuação do tipo de brisa considerado.

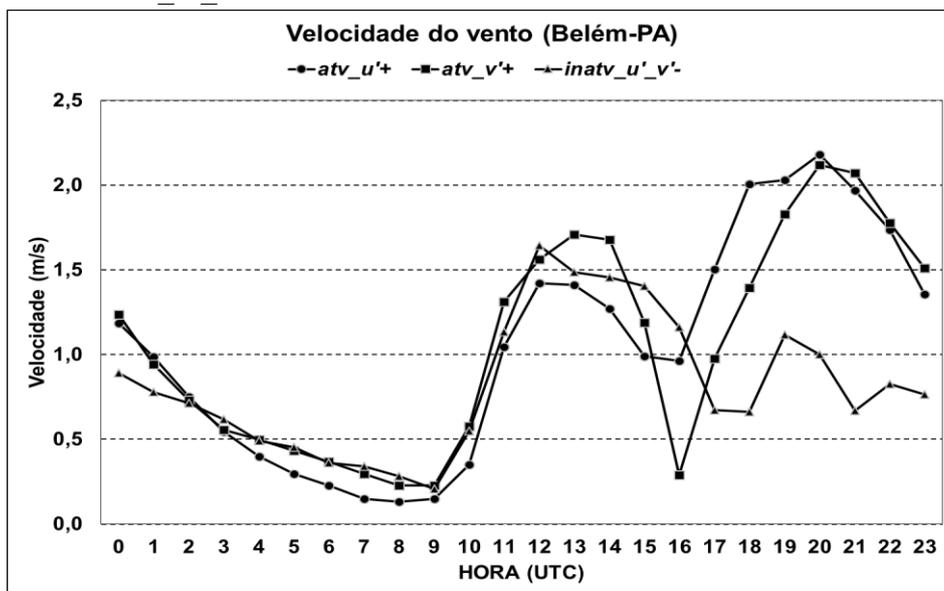
Na análise conjunta da direção (Figura 4.4) e da velocidade (Figura 4.5) do vento para os períodos $atv_v'+$, $atv_u'+$ e $inatv_u'_v'-$, entre os horários de 1200 e 1500 UTC predomina em Belém o vento de leste, com pequena variação na sua direção e um máximo de velocidade em torno de 1300 UTC. Entre 1400 e 1500 UTC, ocorre redução na velocidade, de forma mais acentuada no período $atv_v'+$ do que no $atv_u'+$. Além disso, no período $atv_u'+$, essa redução ocorre uma hora antes (entre 1300 e 1400 UTC). A partir de 1600 UTC, a velocidade do vento volta a aumentar até atingir um novo máximo às 2000 UTC. Essa característica de dois máximos na velocidade é conhecida na literatura e mencionada por exemplo em Bastos et al. (2002), Santos et al. (2012) e Souza (2016). Em ambos períodos ativos, a redução na velocidade do vento no final da manhã sugere o início de uma circulação de brisa em Belém, com sentido zonal de oeste para leste (W→E) e que também já fora citada em estudos anteriores, como Santos et al. (2012), Souza (2016) e Germano et al. (2017).

Figura 4.4 - Ciclo diário médio da direção do vento para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$ em Belém.



Fonte: Produção do autor.

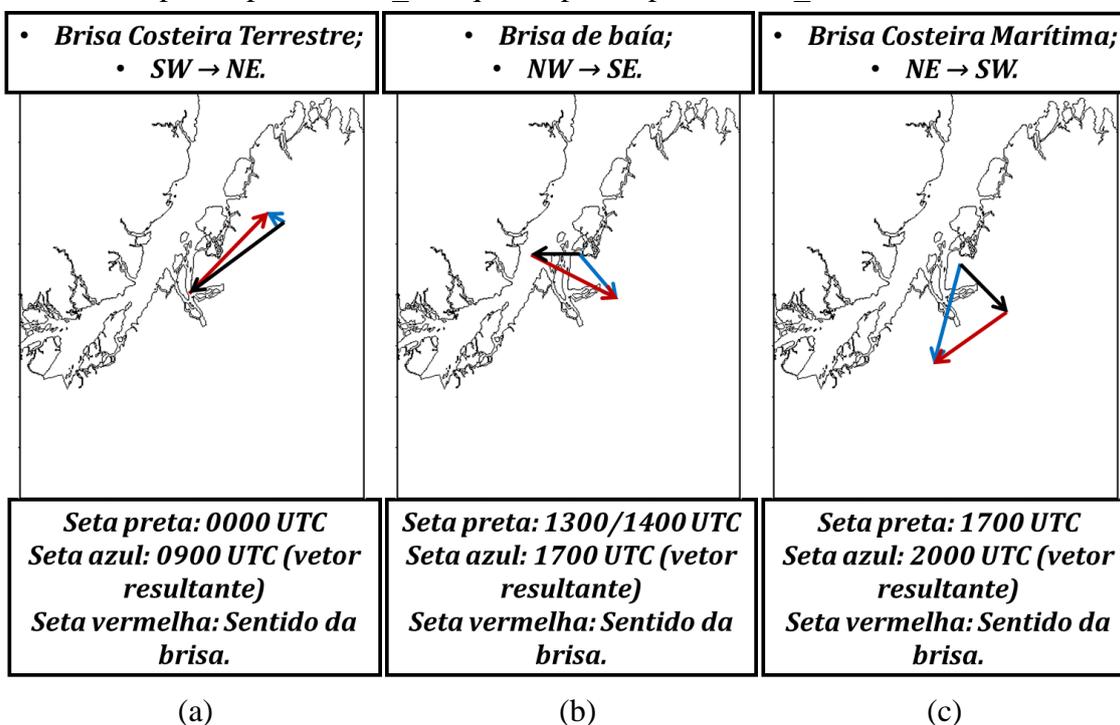
Figura 4.5 - Ciclo diário médio da velocidade do vento para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$ em Belém.



Fonte: Produção do autor.

A diferença entre os ventos observados de 1300/1400 UTC e 1700 UTC mostra um escoamento no sentido de noroeste para sudeste (NW→SE), como indicado na Figura esquemática 4.6b, ou seja, no sentido da baía do Marajó em direção a Belém. A partir deste ponto do trabalho, este fluxo será denominado **brisa de baía**. Esta mesma circulação é conhecida em outros trabalhos como brisa lacustre (SANTOS et al., 2012), brisa fluvial (MATOS; COHEN, 2016) e brisa de rio (GERMANO et al., 2017). Como a redução de velocidade que ocorre entre esses horários é mais expressiva no período $atv_v'+$, sugere-se uma maior intensidade da brisa de baía nesse período. Durante a manhã, o início da brisa de baía pode estar combinado a uma circulação local entre a baía do Guajará e Belém, porém esta é uma possibilidade que precisaria ser verificada e confirmada por outros estudos.

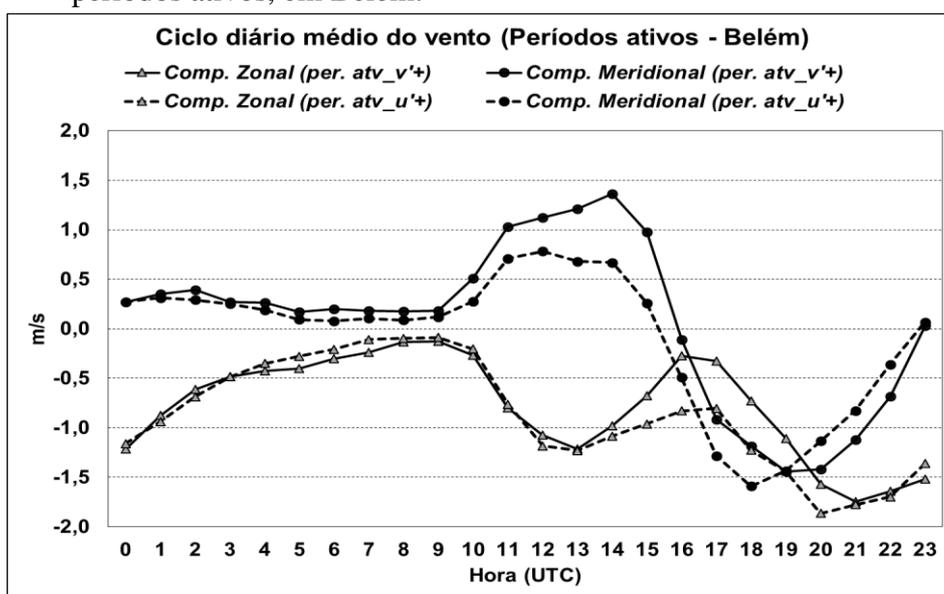
Figura 4.6 - Representação esquemática das circulações de brisa em Belém, válida tanto para o período $atv_u'+$ quanto para o período $atv_v'+$.



Fonte: Produção do autor.

Às 1600 UTC, o vento continua a efetuar um giro expressivo em sentido anti-horário, como pode ser visto na mudança dos componentes u' e v' na Figura 4.7. O v' se torna negativo e a velocidade indica que o aumento após o mínimo das 1600 UTC está associado à intensificação do fluxo proveniente da brisa de baía, no momento da mudança na direção do vento (giro). Esse giro na direção do vento é algo que também foi mencionado por Souza (2016) e Germano et al. (2017). As características nos componentes u' e v' , mostrados na Figura 4.7, são similares às encontradas por Matos e Cohen (2016) em relação à origem da MLF, observada na margem leste da baía do Marajó.

Figura 4.7 - Ciclo diário médio dos componentes projetados do vento (u' e v') durante os períodos ativos, em Belém.



Fonte: Produção do autor.

No período de 1700 a 2000 UTC, como indica a diferença entre os ventos desses horários, passa atuar sobre Belém um segundo tipo de brisa denominada **brisa costeira**, que se propaga continente adentro a partir das áreas costeiras da chamada Microrregião

do Salgado (nordeste do Estado do Pará). A atuação da brisa costeira ocorre no sentido de nordeste para sudoeste (NE→SW), como mostrado na Figura 4.6c, e apresenta como principais características a mudança da direção predominante do vento em superfície para norte, além de aumento na velocidade entre este intervalo de tempo. Durante o período $atv_v'+$ foi possível notar que a velocidade e a direção variam de forma praticamente linear nesses horários, indicando atuação da brisa costeira com mesma intensidade e direção sobre Belém e regiões próximas, enquanto no período $atv_u'+$ a variação temporal da velocidade é menor, indicando uma brisa mais zonal (de leste) neste intervalo de tempo. Uma vez que, na direção meridional, seu sentido ocorre do oceano para o continente, a brisa é chamada de **brisa costeira marítima**.

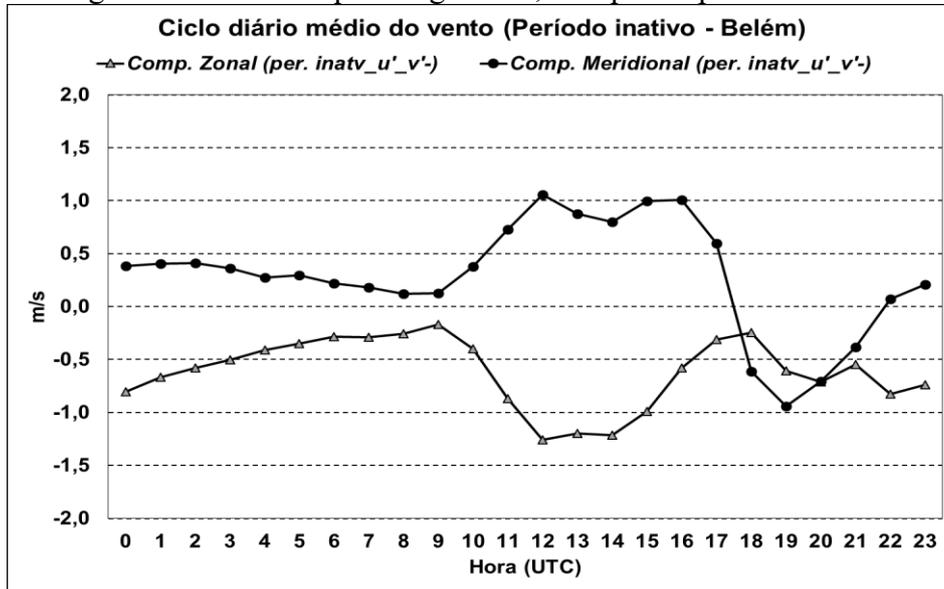
Após a atuação da brisa costeira marítima, de sentido NE→SW, a direção do vento continua a girar em sentido horário até se tornar predominante de nordeste às 2300 UTC, enquanto a velocidade diminui. Entre 0000 e 0900 UTC, a diferença entre os ventos mostra que o escoamento sugerido pela brisa é oposto ao escoamento da brisa costeira marítima, ou seja, ele passa a ser de SW→NE. Logo, como na direção meridional, o sentido do escoamento é do continente em direção ao oceano, a brisa no sentido SW→NE é chamada de **brisa costeira terrestre**, representada esquematicamente na Figura 4.6a.

4.2.2 Períodos inativos

Nesta seção do trabalho, são apresentados os mesmos resultados discutidos anteriormente, mas dessa vez para o período $inatv_u'_v'-$. Como mostra a Figura 4.8, as variabilidades ocorridas no ciclo médio horário do vento para o período $inatv_u'_v'-$ foram similares às ocorridas nos períodos ativos. Algumas diferenças em termos de direção e velocidade do vento (Figuras 4.4 e 4.5, respectivamente, mostradas na seção anterior) foram notadas principalmente entre os horários de 1600 e 1800 UTC.

Em relação aos períodos ativos, ocorre um atraso no início do giro do vento associado à brisa de baía em cerca de 2 horas. Entre 1800 e 2000 UTC, durante atuação da brisa costeira marítima, a velocidade do vento não aumenta de forma expressiva como nos períodos ativos, enquanto durante a madrugada e início da manhã, a atuação da brisa costeira terrestre é semelhante nos períodos ativos e inativos.

Figura 4.8 - Mesmo que a Figura 4.7, mas para o período inativo.



Fonte: Produção do autor.

4.3 Análise do padrão de nebulosidade durante os períodos ativos e inativos em Belém

4.3.1 Períodos ativos

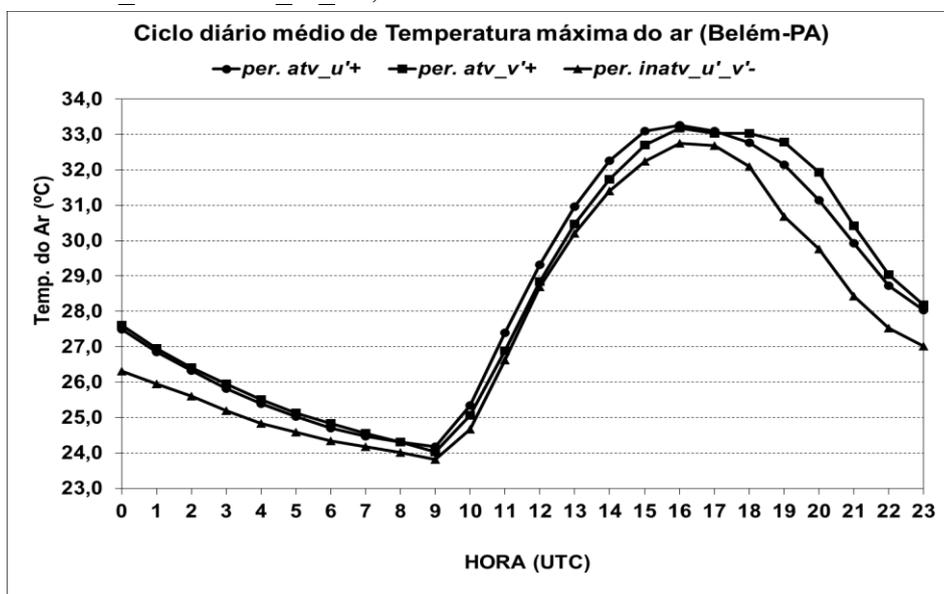
Nesta seção do trabalho são analisados os campos de nebulosidade por meio do Fator de Refletividade Normalizado (FRN). Além disso, também são feitas algumas análises no ciclo diário médio da temperatura do ar máxima (T_{ar}), temperatura do ponto de orvalho máxima (T_d), umidade relativa máxima (UR) e razão de mistura (Figuras 4.9, 4.10, 4.11 e 4.12, respectivamente).

Nos campos de FRN (Figura 4.13 para período $atv_v'+$ e Figura 4.14 para período $atv_u'+$) é possível ver a formação de uma extensa região de nebulosidade (representada pelos maiores valores de FRN) sobre boa parte da linha da margem leste da baía do Marajó e também sobre Belém, ocorrendo a partir de 1400 UTC no período $atv_v'+$ e a partir de 1300 UTC no período $atv_u'+$. A formação dessa nebulosidade estaria associada

a uma “convergência” entre o escoamento predominante do vento (de NE) e o início da brisa de baía de NW→SE entre esses horários.

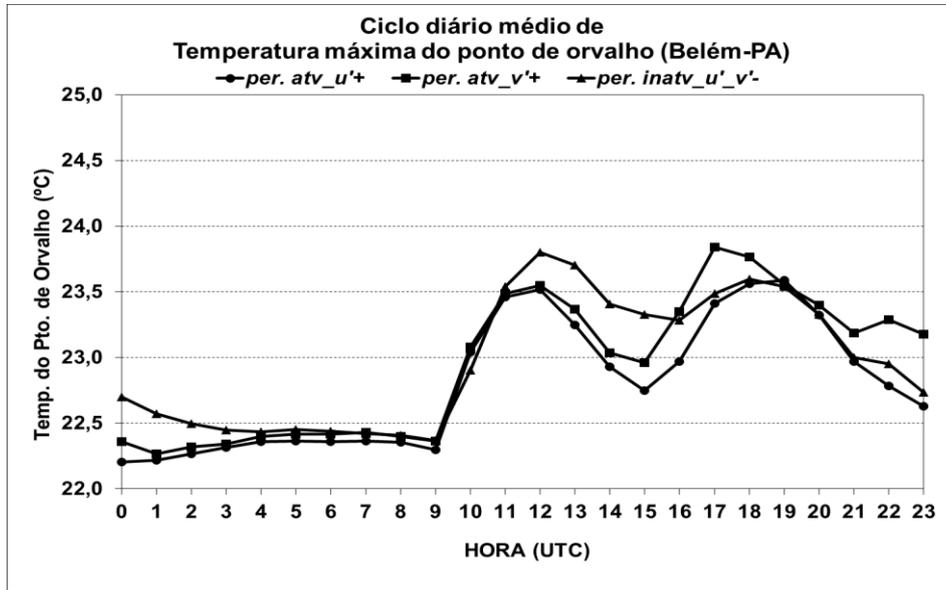
Analisando o ciclo diário de T_{ar} , T_d , UR e razão de mistura nota-se que a atuação da brisa de baía apresenta influência sobre estas variáveis. A partir de 1500 UTC, ocorre uma estabilização de T_{ar} devido ao aporte de ar mais frio, e aumento em T_d , UR e razão de mistura devido ao fato do ar ser também mais úmido. Essas variações ocorrem uma hora antes do giro da brisa de baía, quando ela passa a atuar no sentido NW→SE. O aumento da umidade e a estabilização da temperatura confirmam que existe a propagação de uma massa de ar mais fria e úmida sobre Belém associada à brisa de baía. No caso de T_{ar} , a advecção de ar mais frio contrabalança também o aumento da incidência de radiação solar devido à redução da nebulosidade nesses horários (SOUZA, 2016).

Figura 4.9 - Ciclo diário médio da temperatura máxima do ar para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$, em Belém.



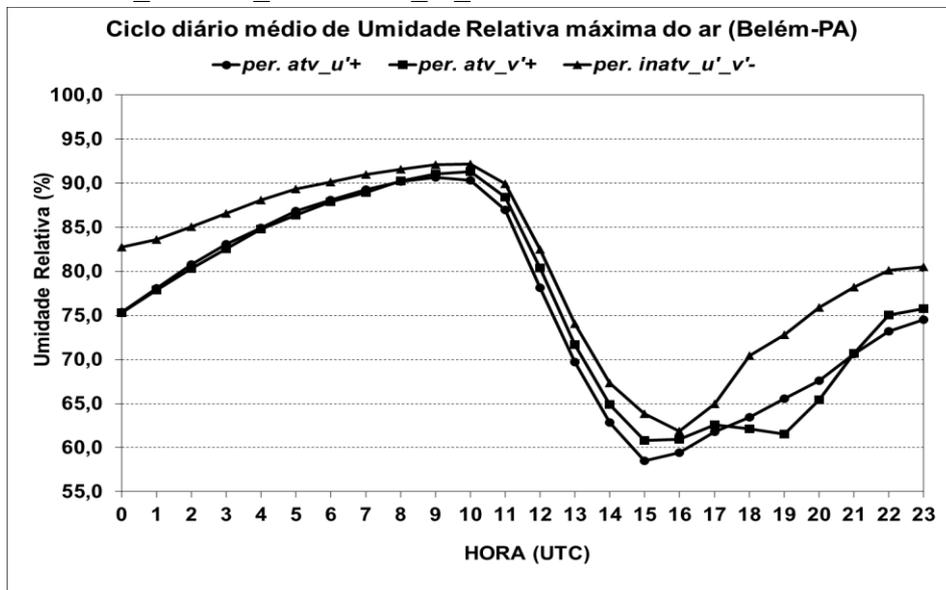
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.10 - Ciclo diário médio da temperatura máxima do ponto de orvalho para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$, em Belém.



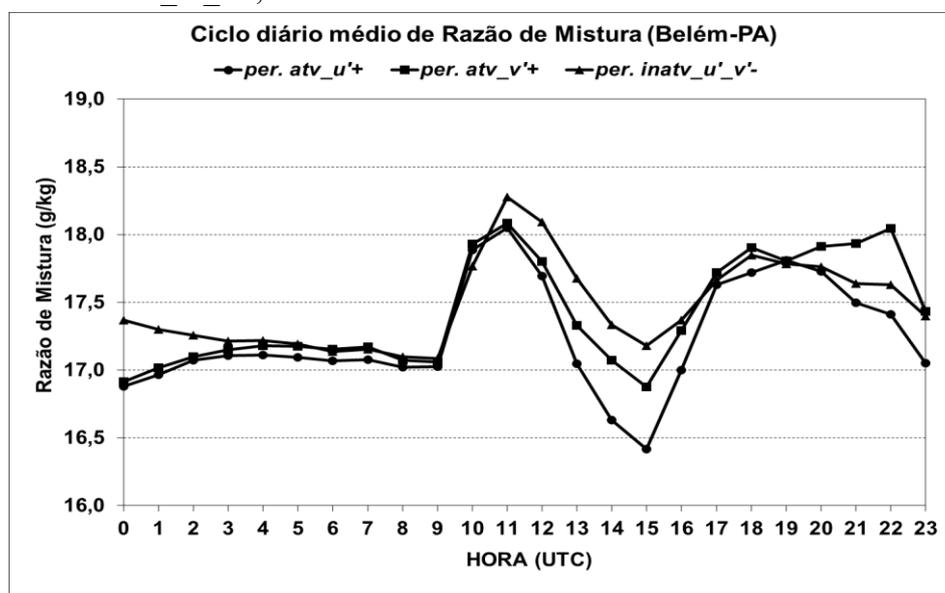
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.11 - Ciclo diário médio da umidade relativa do ar máxima para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$, em Belém.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.12 - Ciclo diário médio da razão de mistura para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$, em Belém.



Fonte: Produção do autor.

Com relação à nebulosidade que atua sobre Belém, suas características não permitem tratá-la como resultantes da atuação de frente(s) de brisa. O que se pode observar, tanto nos períodos $atv_v'+$ e $atv_u'+$, é a formação de uma nebulosidade persistente sobre toda a região, como mostram as Figuras 4.13 e 4.14, sem a existência de uma área de supressão de nebulosidade à sua retaguarda. A presença dessa nebulosidade persistente sobre Belém já havia sido reportada por Souza (2016).

Belém é uma cidade que se encontra rodeada por corpos d'água (baía do Guajará, baía do Marajó e rio Guamá, por exemplo). Logo, surge a hipótese de que as circulações locais entre esses corpos d'água e a cidade possam causar uma convergência de ar em superfície (não-detectável pela esparsa rede observacional de superfície) que, em princípio, favoreceria a formação contínua de nebulosidade do tipo cúmulos rasos sobre a cidade principalmente durante o período da tarde. Estes cúmulos manteriam um padrão de nebulosidade persistente, como ocorre em São Luís - MA, que a exemplo de Belém, é circundada por corpos d'água.

Em regiões próximas a Belém, são observados alguns padrões mais claros de formação e propagação da frente de brisa. O campo de FRN das Figuras 4.13 e 4.14 possibilita a identificação dessas áreas, que geralmente formam-se sobre os limites entre

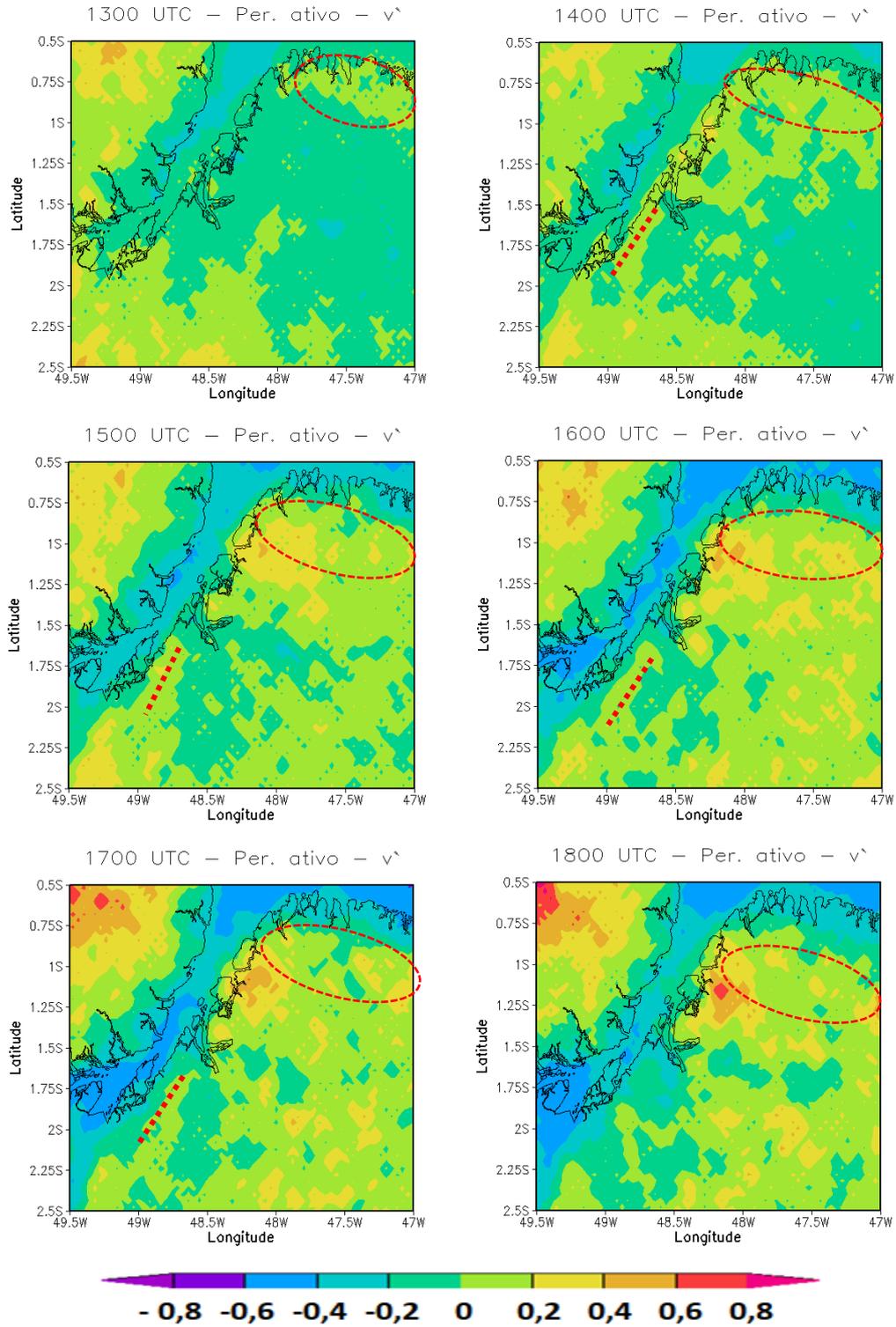
continente e corpo d'água, apresentando maiores valores de FRN em relação a outras áreas. Ao sul de Belém, mais precisamente próximo à cidade de Abaetetuba (Lat: $-01,72^\circ$ S, Long: $-48,87^\circ$ W), o formato quase retilíneo da interface terra-água e a ausência de reentrâncias e estuários nas proximidades (em comparação a outras regiões, como próximo a Belém) favorece a formação de uma região de nebulosidade com formato paralelo à linha da costa (indicada por linhas tracejadas em vermelho nas Figuras 4.13 e 4.14). Para esta região, sugere-se uma menor influência de algum tipo de circulação que seja induzida por outros corpos d'água ou recortes em uma interface terra-água.

Observa-se formação de uma área de nebulosidade às 1400 UTC (1300 UTC) durante o período $atv_v'+$ ($atv_u'+$), com pequena parte dessa área sobre a baía do Marajó. Nos horários posteriores, esse padrão se organiza e propaga como uma frente de brisa em torno de $0,2^\circ$ e $0,3^\circ$ tornando-se possível a identificação da região de supressão de nebulosidade sobre a baía do Marajó até a linha da costa e nos contornos de Belém entre 1500 e 1600 UTC. A nebulosidade dessa frente de brisa dissipa a partir de 1700 UTC, e possivelmente está relacionada à atuação da brisa de baía.

Um segundo tipo de frente de brisa é identificado na microrregião do Salgado. Às 1300 UTC se forma uma região de nebulosidade sobre a linha da costa na divisa entre o continente e o oceano Atlântico (identificada nas Figuras 4.13 e 4.14 por um círculo tracejado em vermelho). No período $atv_v'+$ ($atv_u'+$) o início da propagação dessa frente de brisa ocorre às 1400 UTC (1500 UTC), quando já se torna possível identificar a região de supressão na retaguarda da nebulosidade, que expande sua área nos horários posteriores, quando atua continente adentro.

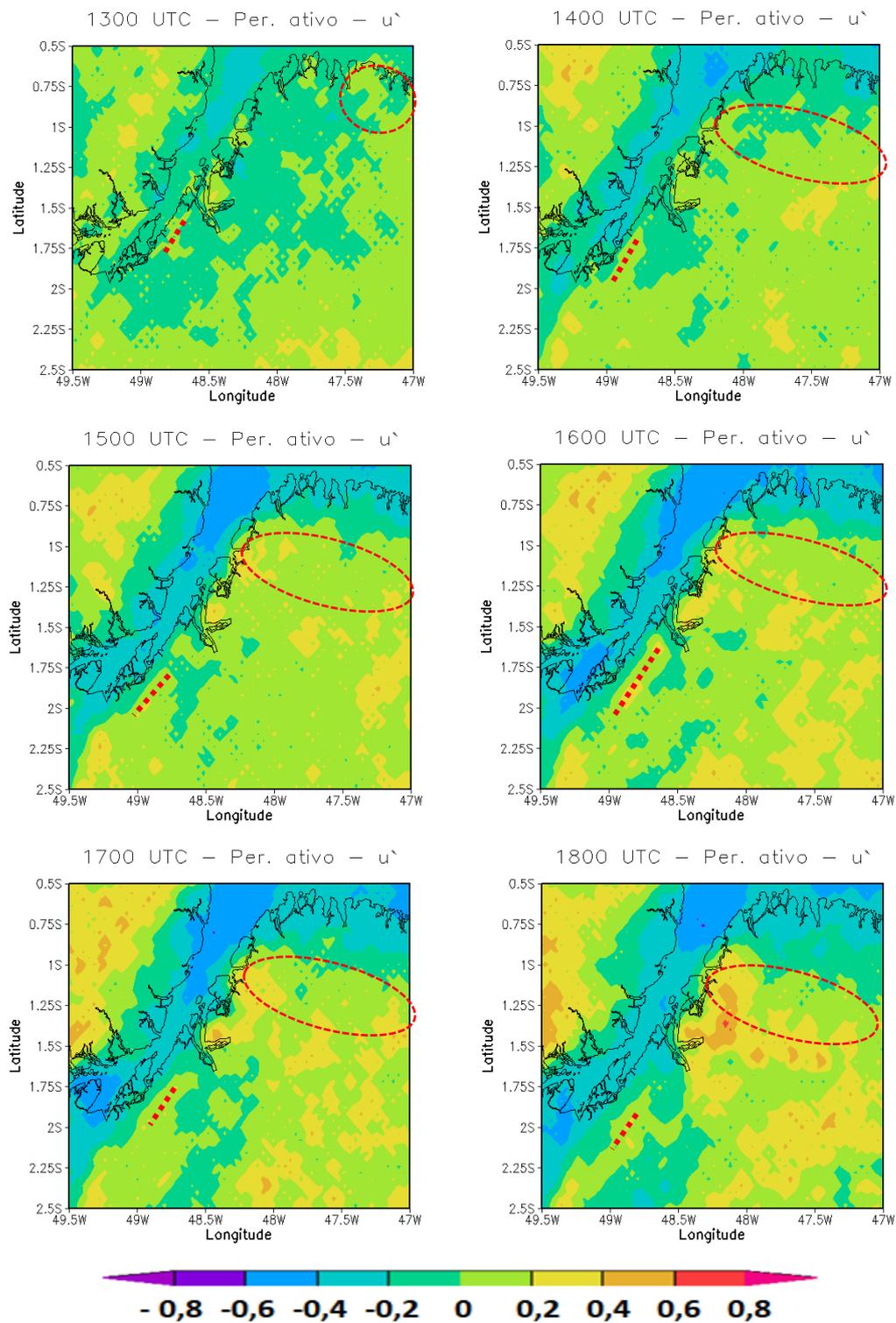
Essa nebulosidade, que propaga com sentido NE→SW como uma frente de brisa, conglopera-se com a nebulosidade já presente dentro do continente (uma parte formada pela brisa de baía) e forma às 1600 UTC um aglomerado de nebulosidade (indicado pelas cores em tons de laranja e vermelho) que propaga em direção à Belém, influenciando inclusive na nebulosidade atuante no local e nas proximidades, e contribuindo para o aumento dos valores de FRN identificados nessas áreas. No período $atv_u'+$, os valores identificados nessas áreas em que atua a frente de brisa (que deve estar associada à brisa costeira marítima) são ainda maiores.

Figura 4.13 - Evolução horária média do Fator de Refletividade Normalizado durante o período atv_{ν^+} , para a região de Belém, entre 1300 e 1800 UTC.



Fonte: Produção do autor.

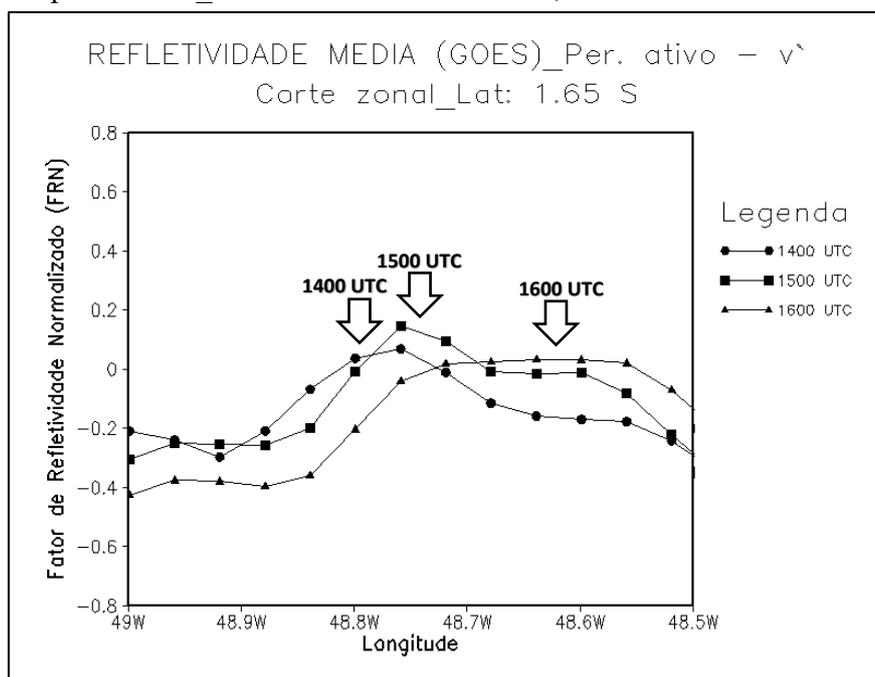
Figura 4.14 - Mesmo que Figura 4.13, mas para o período atv_{u^+} .



Fonte: Produção do autor.

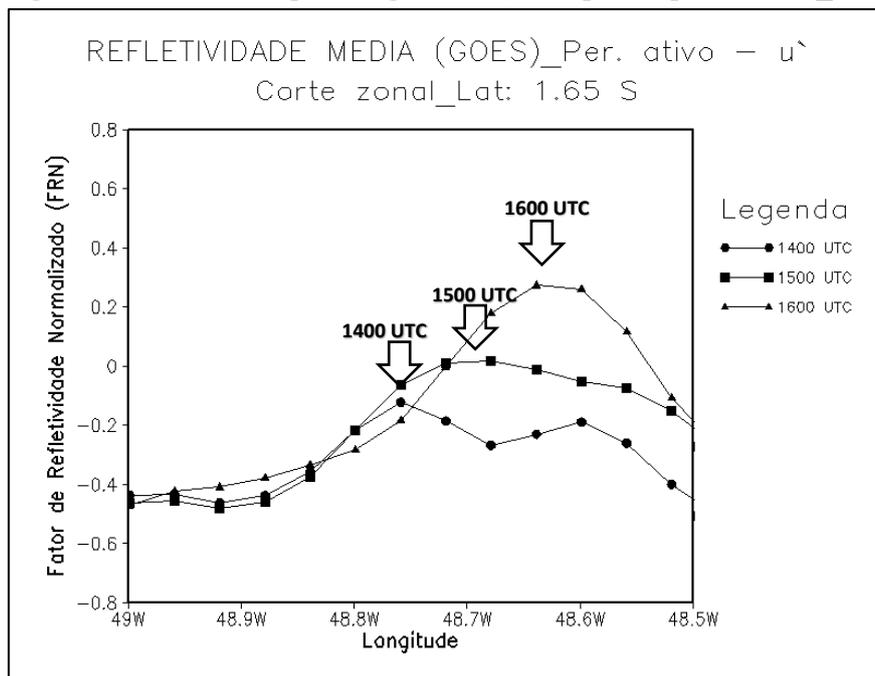
O deslocamento da frente de brisa associada à brisa de baía é ilustrado nas Figuras 4.15 e 4.16 em um corte realizado na latitude de $-1,65^\circ$ S para os períodos atv_v^+ e atv_u^+ , respectivamente, assim como as Figuras 4.17 e 4.18 ilustram a propagação da frente de brisa associada à brisa costeira marítima em um corte na longitude $-47,75^\circ$ W. A evolução de FRN entre 1400 e 1600 UTC em ambas regiões do corte possibilitou verificar a propagação da nebulosidade continente adentro em torno de $0,2^\circ$ (Figuras 4.15 e 4.16) da margem litorânea à direita da baía do Marajó em direção ao continente (frente de brisa associada à brisa de baía) e um expressivo avanço de pouco mais de $0,5^\circ$ da margem litorânea da microrregião do Salgado para o interior do continente (frente de brisa associada à brisa costeira marítima), indicado pelos intervalos de maiores valores, apontado pelas setas, como mostram as Figuras 4.17 e 4.18.

Figura 4.15 - Evolução horária média do Fator de Refletividade Normalizado durante o período atv_v^+ centrada na latitude $-1,65^\circ$.



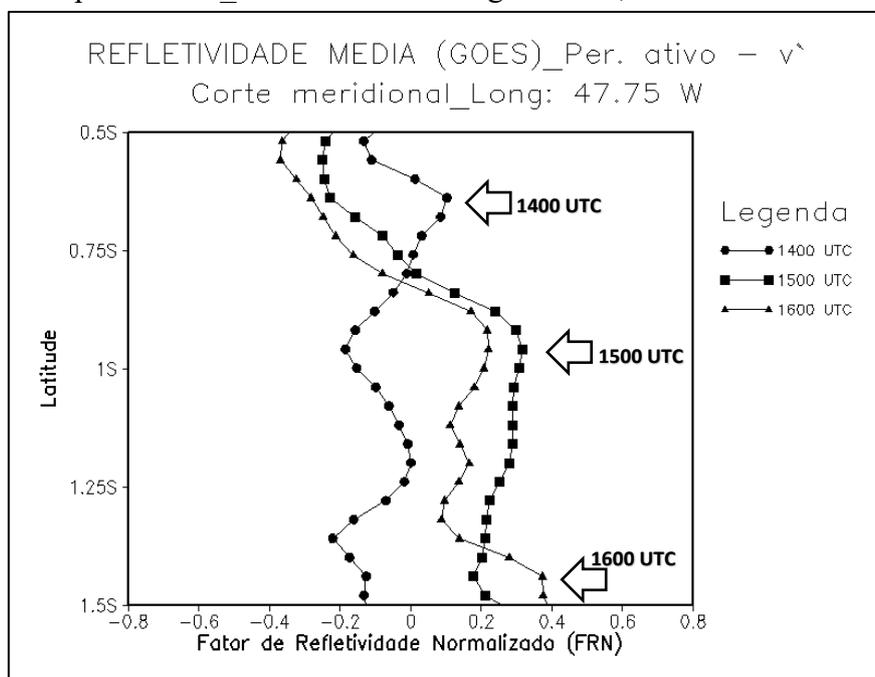
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.16 - Mesmo que a Figura 4.15, mas para o período $atv_{u'}$.



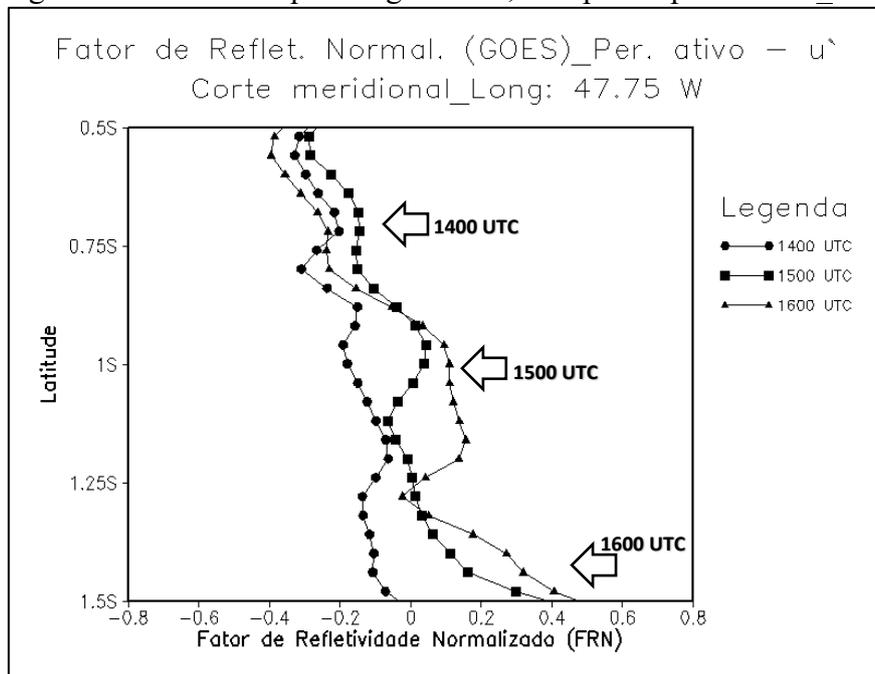
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.17 - Variabilidade média horária do Fator de Refletividade Normalizado durante o período $atv_{v'}$ centrada na longitude $-47,75^\circ$.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.18 - Mesmo que a Figura 4.17, mas para o período $atv_u'+$.



Fonte: Produção do autor.

4.3.2 Períodos inativos

A nebulosidade (mostrada pelo campo de FRN na Figura 4.19) do período $inatv_u'_v'-$ apresenta algumas características diferentes em comparação com a nebulosidade encontrada nos períodos $atv_u'+$ e $atv_v'+$. Sobre Belém e também boa parte do continente próximo à cidade, a nebulosidade persistente que se forma a partir de 1600 UTC é mais intensa do que nos períodos ativos e apresenta valores máximos de FRN às 1800 UTC. Uma explicação seria de que outras circulações locais, a exemplo das que são geradas por outros corpos d'água próximos a Belém, passariam a ser mais intensas durante os períodos inativos, porém, um melhor esclarecimento dessa hipótese seria possível através de testes de sensibilidade numéricos.

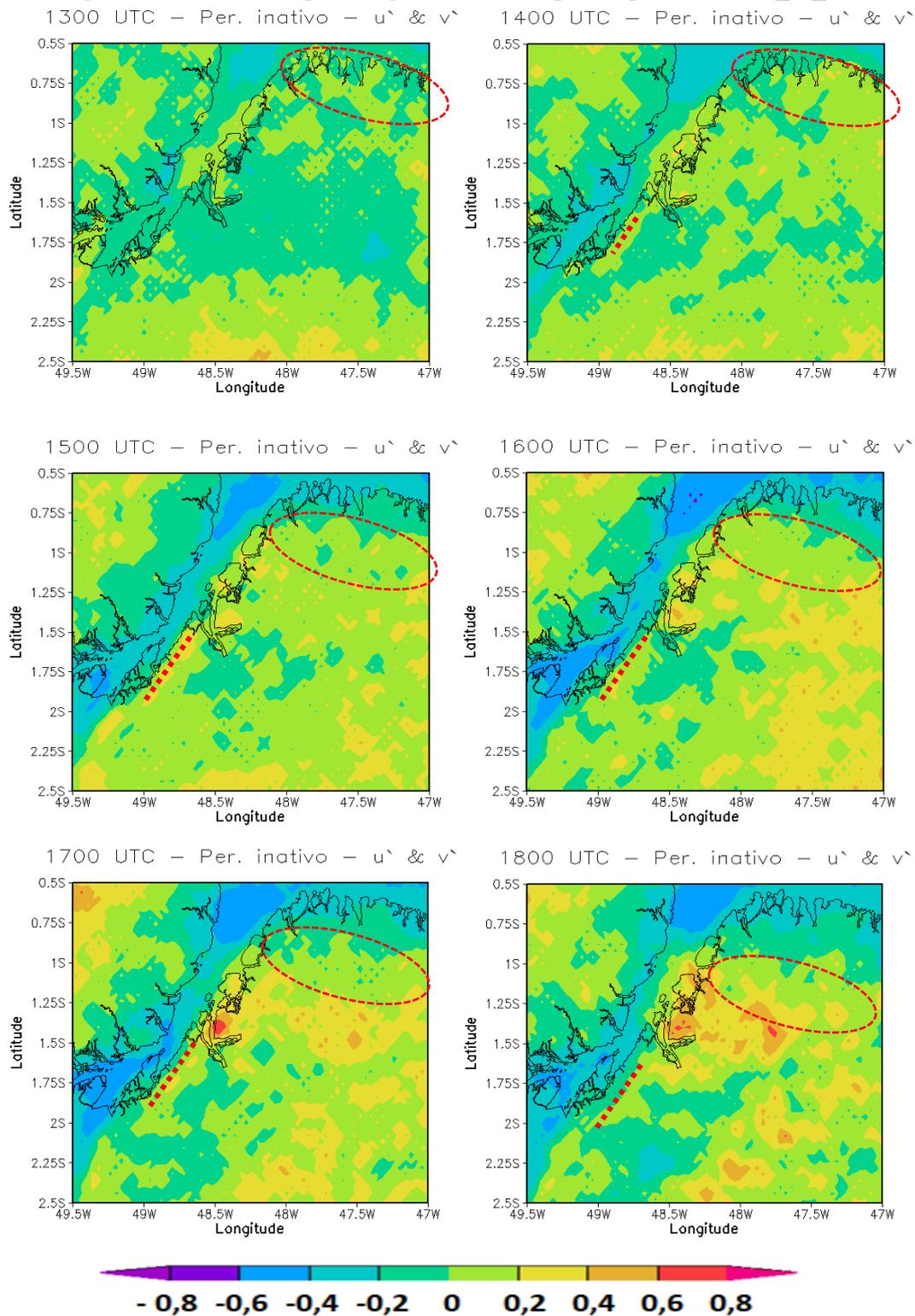
Em relação às variáveis meteorológicas de superfície locais (Figuras 4.9, 4.10, 4.11 e 4.12) o ciclo diário é semelhante ao obtido nos períodos ativos, porém algumas diferenças foram encontradas e estão relacionadas à maior quantidade de umidade nos períodos inativos no final da manhã (entre 1200 e 1500 UTC), ou seja, antes da entrada

de ar úmido da brisa de baía, e também à menor temperatura do ar a partir de 1800 UTC, ou seja, após a entrada do ar mais frio da brisa de baía. Como foi abordado no parágrafo anterior, outras circulações locais (provenientes, por exemplo, dos corpos d'água que circundam Belém) podem estar mais intensas durante os períodos inativos, aportando assim, ar mais úmido e frio para a cidade nos horários em que não fica constatado a atuação da brisa de baía, ou seja, nos horários anteriores e posteriores à atuação da brisa de baía.

Próximo à cidade de Abaetetuba, ao sul de Belém, a nebulosidade que se forma sobre a região difere em relação aos períodos ativos em termos de propagação. Nos períodos inativos, a nebulosidade fica mais limitada à costa, como se estivesse confinada à região, como indicada pela linha tracejada em vermelho na Figura 4.19. Esta ocorrência resulta justamente da não-atuação da brisa de baía nos horários anteriores, como mostraram os resultados da seção 4.2.2. A partir de 1700 UTC, quando a brisa de baía passa a atuar de forma clara, verifica-se um pequeno deslocamento da nebulosidade, como uma frente de brisa, até a sua dissipação. Esse resultado condiz com a ideia de frente de brisa estacionária sobre a região, como sugerido por Souza (2016). A Figura 4.20 mostra esse menor deslocamento da frente de brisa associada à brisa de baía em um corte na latitude de $-1,65^\circ$ S. A proximidade das setas comprova que, durante o intervalo de atuação da brisa de baía, a propagação de fato esteve mais limitada à região próxima da linha da costa ($< 0,2^\circ$).

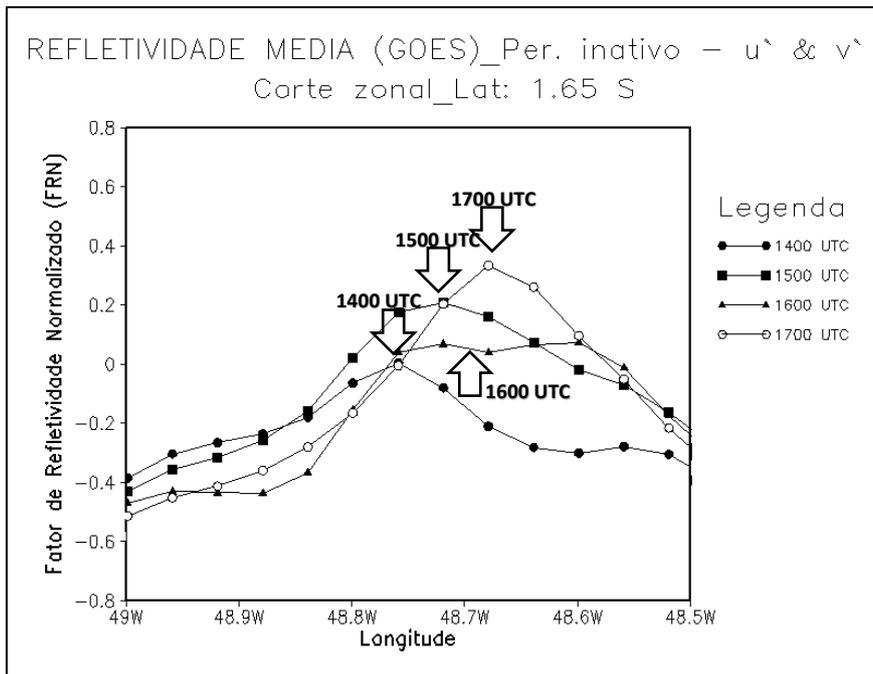
No que diz respeito à nebulosidade que se forma próximo à microrregião do Salgado, sobre o litoral entre o continente e o oceano Atlântico, existem algumas características de propagação continente adentro similares às ocorridas no período *atv_u'+*. Também às 1500 UTC, a região de supressão de nebulosidade se configura e aumenta nos horários posteriores, conforme a nebulosidade propaga no sentido NE→SW (indicada pelo círculo tracejado em vermelho na Figura 4.19). A Figura 4.21 mostra a evolução do FRN e o deslocamento da frente de brisa associada à brisa costeira marítima (pouco mais de $0,5^\circ$) por meio de um corte realizado na longitude $-47,75^\circ$ W durante o período *inatv_u'_v'-*.

Figura 4.19 - Mesmo que a Figura 4.13, mas para o período *inatv_u' v'*.



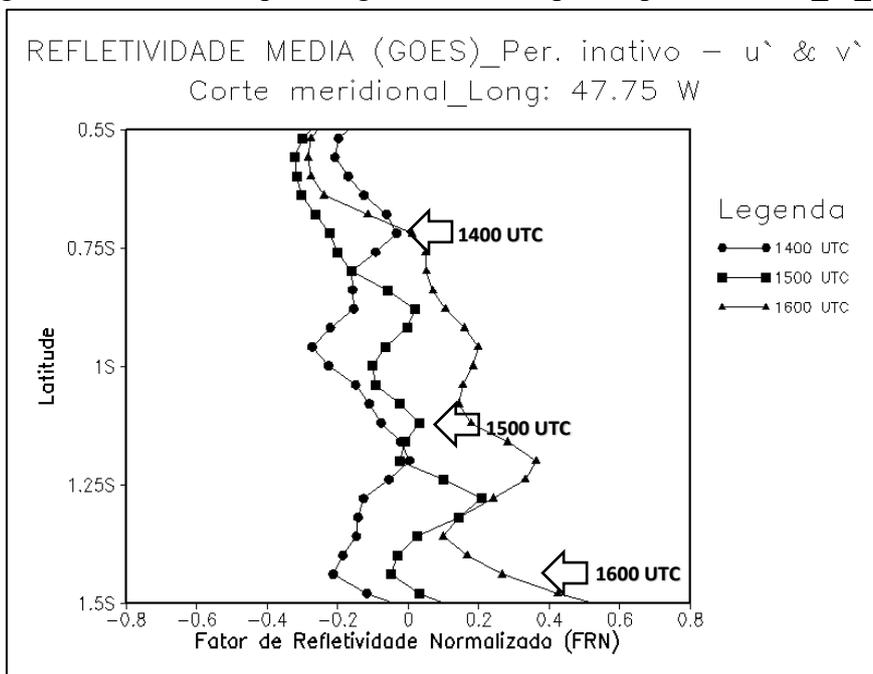
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.20 - Mesmo que a Figura 4.15, mas para o período $inatv_{u'v'}$.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.21 - Mesmo que a Figura 4.17, mas para o período $inatv_{u'v'}$.



Fonte: Produção do autor.

4.4 Características e representatividade da brisa nos dados de vento da reanálise em Belém

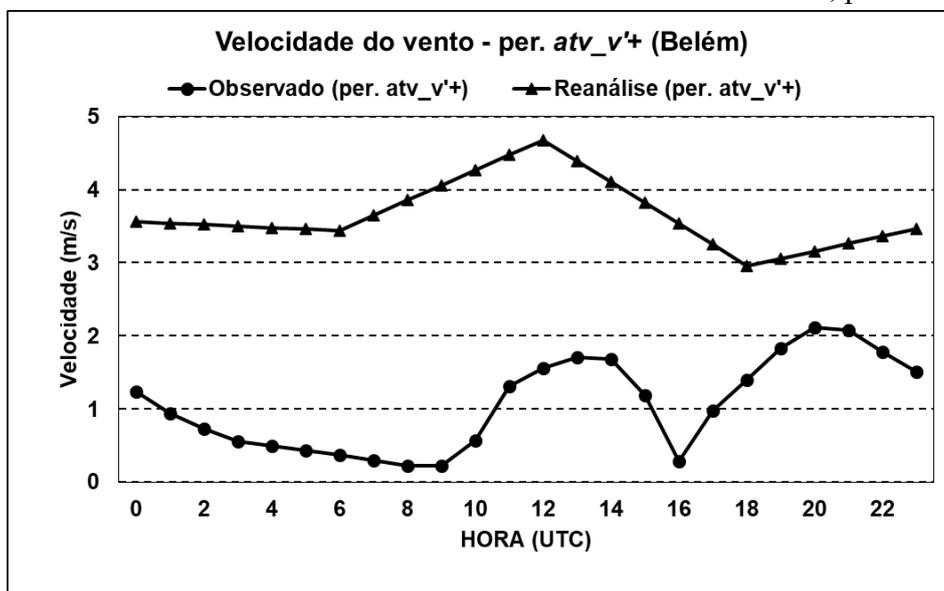
Ao obter os resultados desta seção, verificou-se que o ciclo diário e os padrões espaciais (obtidos a partir dos dados de reanálise) são semelhantes tanto nos períodos ativos quanto inativos. Portanto, as análises dos resultados, deste ponto em diante, são feitas abordando-se somente o período $atv_v'+$. As figuras correspondentes ao período $atv_u'+$ e período $inatv_u'_v'-$ encontram-se no Apêndice A.

Os resultados referentes ao vento observado indicam que, em Belém, ocorre a atuação de duas circulações de brisa: a brisa de baía e a brisa costeira (marítima e terrestre). O objetivo nesta seção é verificar se os dados de vento (velocidade e direção) da reanálise ERA-Interim conseguem retratar essas circulações de brisa que atuam na região de Belém. Vale lembrar que a reanálise ERA-Interim possui dados em quatro horários (0000, 0600, 1200 e 1800 UTC), logo, os valores dos horários intermediários foram obtidos por meio de interpolação linear simples, afim de se obter melhor visualização gráfica dos resultados nas figuras.

Em comparação à velocidade do vento em superfície, como mostra a Figura 4.22, a reanálise consegue representar de forma razoável as características das variações no ciclo diário, que, em geral, são de redução durante a madrugada, aumento no período da manhã, redução vespertina e aumento no início da noite, embora superestime os valores em comparação aos dados observados, além de suavizar as variações e não conseguir representar o horário exato das mudanças devido à menor frequência temporal dos dados.

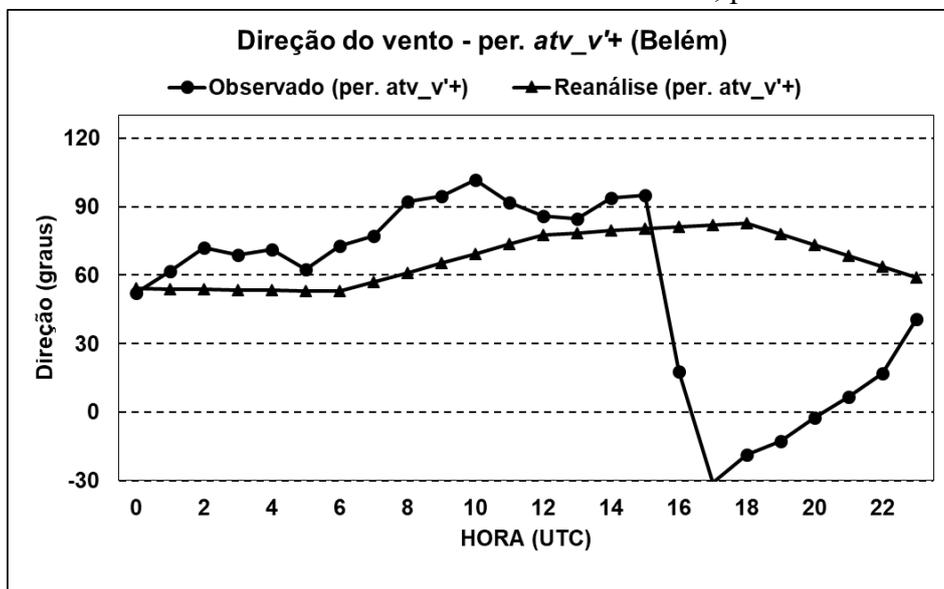
Em termos de direção do vento (Figura 4.23), a reanálise consegue capturar bem apenas o giro horário entre 0000 e 1200 UTC, que é característico da brisa costeira terrestre. O giro anti-horário que ocorre devido à atuação da brisa de baía a partir de 1300/1400 UTC não foi representado. Fica claro que os dados de reanálise não apresentam uma resolução espacial fina o suficiente para captar a brisa de baía, mas que pode ser suficiente para representar a brisa costeira.

Figura 4.22 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período $atv_v'+$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.23 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período $atv_v'+$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém.

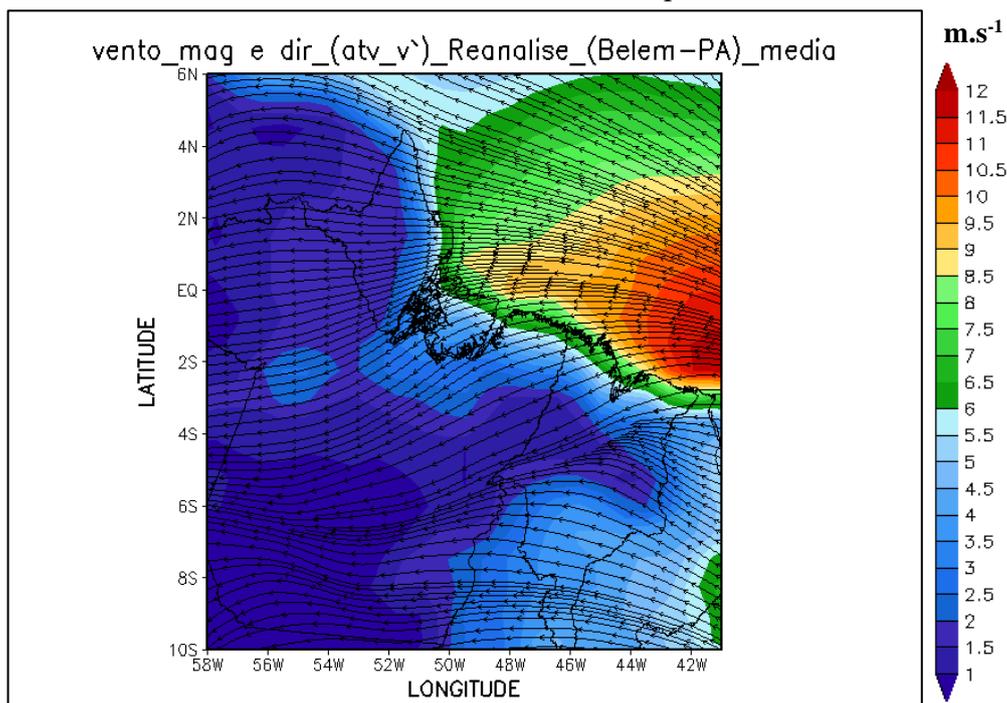


Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.24 mostra o campo médio do vento horizontal para o período $atv_v'+$. O escoamento médio que atua sobre Belém é de E/NE e provém de uma divergência do escoamento de leste (alísios) desde o oceano. Como as análises nas Figuras 4.22 e 4.23

indicam que as amplitudes das variações de velocidade e direção do vento em Belém são relativamente pequenas, a circulação de brisa representada pelos dados de reanálise consiste em uma pequena variação no escoamento médio.

Figura 4.24 - Campo médio da direção e velocidade do vento durante o período atv_v^+ , obtido através da reanálise ERA-Interim, para Belém.

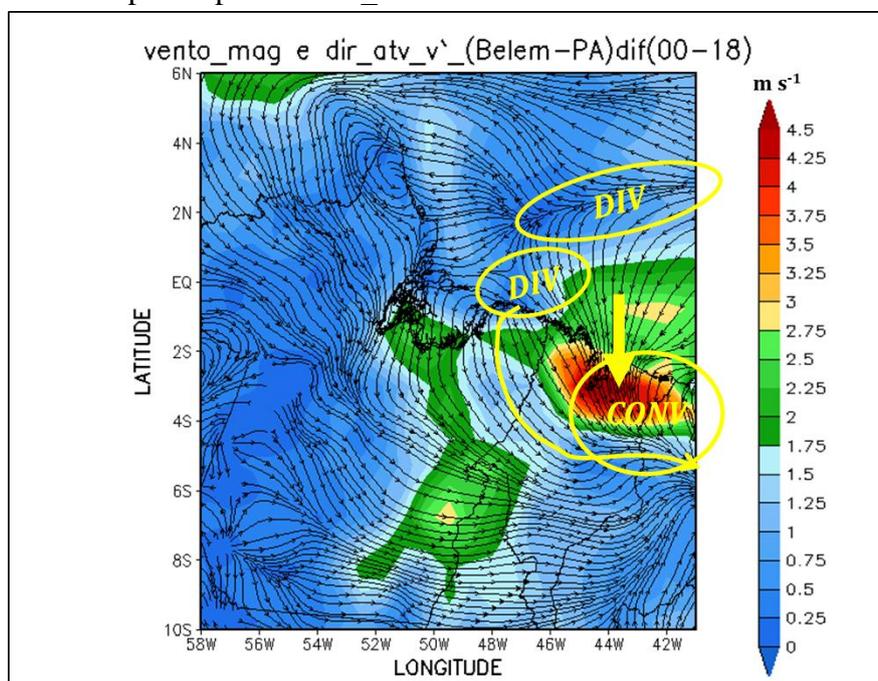


Fonte: Produção do autor.

Sobre a brisa costeira marítima, Germano et al. (2017) mostraram que entre 1500 e 2100 UTC o escoamento de leste sofre um giro anti-horário e uma redução de velocidade em duas cidades (Castanhal e Capitão Poço) localizadas na mesma faixa latitudinal de Belém, porém mais afastadas da baía do Marajó. Essa localização mais adentro do continente evitaria a interferência da brisa de baía no sinal da brisa costeira marítima. O giro anti-horário (responsável por mudar o escoamento de leste para nordeste) indica que a brisa costeira marítima possui um componente meridional de norte, ou seja, com sentido do oceano para o continente. Além disso, a redução na velocidade sugere que seu componente zonal seja de oeste. Combinando as duas componentes, o sentido fluxo seria no sentido NW→SE.

Na Figura 4.25, apresenta-se a diferença do vento entre 0000 e 1800 UTC. Nota-se que, em quase toda a região do litoral maranhense, a brisa costeira marítima ocorre com maior intensidade (indicada pelos maiores valores da diferença do vento) e no sentido N→S (seta amarela), divergindo de uma região oceânica e convergindo no interior do Estado do Maranhão. Em boa parte do nordeste do Pará, a brisa conecta uma região de divergência oceânica próxima ao litoral à região de convergência no interior do Maranhão, atuando, portanto, no sentido NW→SE, ratificando assim, os resultados de Germano et al. (2017) para Castanhal e Capitão Poço. Em Belém, ocorre, no final da tarde, um escoamento com sentido de NE→SW, que seria diferente do apresentado pela reanálise, e também diferente do escoamento encontrado em Castanhal e Capitão Poço. Essa diferença poderia estar relacionada à atuação da brisa de baía nos horários anteriores e ao método de subtrair o vento entre horários para identificar a circulação de brisa.

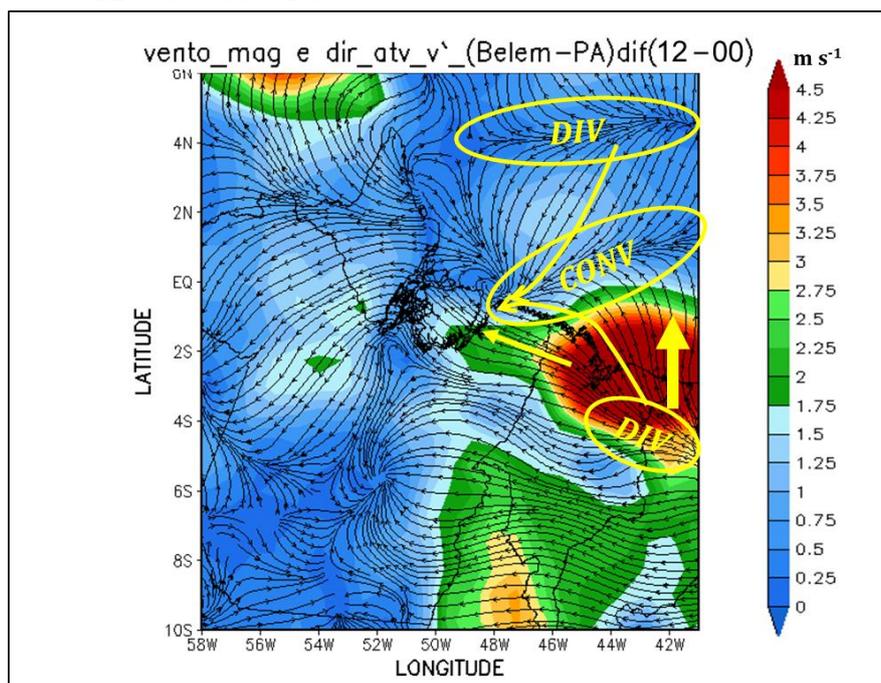
Figura 4.25 - Diferença do vento (direção e velocidade) entre os horários de 0000 e 1800 UTC para o período $atv_v'+$.



Fonte: Produção do autor.

Similar ao que ocorre com a brisa costeira marítima, a terrestre também é bem identificada no litoral dos estados do Maranhão e Piauí, onde há um intenso escoamento de sul (seta amarela na Figura 4.27) no campo da diferença do vento entre 1200 e 0000 UTC. Esse escoamento resulta da divergência na divisa entre Maranhão e Piauí e da convergência no oceano. A região de convergência estende-se até o litoral paraense, levando a um escoamento no sentido SE→NW sobre Belém e proximidades. Esse sentido não é condizente com os resultados observacionais não somente em Belém, mas também em Castanhal e Capitão Poço (GERMANO et al., 2017).

Figura 4.26 - Mesmo que a Figura 4.25, mas para a diferença do vento entre os horários de 1200 e 0000 UTC.



Fonte: Produção do autor.

Nestes três locais, durante a madrugada (0300 a 0900 UTC), o vento apresenta um lento giro horário e uma lenta redução da velocidade. A diferença entre estes horários

mostra uma brisa costeira terrestre com sentido SW→NE, ou seja, do continente para o oceano e transversalmente à faixa litorânea do nordeste paraense. Dessa forma, embora o componente meridional (S→N) da brisa costeira terrestre tenha sido representado, o seu componente zonal não foi bem representado para a região com os dados de reanálise. Esta diferença encontrada no componente zonal pode estar relacionada a fatores locais e/ou regionais que afetam a região nordeste paraense.

Logo, os dados de vento da reanálise não são representativos do escoamento da brisa de baía, mas conseguem mostrar o padrão espacial geral da brisa costeira. No caso da brisa costeira marítima, o sentido do padrão geral (NW→SE) está de acordo com as observações de Germano et al. (2017) para Castanhal e Capitão Poço, porém, ocorrem diferenças no sentido observado em Belém (NE→SW) no final da tarde. No caso da brisa costeira terrestre, o sentido SE→NW indicado pela reanálise difere do observado em Belém, Castanhal e Capitão Poço, que é SW→NE, embora o sentido meridional, de sul (continente) para norte (oceano) tenha sido representado. A diferença no sentido zonal pode decorrer de fatores locais/regionais.

Os padrões da brisa costeira mostrados pelos dados de reanálise parecem ter boa dependência do posicionamento dos centros de divergência e convergência em escala maior no oceano e/ou no interior do continente, portanto, os fatores locais/regionais associados às diferenças entre os padrões da reanálise e as observações são abordados na próxima seção (simulações com o WRF).

4.5 Características e representatividade da brisa através dos dados simulados para estudo de caso com o Modelo WRF em Belém

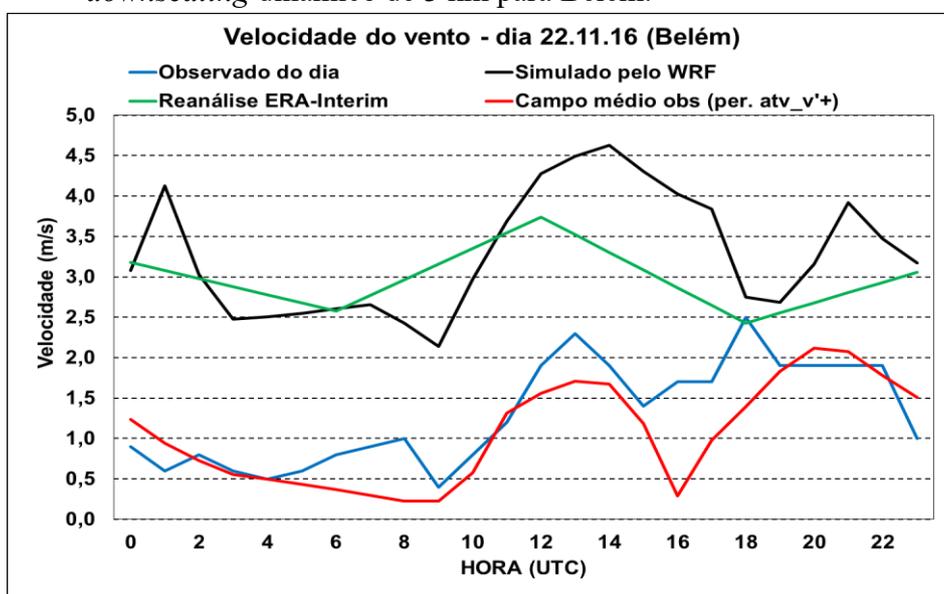
Nesta parte do trabalho, são apresentados os resultados do *downscaling* dinâmico da reanálise ERA-Interim por meio de simulação com o modelo WRF para o dia 22 de novembro de 2016. Neste dia, em Belém, o valor de SAWP para o componente v' foi um dos mais altos de toda a série, logo, trata-se de um dia representativo dos períodos mais ativos de v' (período *atv_v'+*).

As Figuras 4.27 e 4.28 mostram o resultado das comparações de velocidade e direção do vento, respectivamente. O modelo WRF consegue simular bem, de forma

geral, as variações observadas na velocidade. A série temporal simulada é também semelhante à média do período $atv_v'+$, com os dados observados e da reanálise. Além disso, os dados simulados pelo WRF apresentam valores superestimados em comparação ao observado. Isso estaria associado ao fato de que pode existir uma diferença entre os níveis (alturas) de cada conjunto de dados, ou seja, os dados podem corresponder a alturas distintas, mas não foi realizado nenhum ajuste em relação a isso.

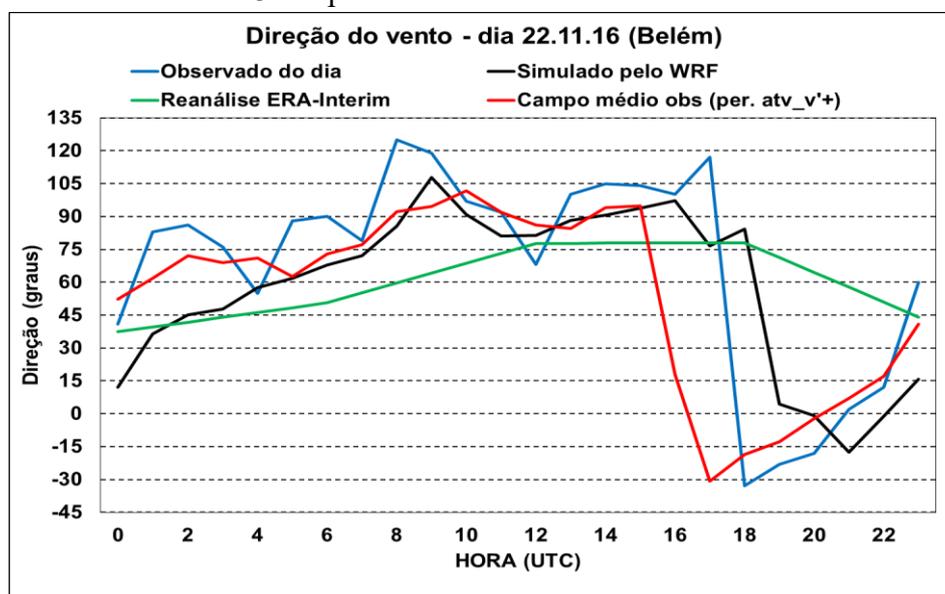
Em relação à direção do vento, a série observada é bem reproduzida pela simulação. A entrada da brisa de baía a partir de 1400 UTC é bem representada, assim como também o giro do vento para NW→SE às 1800 UTC. Porém, na simulação, o giro ocorre com cerca de 1 hora de atraso em relação ao observado no dia, o que é semelhante ao encontrado por Matos e Cohen (2016) em simulação utilizando modelo regional para esta região.

Figura 4.27 - Ciclo diário da velocidade do vento para o dia 22 de novembro de 2016 através de dados observados, reanálise ERA-Interim e simulação de *downscaling* dinâmico de 3 km para Belém.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.28 - Ciclo diário da direção do vento para o dia 22 de novembro de 2016 através de dados observados, reanálise ERA-Interim e simulação de *downscaling* dinâmico de 3 km para Belém.

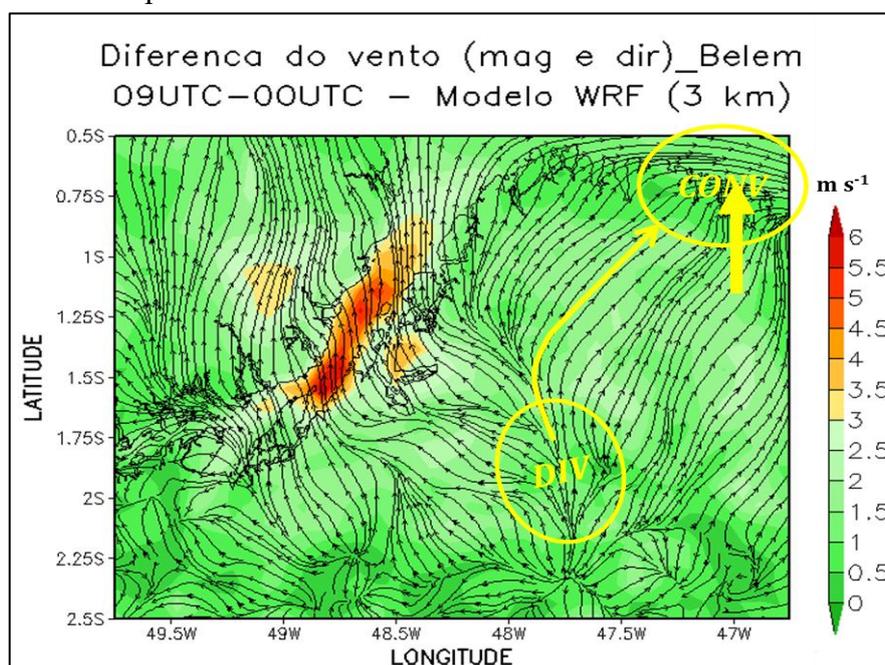


Fonte: Produção do autor.

Dois aspectos não foram representados pelos campos da reanálise: a brisa de baía e o sentido zonal da brisa costeira. Uma hipótese levantada para os resultados das simulações, é de que, devido à resolução mais alta, elas possam indicar os fatores locais/regionais que explicam esses aspectos.

Na Figura 4.29 é apresentada a diferença do vento entre os horários de 0000 e 0900 UTC, representativa do fluxo da brisa costeira terrestre. Diferentemente da reanálise, a simulação mostra ao longo de uma boa parte da faixa latitudinal à leste de Belém, a brisa no sentido de SW→NE, o que concorda com as observações. Esse sentido da brisa costeira terrestre está associado à presença de uma área de divergência na escala regional no nordeste do Estado. Próximo à baía do Marajó e em Belém, em particular, o sentido da brisa é de sul, o que aparentemente está relacionado ao fato de que a canalização do vento (a ser explicado mais a diante) ao longo da baía do Marajó pode ter apresentado uma intensidade maior do que o observado.

Figura 4.29 - Diferença do vento entre os horários de 0900 e 0000 UTC simulado pelo WRF para o dia 22 de novembro de 2016.

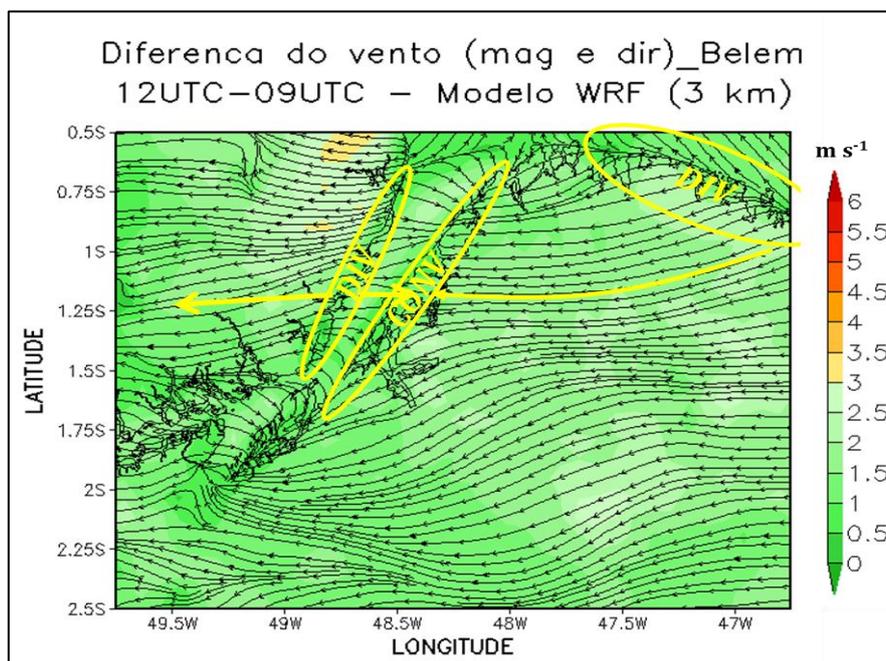


Fonte: Produção do autor.

Uma característica verificada através da diferença entre o vento de 1200 e 0900 UTC, mostrada na Figura 4.30, está relacionada à transição que ocorre da brisa costeira terrestre para a marítima. Na faixa latitudinal de Belém, o escoamento ocorre de forma praticamente zonal de leste, devido a formação de uma região de divergência no litoral próximo à microrregião do Salgado. Esse escoamento zonal é intenso ao longo de toda essa faixa latitudinal, e explica o aumento de velocidade observado no início da manhã em Castanhal e Capitão Poço (GERMANO et al., 2017)

Também fica evidente, na simulação, o surgimento da brisa de baía devido à formação de uma região de convergência na margem direita da baía do Marajó, que também é resultado da formação de outra região de divergência na margem oposta. A convergência que se forma sobre toda a linha costeira à direita da baía do Marajó, inclusive sobre Belém, provoca a formação de nebulosidade no início da manhã, o que explica o expressivo aumento de nuvens nesse período (SOUZA, 2016).

Figura 4.30 - Mesmo que a Figura 4.29, mas para diferença do vento entre os horários de 1200 e 0900 UTC.

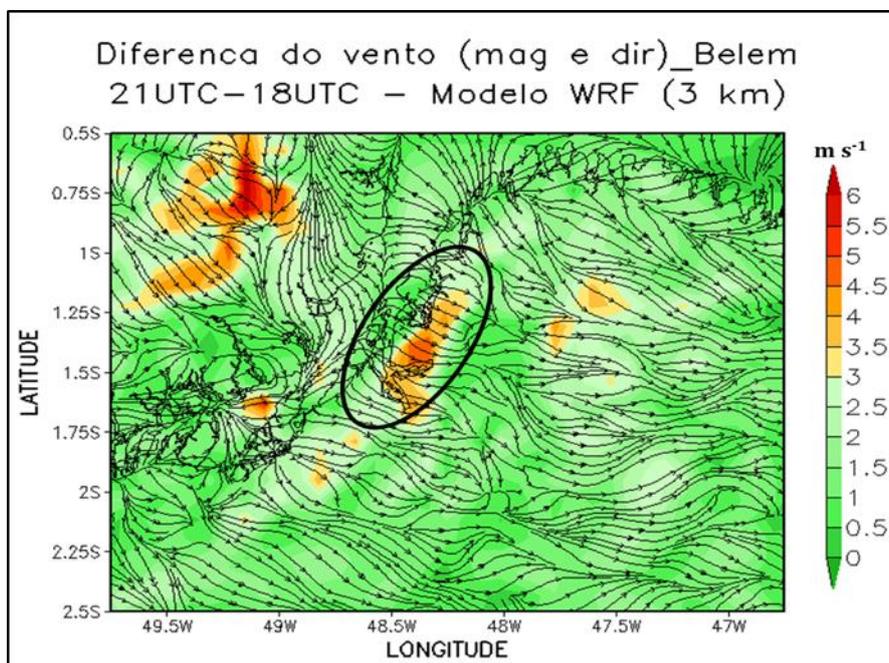


Fonte: Produção do autor.

A brisa de baía também é bem representada na simulação por meio da diferença entre os ventos de 2100 e 1800 UTC (Figura 4.31). A simulação consegue não apenas representar o sentido de atuação da brisa (NW→SE), como também a intensificação do vento que ocorre na região da baía do Marajó durante o período da tarde devido à canalização do vento (Figura 4.32). Este processo apresenta resultados similares em análises de Matos e Cohen (2016) e Souza (2016).

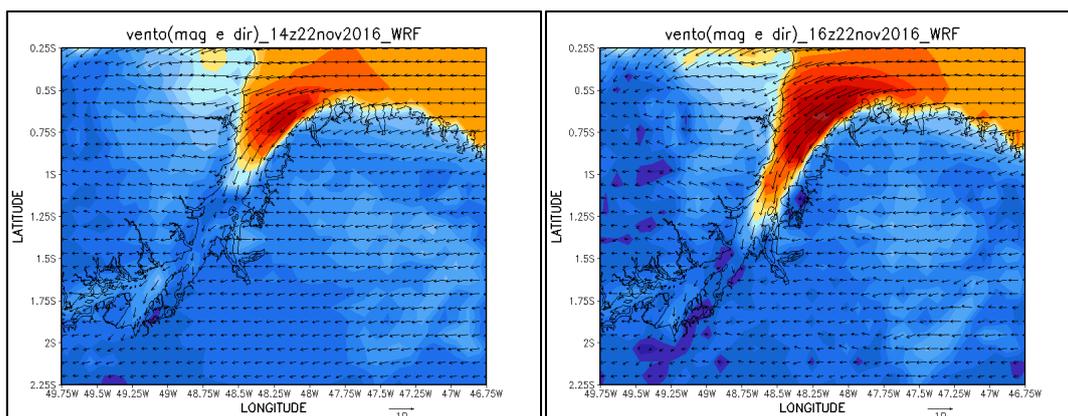
A representação da entrada continente adentro da brisa de baía (sentido NW→SE) também teve uma extensão espacial realista (dezenas de km), como indica o círculo preto na Figura 4.31. A diferença entre os ventos nos horários de 2100 e 1800 UTC foi a que melhor conseguiu representar a atuação da brisa de baía sobre Belém e regiões próximas, havendo assim, um atraso em relação ao seu horário de entrada, o que também foi encontrado e Matos e Cohen (2016).

Figura 4.31 - Mesmo que a Figura 4.29, mas para a diferença do vento entre os horários de 2100 e 1800 UTC.



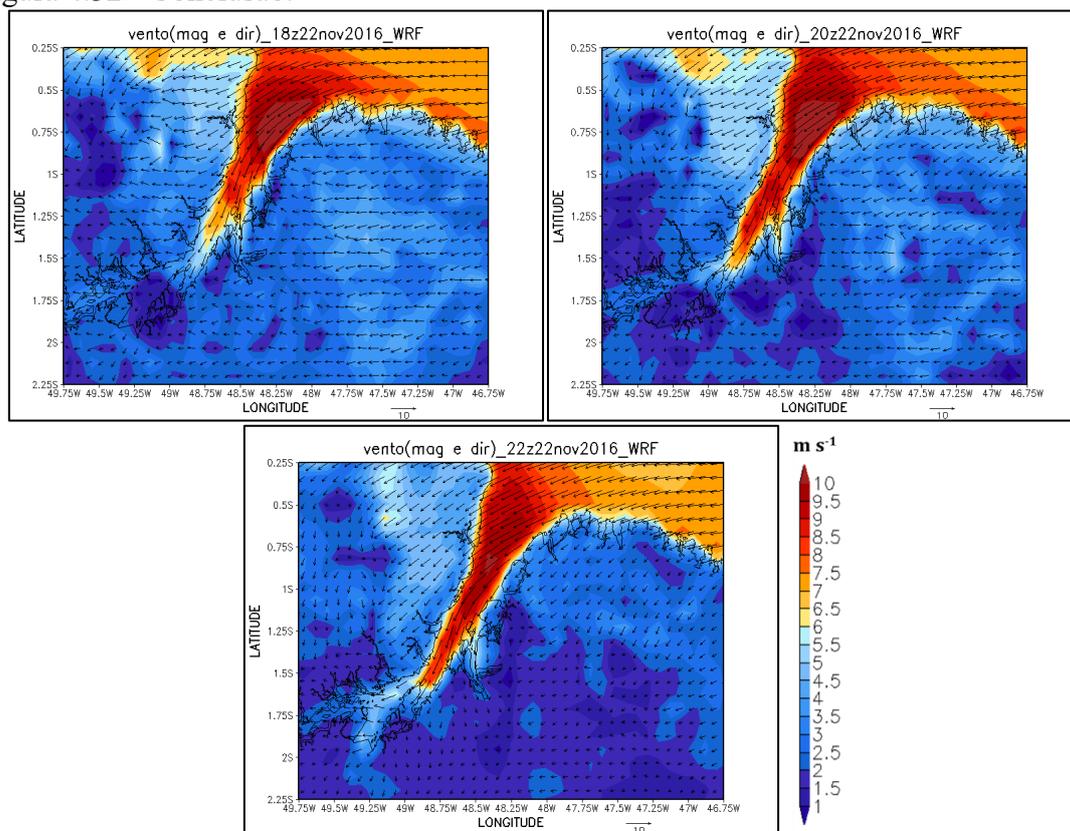
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.32 - Efeito de canalização do vento. Campos do vento horizontal simulados pelo WRF para o dia 22 de novembro de 2016 com grade de 3 km entre os horários de 1400 a 2200 UTC.



(Conclusão)

Figura 4.32 - Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

Logo, os resultados da simulação mostraram a importância dos fatores locais/regionais para explicar aspectos específicos do ciclo diário do vento em Belém e outras localidades na mesma faixa latitudinal, como Castanhal e Capitão Poço. Em primeiro lugar, a presença de um corpo d'água extenso do ponto de vista regional (baía do Marajó), gera uma circulação de brisa no sentido NW→SE no início da tarde. Esta circulação está associada à canalização do escoamento na baía.

Em segundo lugar, a presença de um centro de divergência durante a madrugada no nordeste do Pará faz com que a brisa costeira terrestre apresente o mesmo sentido que as observações, ou seja, SW→NE. Em terceiro, no início da manhã, a transição entre a brisa costeira terrestre e marítima é caracterizada por uma intensificação do escoamento de leste devido à formação de uma área de convergência na margem direita da baía do Marajó, o que explica o aumento de nebulosidade sobre o local. Embora tenham sido obtidos para um único dia, os resultados mostram a utilidade do *downscaling* dinâmico

em resolução espacial mais alta, para estudos mais específicos da brisa na região de Belém e proximidades.

4.6 Climatologia da frequência dos dias de períodos ativos e inativos para o CLA

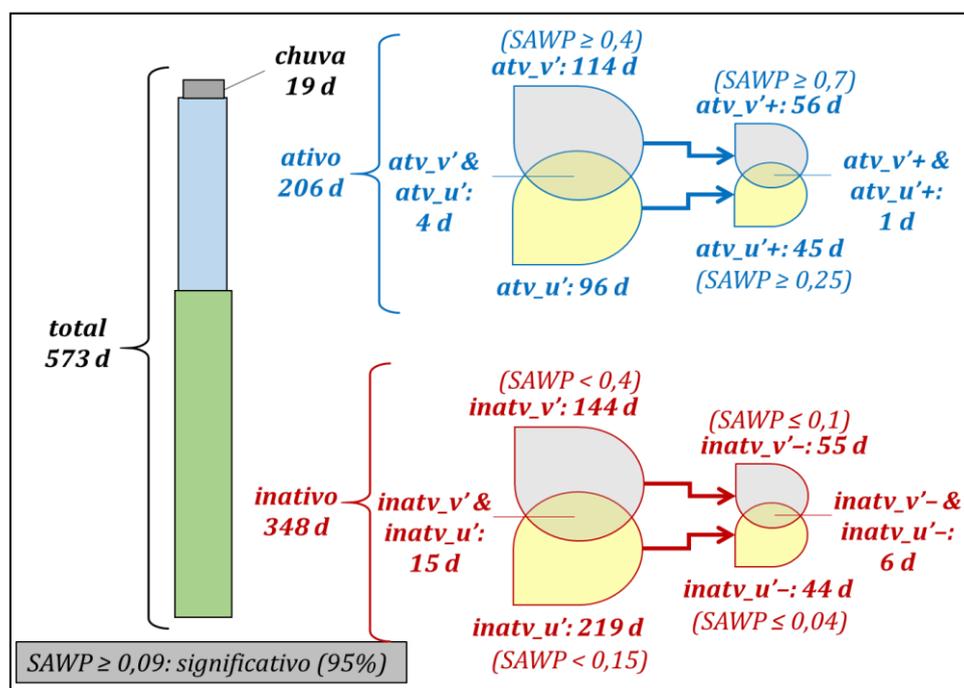
Para a região do CLA, são apresentados, na Figura 4.33, a climatologia da frequência dos dias dos períodos ativos e inativos da brisa durante o trimestre SON, e os limiares de SAWP para os componentes projetados zonal e meridional (u' e v') utilizados para classificar os dias. Diferente de Belém, houve a necessidade de estipular limiares de SAWP diferentes para u' e v' . Para o componente u' , foi definido o limiar de SAWP = 0,15 para separar os períodos ativos ($SAWP \geq 0,15$) dos inativos ($SAWP < 0,15$). Em relação ao componente v' , utilizou-se o limiar de SAWP = 0,4 para separar os períodos ativos ($SAWP \geq 0,4$) dos inativos ($SAWP < 0,4$). Ressalta-se, que para ambos os componentes, os limiares escolhidos são superiores a $SAWP = 0,09$, considerado o valor mínimo para que haja significância estatística no nível de 95%.

Para evidenciar de forma mais clara as diferenças no sinal da brisa entre ambos períodos, foram estabelecidos outros dois limiares (para cada componente) de SAWP que separaram os períodos ativos com sinal da brisa mais fortes ($atv_u'^+$ e $atv_v'^+$) dos períodos inativos com sinal da brisa mais fracos ($inatv_u'^-$ e $inatv_v'^-$). Para o componente u' , $SAWP \geq 0,25$ e $SAWP \leq 0,04$ definiram os casos de $atv_u'^+$ (45 dias) e $inatv_u'^-$ (44 dias), respectivamente. Para o componente v' , $SAWP \geq 0,7$ e $SAWP \leq 0,1$ definiram os casos de $atv_v'^+$ (56 dias) e $inatv_v'^-$ (55 dias), respectivamente. Da mesma forma que foi feito para Belém, unificaram-se os dias pertencentes a ambos os períodos $inatv_u'^-$ e $inatv_v'^-$ em uma única categoria, chamado de período $inatv_u'_v'^-$, que totalizou 6 dias.

Constatou-se que, em média, o trimestre SON apresentou 3% dos dias (19 dias ao longo de todo o período de dados analisados) com ocorrência de chuva ou sob ação de transientes associados a chuva. Este pequeno percentual ratifica a ocorrência de poucos eventos de precipitação no CLA durante o trimestre SON, como reportado por Barros (2008). Esses 19 dias com ocorrência de chuva foram excluídos da análise dos períodos ativos e inativos da brisa.

Levando em consideração apenas os dias dos períodos ativos (206 dias), ficou constatado que, em média, ocorrem 11 dias de período ativo da brisa por mês durante o trimestre SON. Trata-se de um valor próximo ao encontrado por Souza e Oyama (2017) para a região (15 dias por mês). Essa proximidade pode estar relacionada ao fato de que na região do CLA, a atuação da brisa de baía apresenta influência secundária, diferente de Belém.

Figura 4.33 - Frequência de dias de períodos ativos e inativos em SON no período de 1996 a 2015 e seus respectivos limiares de SAWP para a região do CLA. As siglas que nomeiam os períodos ativos e inativos estão explicados no texto.

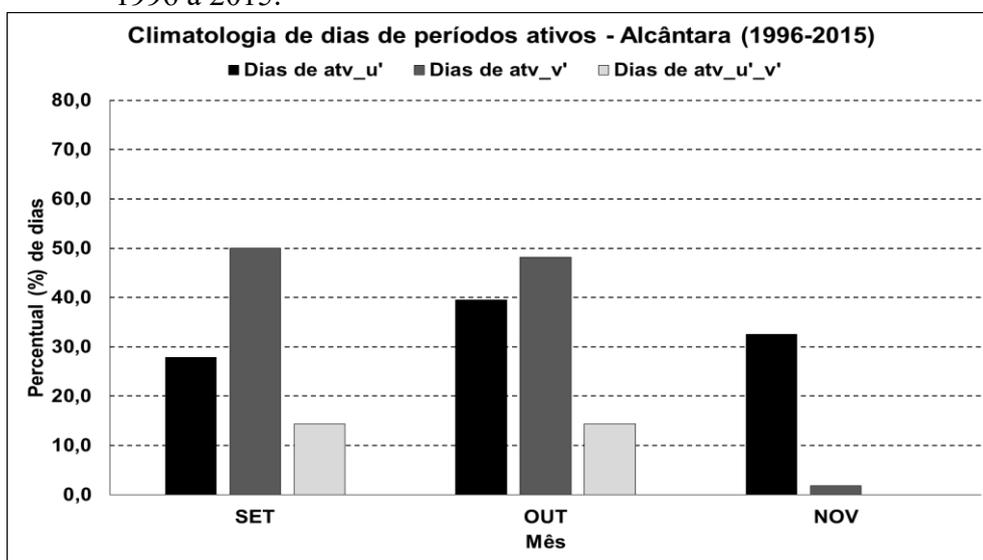


Fonte: Produção do Autor.

A climatologia mensal da frequência de dias nos períodos atv_u' , atv_v' e $atv_u'_v'$ está mostrada na Figura 4.34 e nos períodos $inatv_u'$, $inatv_v'$ e $inatv_u'_v'$, na Figura 4.35. Durante os períodos ativos, os casos de atv_v' concentram-se em setembro e outubro (em torno de 50% em ambos os meses). Em novembro, o número de casos sofre grande redução, tornando-se inferior a 5%. Os casos de atv_u' encontram-se bem distribuídos nos 3 meses. Setembro e outubro são os meses que apresentam casos de dias comuns a atv_u' e atv_v' ($atv_u'_v'$). Nos períodos inativos, setembro apresenta um percentual

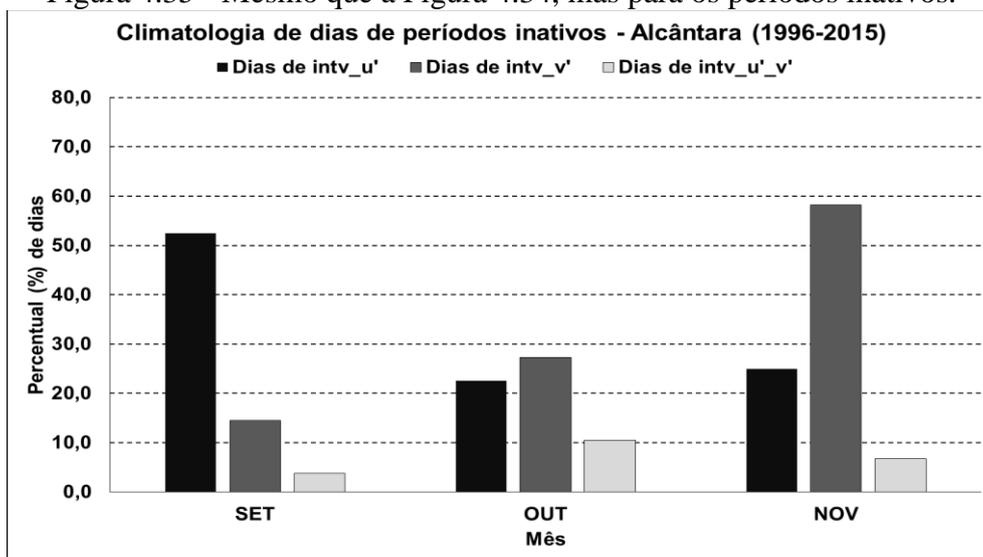
elevado para os casos de *inatv_u'* (semelhante a Belém), em torno de 50%. Esse valor reduz pela metade em outubro e novembro. Para os casos de *inatv_v'*, há uma tendência de aumento no percentual ao longo do trimestre, com aumento considerável no número de eventos (aproximadamente 60%) no mês de novembro. No mês de outubro, o percentual de casos coincidentes de período *inatv_u'* e período *inatv_v'* (*inatv_u'_v'*) é o maior.

Figura 4.34 - Frequência mensal de dias nos períodos ativos para o CLA, no período de 1996 a 2015.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.35 - Mesmo que a Figura 4.34, mas para os períodos inativos.



Fonte: Produção do Autor.

4.7 Análise do padrão de vento durante os períodos ativos e inativos no CLA

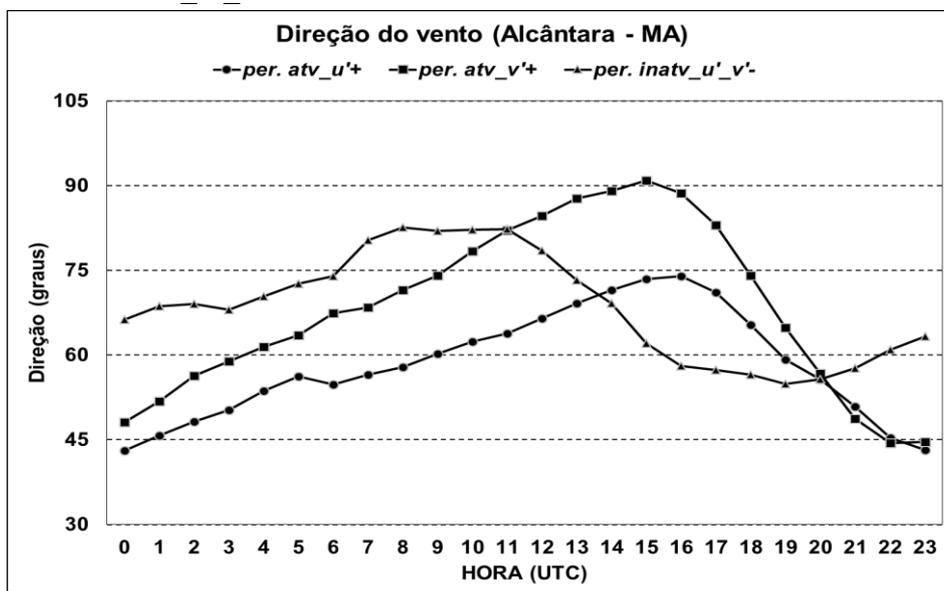
4.7.1 Períodos ativos

Nesta seção do trabalho, discute-se o resultado do ciclo diário médio do vento para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ no CLA. Como realizado na seção 4.2.1 (para Belém), busca-se analisar as relações entre a direção e a velocidade do vento com o sentido e a intensidade da brisa.

Dentre as características do ciclo diário da direção (Figura 4.36) e da velocidade (Figura 4.37) do vento para os períodos $atv_v'+$ e $atv_u'+$, destacam-se o giro na direção do vento (horário durante a manhã e anti-horário durante a tarde), e o aumento matutino (somente em $atv_v'+$) e diminuição vespertina na velocidade, ratificando alguns trabalhos para a região do CLA (PEREIRA et al., 2002; MARCIOTTO et al., 2012; MEDEIROS; FISCH, 2012; SOUZA, 2016).

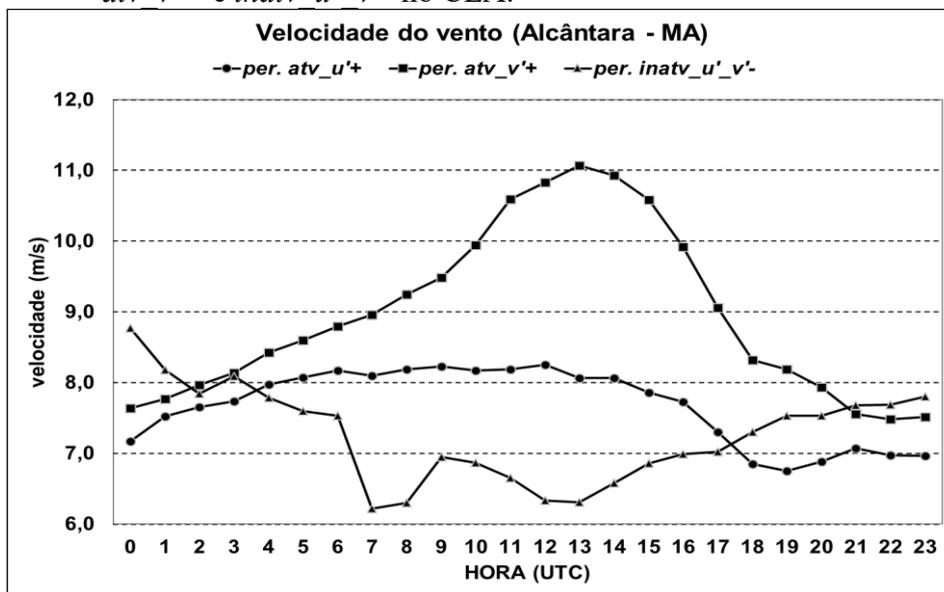
Porém, em comparação ao $atv_v'+$, o ciclo diário do período $atv_u'+$ apresenta menores amplitudes tanto na velocidade quanto na direção do vento. Isso sugere uma menor influência de uma circulação de brisa costeira na região. Como não há grandes diferenças de fase no ciclo, o período $atv_u'+$ pode ser considerado um período $atv_v'+$ mais fraco. Assim, os resultados, de agora em diante, restringem-se à caracterização do período $atv_v'+$ da brisa para a região do CLA.

Figura 4.36 - Ciclo diário médio da direção do vento para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$ no CLA.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.37 - Ciclo diário médio da velocidade do vento para os períodos $atv_u'+$, $atv_v'+$ e $inatv_u'_v'-$ no CLA.



Fonte: Produção do Autor.

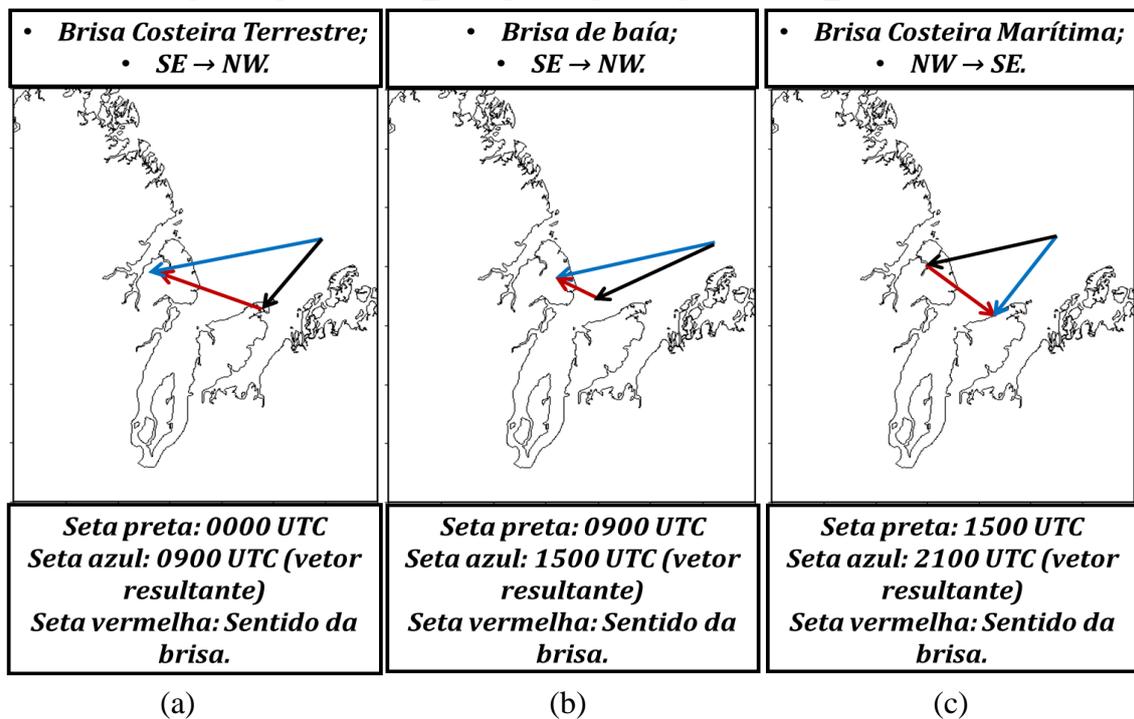
O ciclo diário da direção do vento apresenta-se como uma curva bastante suave, sem transições bruscas entre horários. De 0000 a 0900 UTC, ocorre um giro horário na direção do vento, e de 1600 a 2300 UTC, ou seja, durante a tarde e início da noite, ocorre um giro oposto, neste caso, em sentido anti-horário. Esse comportamento pode ser explicado pela atuação da **brisa costeira**. Durante a noite, a variação do vento associada ao giro horário possui um comportamento de sul, ou seja, do continente para o oceano considerando a linha litorânea média no Maranhão. Este sentido é coerente com a **brisa costeira terrestre**. Durante a tarde e o início da noite, a variação do vento associada ao giro anti-horário possui um comportamento de norte, ou seja, do oceano para o continente, sentido esse que vem a ser coerente ao da **brisa costeira marítima**. Essa descrição é consistente quando se analisa as mudanças de direção de um escoamento predominantemente zonal, como é o caso do CLA, que recebe uma influência muito maior dos ventos alísios (escoamento de leste) do que Belém.

De 0090 a 1500 UTC, ou seja, no período da manhã, o giro horário do vento é similar ao que ocorre durante a noite. Além disso, a velocidade do vento aumenta de uma maneira pronunciada. Como a brisa costeira terrestre enfraquece-se durante a manhã, essas características seriam explicadas pela atuação de uma circulação local, gerada entre a baía de São Marcos e o CLA, superposta à brisa costeira terrestre em dissipação. A localização da baía de São Marcos próximo ao CLA, explicaria o sentido desse fluxo, chamada daqui em diante de **brisa de baía**. O aumento mais pronunciado do componente v' (mostrado na Figura 4.39) também corrobora na explicação do sentido da brisa de baía sobre o CLA.

Considerando também o ciclo diário da velocidade do vento, na região do CLA, a evolução temporal do vento durante o período $atv_{v'+}$ pode ser explicada pela ação conjunta de duas circulações de brisa: a brisa de baía, circulação local entre a baía de São Marcos e a cidade de Alcântara com sentido SE→NW (mostrada na Figura 4.38b), durante a manhã; e a brisa costeira, caracterizada por um escoamento no sentido de NW→SE (brisa costeira marítima, mostrada na Figura 4.38c) durante a tarde e o início da noite, e de SE→NW (brisa costeira marítima terrestre, mostrada na Figura 4.38a) durante a noite e o início da manhã. Nota-se, pelas Figuras 4.38a e 4.38b que o sentido da brisa de baía é o mesmo da brisa costeira terrestre (SE→NW). Assim, durante a manhã,

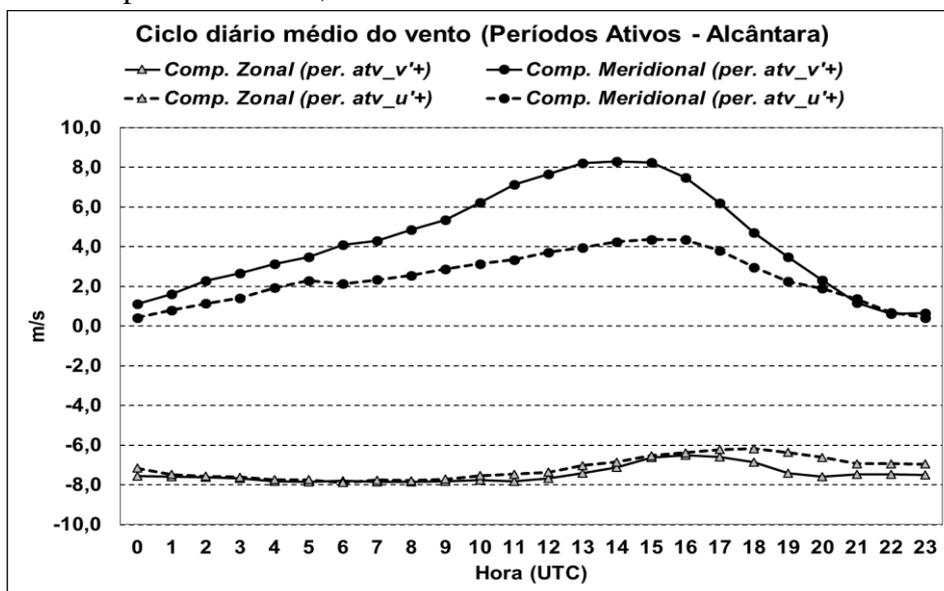
enquanto a brisa costeira terrestre enfraquece, a brisa de baía torna-se mais intensa. A consequência é que o escoamento de SE→NW mantém-se desde a noite (0000 UTC) até o final da manhã (1500 UTC).

Figura 4.38 - Representação esquemática das circulações de brisa no CLA, válida tanto para o período atv_u^+ quanto para o período atv_v^+ .



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.39 - Ciclo diário médio dos componentes projetados do vento (u' e v') durante os períodos ativos, no CLA.



Fonte: Produção do Autor.

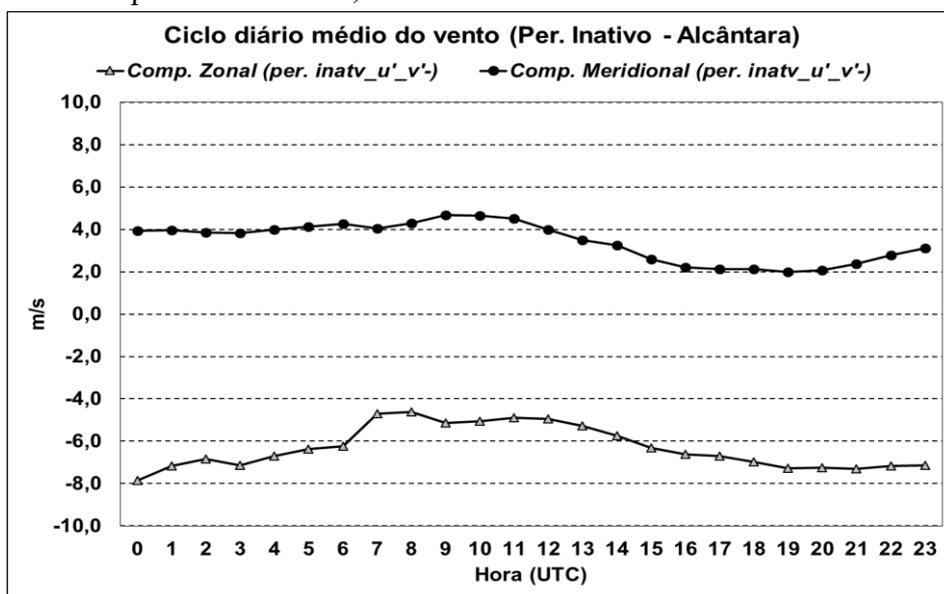
O sentido zonal da brisa costeira, de leste (oeste) na terrestre (marítima), que aumenta (diminui) a velocidade do escoamento predominantemente zonal sobre o CLA e torna o sentido de SE→NW (NW→SE), é contrário ao esperado, considerando a linha costeira média do Maranhão e o litoral quase meridional entre o CLA e a baía de São Marcos. O esperado seria um componente de leste durante a tarde (por exemplo, da baía de São Marcos em direção ao CLA, ou do oceano para o interior do estado do Maranhão) e contrário correndo durante a madrugada.

Essa vem a ser uma característica intrigante da região, que poderia ser explicada considerando a brisa costeira como um fenômeno que envolve uma escala espacial maior. A hipótese é que, nos períodos ativos de v' , durante a tarde, considerando a direção zonal, a convergência continental associada à brisa ocorreria a leste do Maranhão, e a divergência oceânica, a oeste. Isso levaria a brisa a ter um componente de oeste, o que explicaria a redução vespertina da velocidade. Durante a madrugada, ocorreria o oposto: convergência oceânica a oeste do Maranhão e divergência continental a leste, o que levaria a um componente de leste da brisa e explicaria o aumento noturno da velocidade. Essa hipótese é avaliada posteriormente com dados de reanálise (seção 4.8).

4.7.2 Períodos inativos

As características de direção e velocidade da brisa do período *inativ_u'_v'* apresentam grandes diferenças em comparação aos padrões encontrados nos períodos ativos. À primeira vista, os padrões de brisa ficam descaracterizados (inclusive o ciclo médio diário dos componentes projetado u' e v' , mostrado na Figura 4.40) e o único que aparenta ter uma configuração pouco mais clara é a brisa costeira marítima, ainda assim, atuando de forma bem menos intensa no período de 1500 a 2100 UTC. Diferente do que foi visto em Belém, onde o sinal de brisa aparecia de forma clara, mesmo nos períodos inativos, o período *inativ_u'_v'* no CLA mostra pouca importância do sinal de brisa.

Figura 4.40 - Ciclo diário médio dos componentes projetados do vento (u' e v') durante os períodos inativos, no CLA.



Fonte: Produção do Autor.

4.8 Análise do padrão de nebulosidade durante os períodos ativos e inativos no CLA.

4.8.1 Períodos ativos

Nesta seção do trabalho, são feitas as análises da nebulosidade através do FRN, para a região do CLA. Diferente do que foi feito para Belém, os resultados aqui não contemplam as variáveis meteorológicas de superfície, uma vez que os sensores de coleta horária das variáveis como T_{ar} , T_d e UR, por exemplo, encontram-se ainda há pouco tempo instalados na EMS do CLA (a partir de agosto de 2016) em uma nova torre anemométrica.

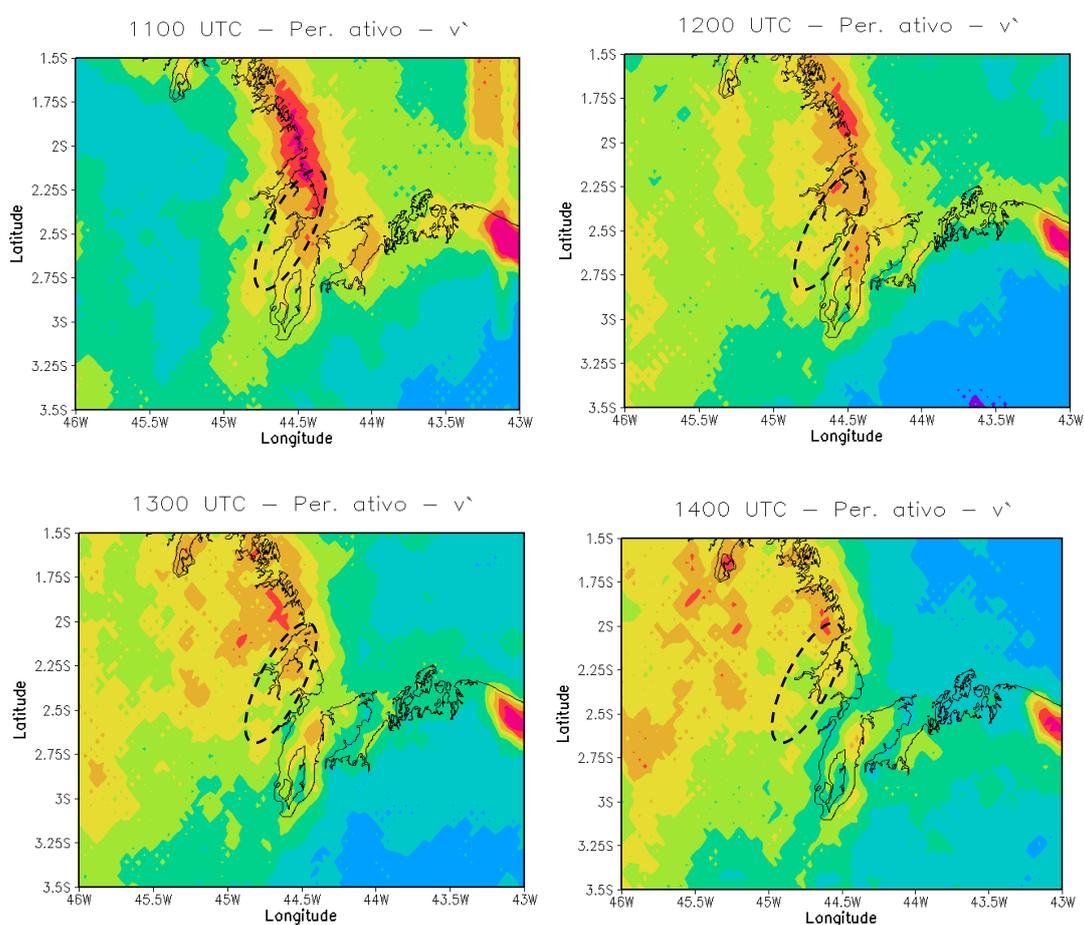
Nos campos de FRN, mostrados na Figura 4.41 (período $atv_v'+$) e 4.42 (período $atv_u'+$), é possível observar a propagação da nebulosidade associada à atuação da brisa de baía (sobre a região de Alcântara) durante a manhã e também a formação e propagação da nebulosidade associada à brisa costeira marítima (na região localizada à margem leste da baía do Arraial) durante a tarde, ambas identificadas por um círculo pontilhado preto. Durante o período $atv_v'+$, ao longo da atuação da brisa de baía (entre 1100 e 1500 UTC), ocorre propagação da nebulosidade em forma de frente de brisa sobre o CLA no sentido de SE→NW, com a região de supressão de nebulosidade identificada sobre praticamente toda a linha da costa na margem oeste da baía de São Marcos, às 1400 UTC. Às 1500 UTC, a nebulosidade associada à frente de brisa proveniente da brisa de baía encontra-se toda continente adentro enquanto a região de supressão encontra-se sobre quase toda a baía de São Marcos. Essas características são observadas também no período $atv_u'+$.

A partir de 1400 UTC, forma-se uma região de nebulosidade sobre a margem leste da baía do Arraial que se propaga continente adentro no sentido NW→SE, como uma frente de brisa, nos horários posteriores. Essa propagação é coerente com o sentido da brisa costeira marítima. Às 1600 UTC, é possível observar claramente o estabelecimento da região de supressão de nebulosidade associada à frente de brisa.

A nebulosidade sobre a baía de São Marcos às 1200 UTC (período $atv_v'+$) ou 1300 UTC (período $atv_u'+$) propaga-se em direção a São Luís como uma frente de brisa nos horários posteriores. Às 1600 UTC, a nebulosidade enfraquece e torna-se estacionária sobre a ilha de São Luís. Entre 1800 e 2000 UTC (1900 e 2000 UTC) no período $atv_v'+$

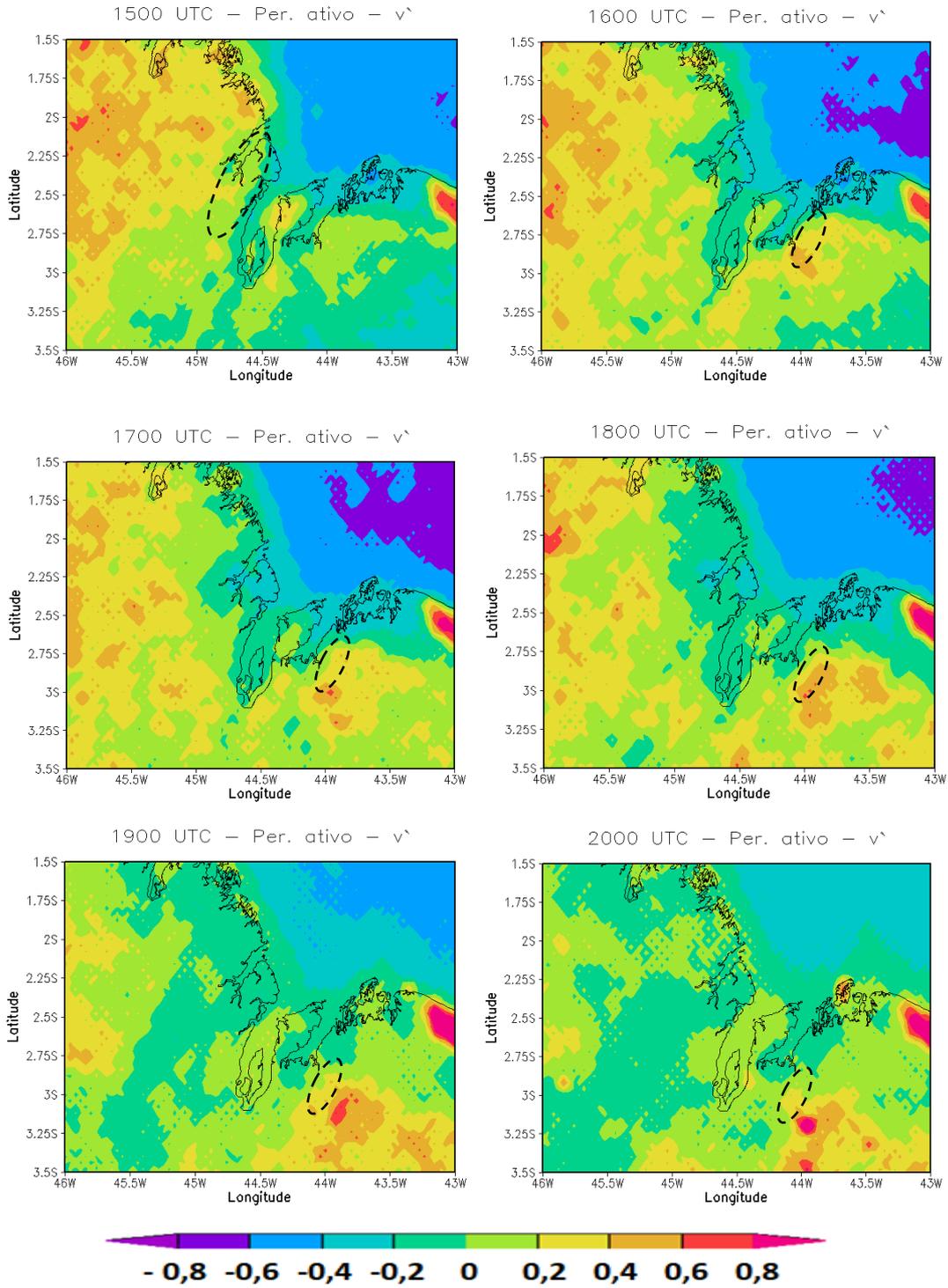
(período $atv_{u'}$), a região de nebulosidade expande-se e passa a incluir a baía de São Marcos. Sobre São Luís, a presença de uma nebulosidade persistente durante a tarde é semelhante ao que ocorre sobre Belém. A hipótese é que as circulações locais entre os corpos d'água que circundam São Luís, como a baía de São Marcos e baía do Arraial e a ilha de São Luís podem causar uma convergência de ar em superfície que favorece a formação contínua de nebulosidade cúmulos durante a tarde.

Figura 4.41 - Evolução horária média do Fator de Refletividade Normalizado durante o período $atv_{v'}$, para a região do CLA - MA, entre 1100 e 2000 UTC.



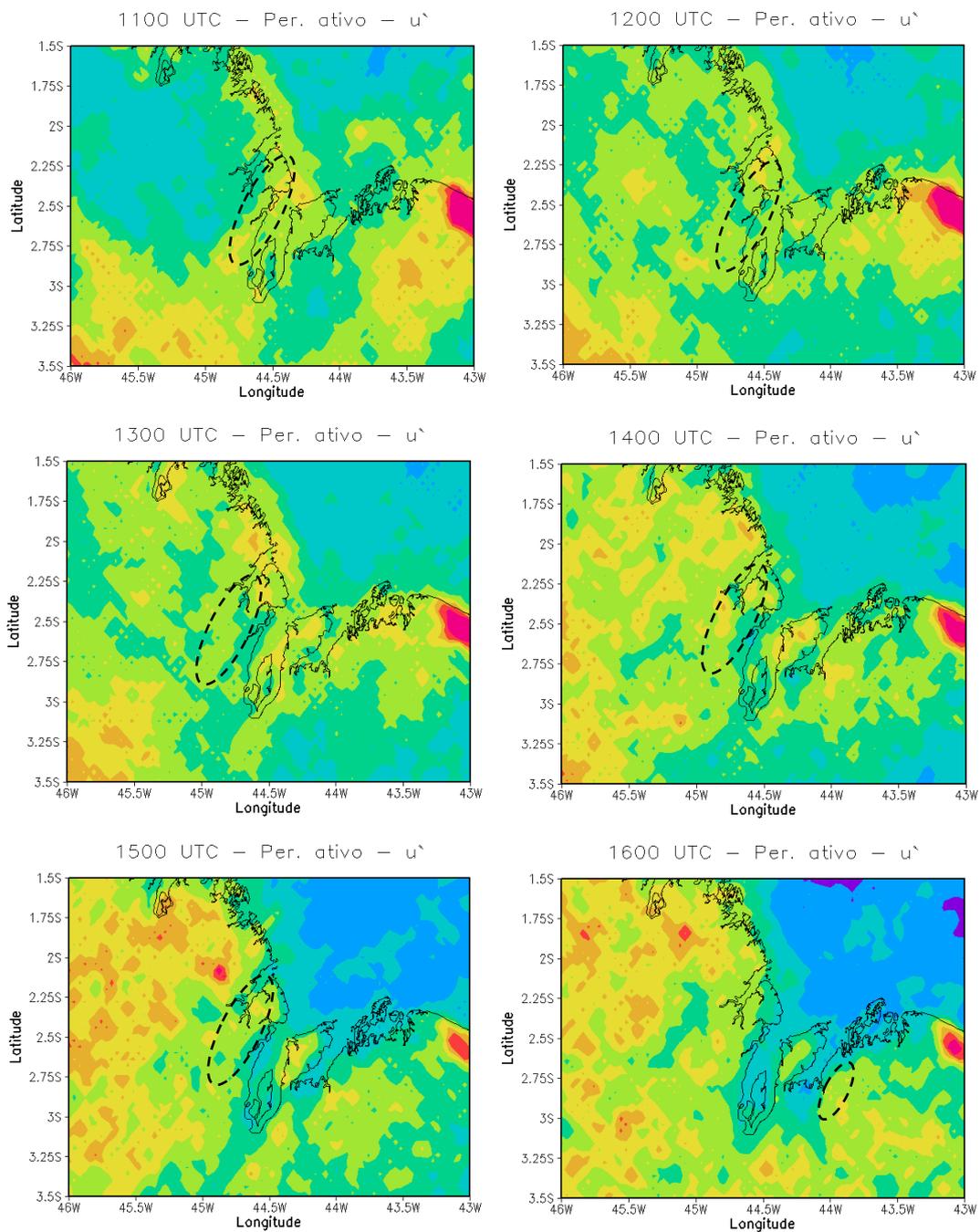
(continua)

Figura 4.41 - Conclusão.



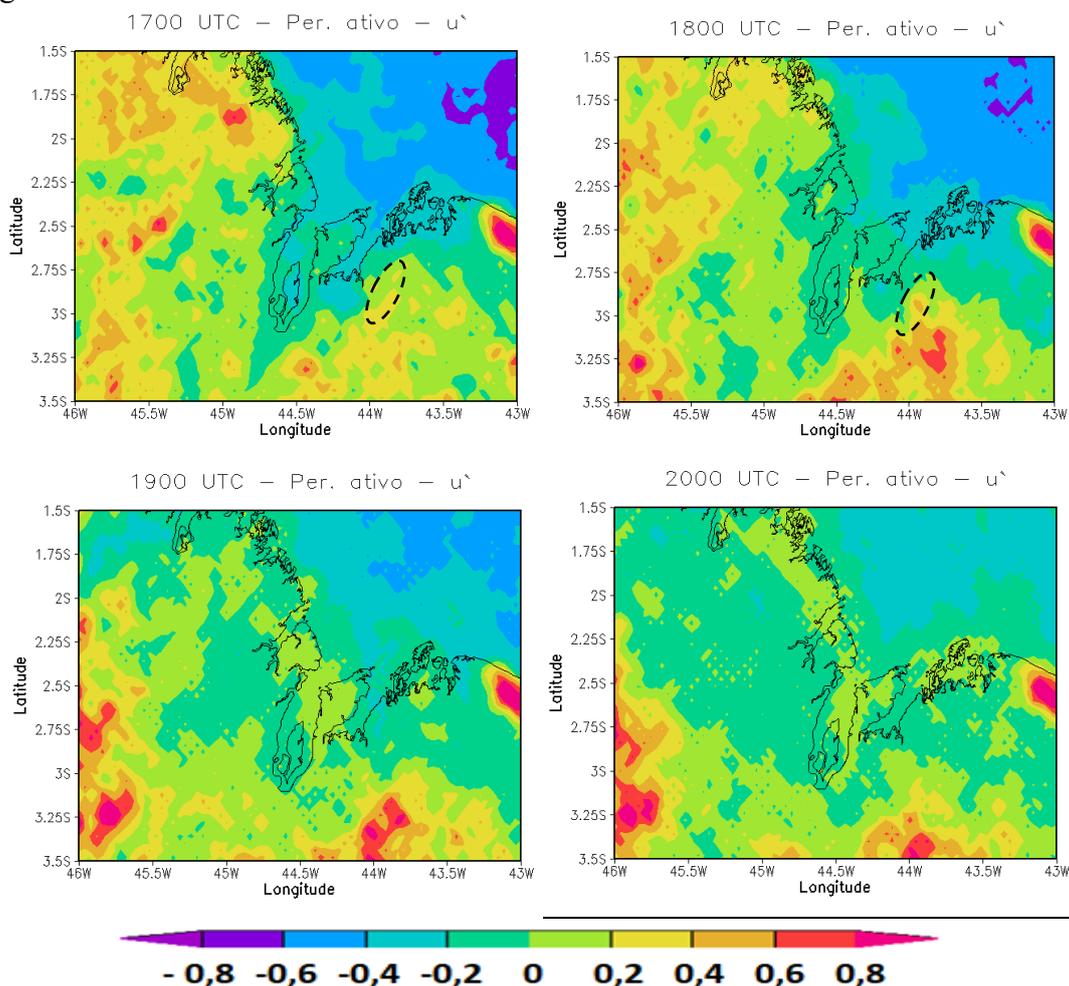
Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.42 - Mesmo que Figura 4.41, mas para o período atv_{u^+} .



(continua)

Figura 4.42 - Conclusão.

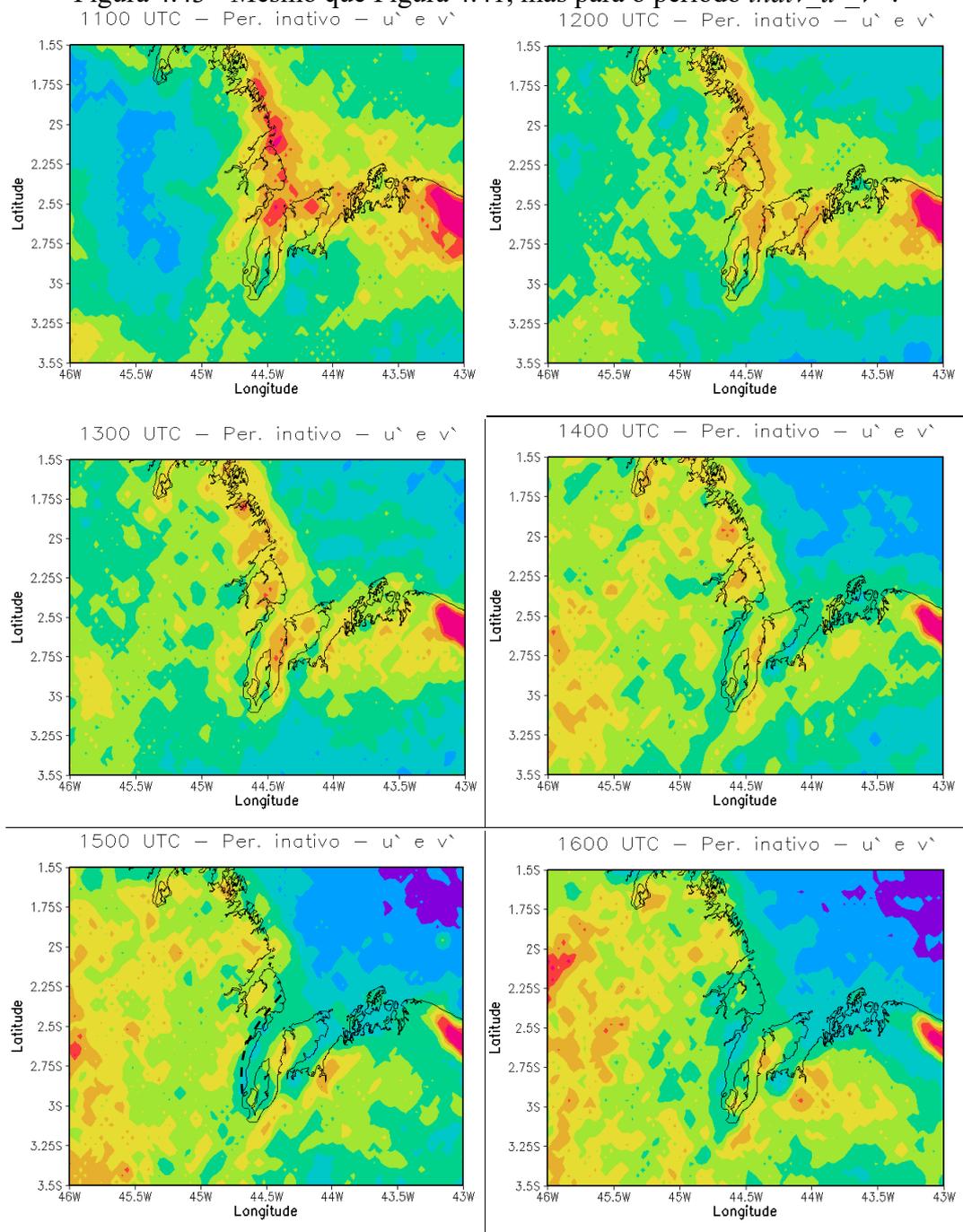


Fonte: Produção do Autor.

4.8.2 Períodos inativos

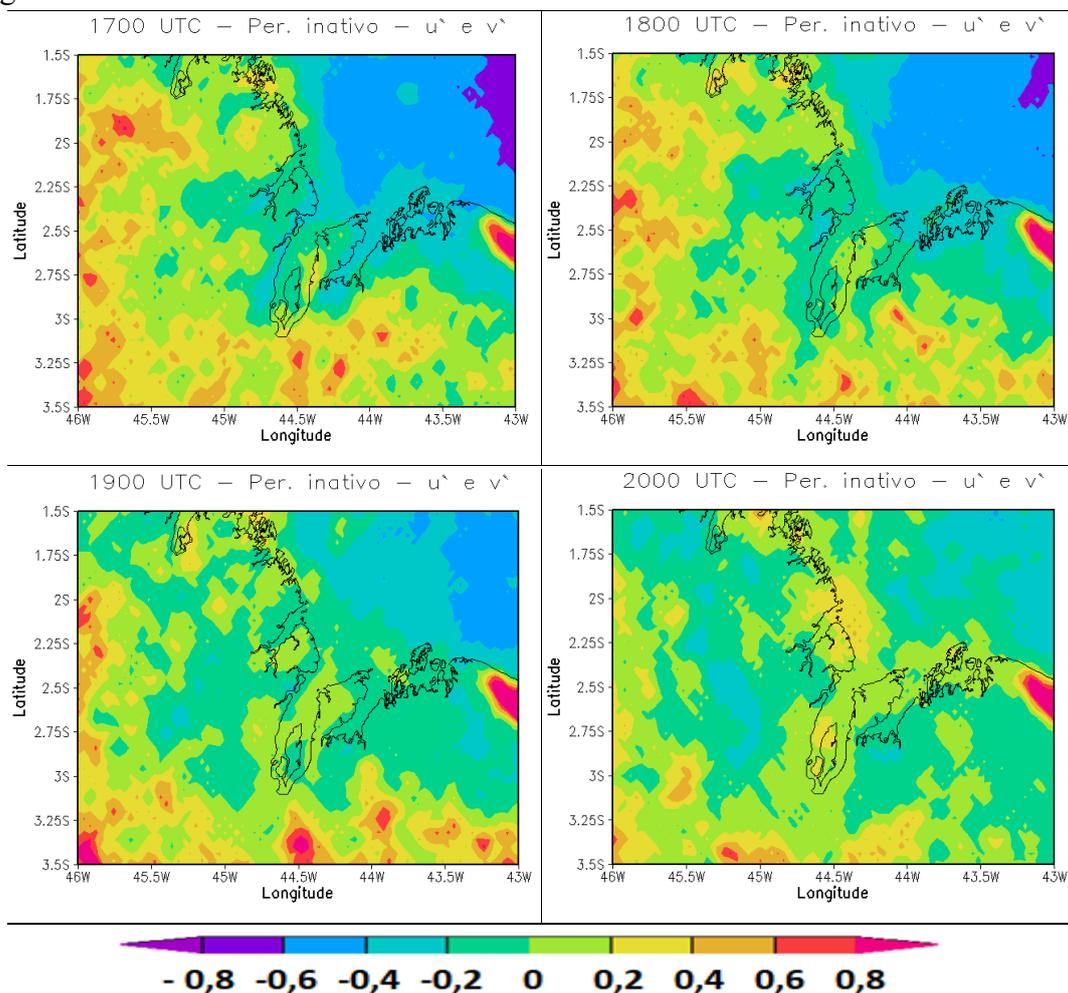
Embora as análises do vento para o período *inativ_u'_v'*- (seção 4.6.2) indiquem pouca importância da brisa no ciclo diário do vento, o campo de FRN (Figura 4.43) mostra que, nos períodos inativos, sobre a região do CLA, forma-se uma região de nebulosidade que se propaga no sentido de SE→NW, coerente com a atuação da brisa de baía. Às 1500 UTC, é possível verificar a formação de uma região de supressão de nebulosidade sobre toda a linha da costa de Alcântara (indicada pela linha tracejada na Figura 4.43).

Figura 4.43 - Mesmo que Figura 4.41, mas para o período *inatv_u'v'*.



(continua)

Figura 4.43 - Conclusão.



Fonte: Produção do Autor.

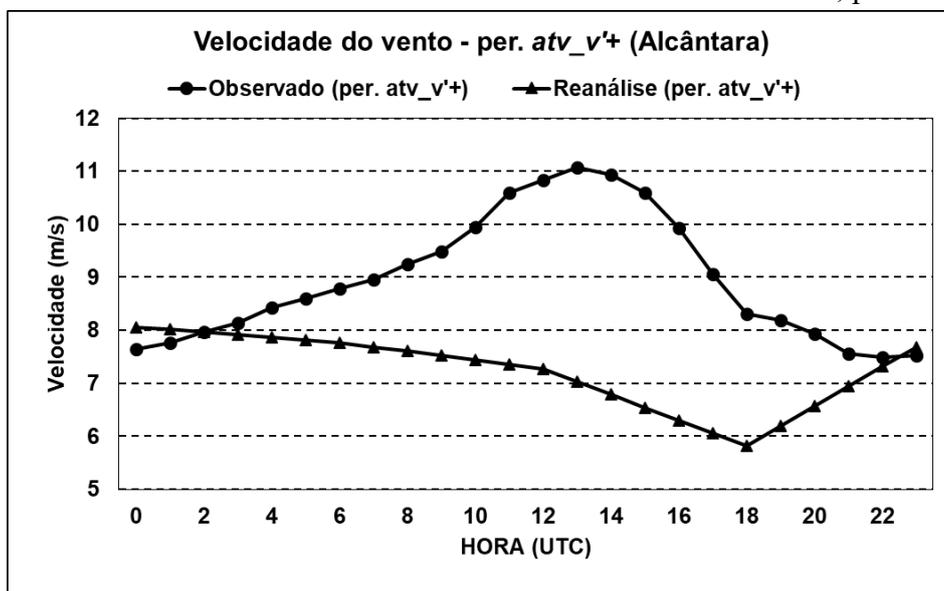
Nos horários posteriores a 1500 UTC, o campo de FRN indica a formação de nebulosidade a leste da baía do Arraial e a sua propagação continente adentro no sentido da brisa costeira marítima (NW→SE). Este resultado concorda com o fato de existir uma brisa costeira marítima fraca no ciclo do vento durante o período *inatv_u'_v'*. Sobre São Luís, a presença de uma nebulosidade persistente durante a tarde é semelhante ao encontrado durante os períodos ativos.

4.9 Características e representatividade da brisa nos dados de vento da reanálise no CLA

Nesta parte do trabalho, os campos de vento da reanálise do ERA-Interim são utilizados para verificar o padrão espacial associado às circulações de brisa identificadas com os dados observados no CLA. O ciclo diário aponta que, no CLA, existe uma atuação conjunta de duas circulações de brisa: a brisa de baía e a brisa costeira (marítima e terrestre). Assim como ocorrido em Belém, o padrão espacial médio dos campos de vento da reanálise apresenta somente pequenas diferenças entre os períodos ativos e os inativos. Dessa forma, os resultados, de agora em diante, são apresentados apenas para o período $atv_v'+$. As figuras correspondentes ao ciclo médio diário da direção e velocidade do vento para os períodos $atv_u'+$ e $inatv_u'_v'-$ com os dados da reanálise encontram-se no Apêndice B.

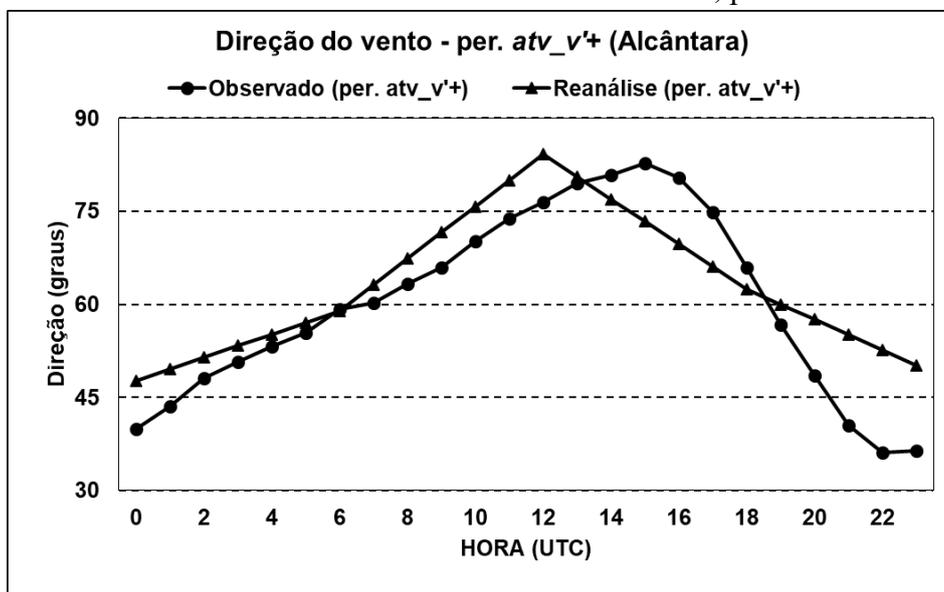
Em termos de velocidade do vento (Figura 4.44), para o CLA, os dados da reanálise não são capazes de representar bem o ciclo diário observado (embora a redução entre a manhã e à tarde esteja parcialmente representada), além de subestimar os valores. Por outro lado, o ciclo diário observado da direção do vento (Figura 4.45) é muito bem representado pelos dados da reanálise. O aparente adiantamento do máximo de direção no ciclo da reanálise pode decorrer da menor frequência temporal dos dados da reanálise (4 vezes ao dia: 0000, 0600, 1200 e 1800 UTC). Essa menor frequência temporal e também a resolução horizontal relativamente baixa dos dados não permitem representar a brisa de baía nos dados de reanálise. Assim nesta seção, enfoca-se no padrão espacial da brisa costeira (marítima e terrestre) e na seção 4.9, o padrão da brisa de baía.

Figura 4.44 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período $atv_v'+$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.45 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período $atv_v'+$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA.

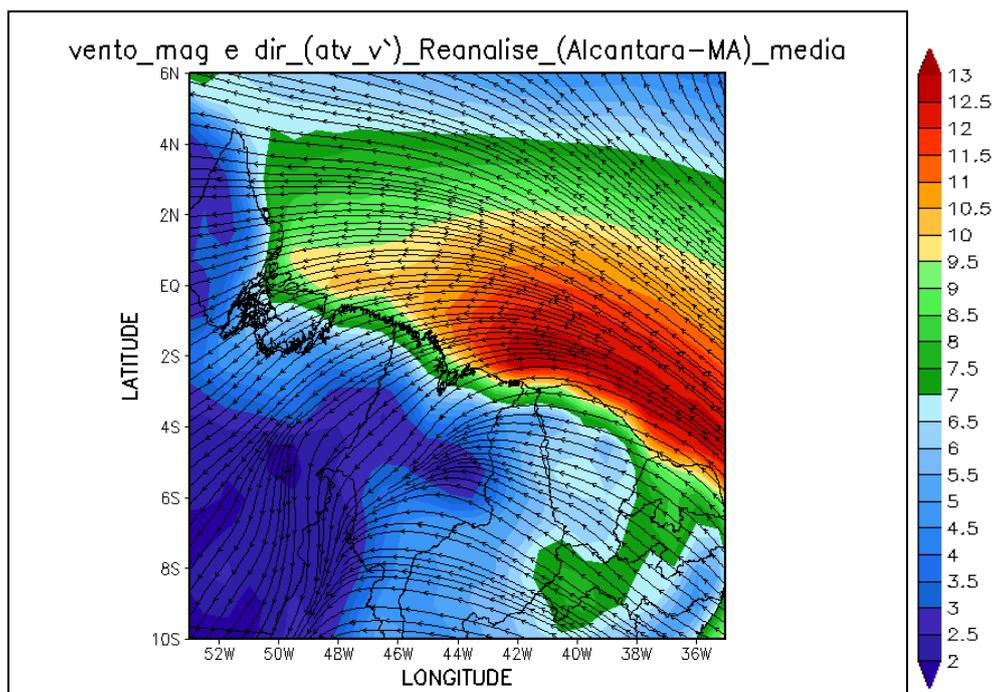


Fonte: Produção do Autor.

Na Figura 4.46, o campo médio do vento horizontal para o período $atv_v'+$ mostra que o escoamento médio atuante sobre a região do CLA é proveniente de NE, resultante

de uma divergência sobre o oceano no escoamento dos ventos alísios. Sobre a costa norste do Brasil, a atuação da brisa costeira (marítima e terrestre) poderia decorrer da formação de áreas de convergência ou divergência no interior do continente (possivelmente associadas a baixa ou alta pressão térmica, respectivamente), levando a um giro nos ventos alísios. Isso sugere que a brisa costeira seria induzida por forçantes nos níveis troposféricos mais baixos envolvendo uma maior escala, e que o sentido do giro (horário ou anti-horário) dependeria da disposição horizontal das áreas de convergência/divergência.

Figura 4.46 - Campo médio da direção e velocidade do vento durante o período $atv_v'+$, obtido através da reanálise ERA-Interim, para a região de Alcântara - MA. **m.s⁻¹**



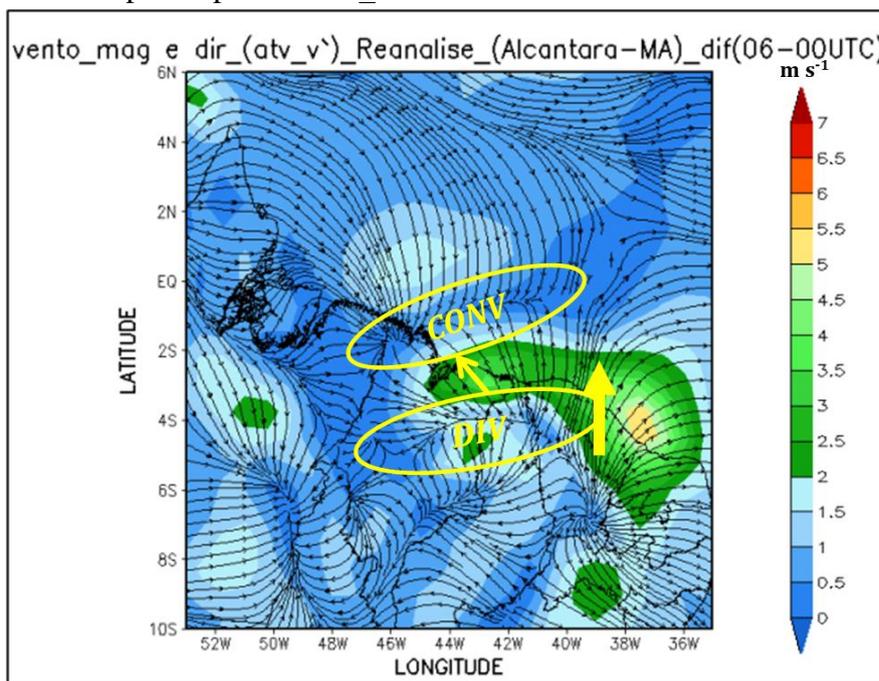
Fonte: Produção do Autor.

Nas Figuras 4.47 e 4.48 são apresentadas as diferenças do vento entre 0600 e 0000 UTC (que representaria a brisa costeira terrestre) e entre 1800 e 1200 UTC (que representaria a brisa costeira marítima), respectivamente. Na costa norte do Brasil, uma região onde a brisa é mais intensa (maiores diferenças) e se alinha no sentido meridional (seta larga amarela com sentido S→N para a brisa costeira marítima) é o litoral do estado

do Ceará. Esse sentido da brisa costeira (quase meridional) seria o esperado considerando a orientação quase-zonal da linha costeira média entre a ilha do Marajó e o estado do Rio Grande do Norte.

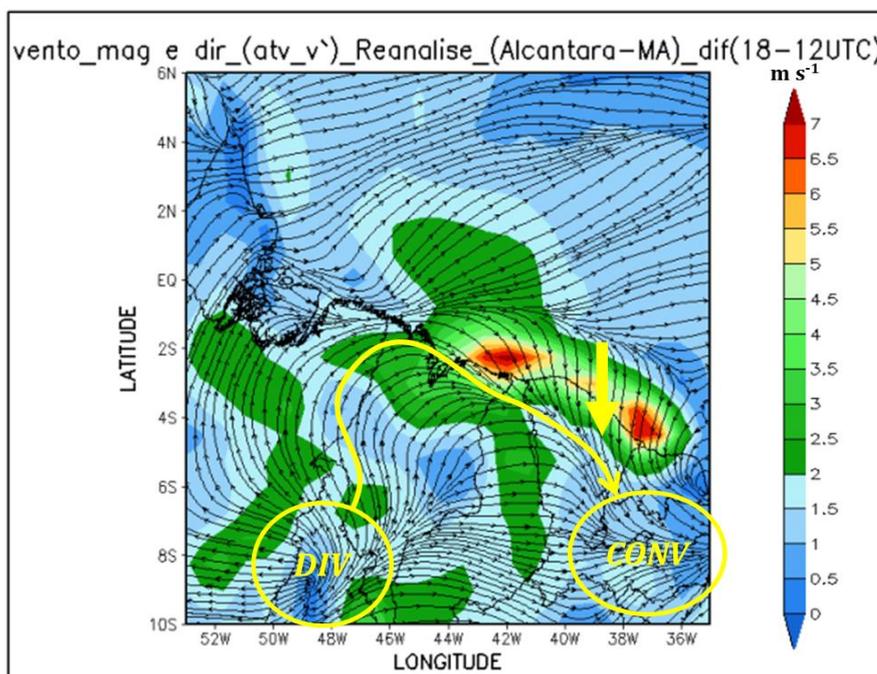
Em outras regiões, como no CLA, o sentido da brisa costeira depende do posicionamento das áreas de convergência/divergência no continente/oceano. No caso da brisa costeira terrestre, o escoamento no sentido SE→NW sobre a região do CLA conecta uma linha de divergência (difluência) próximo à costa dos estados do Maranhão e Piauí (DIV na Figura 4.47) a uma linha de convergência (confluência) sobre o oceano próximo à costa maranhense (CONV na Figura 4.47). No caso da brisa costeira marítima, o escoamento no sentido NW→SE conecta uma região de divergência no norte do estado do Tocantins (DIV na Figura 4.48) a uma linha de convergência no Sertão Nordestino (CONV na Figura 4.48).

Figura 4.47 - Diferença do vento (direção e velocidade) entre os horários de 0600 e 0000 UTC para o período $atv_v'+$.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.48 - Mesmo que a Figura 4.47, mas para a diferença do vento entre os horários de 1800 e 1200 UTC.



Fonte: Produção do Autor.

Portanto, os resultados com os dados de vento da reanálise mostram um padrão espacial do escoamento que condiz com a brisa costeira observada no CLA. Tanto a brisa costeira marítima (NE→SW) quanto a brisa costeira terrestre (NE→SW) tiveram seu sentido bem representado. Esse sentido, assim como ocorre em Belém, depende do posicionamento das regiões de divergência (ou difluência) e convergência (ou confluência) em escala maior tanto no oceano quanto no interior do continente.

4.10 Características e representatividade da brisa através dos dados simulados para estudo de caso com o Modelo WRF na região do CLA

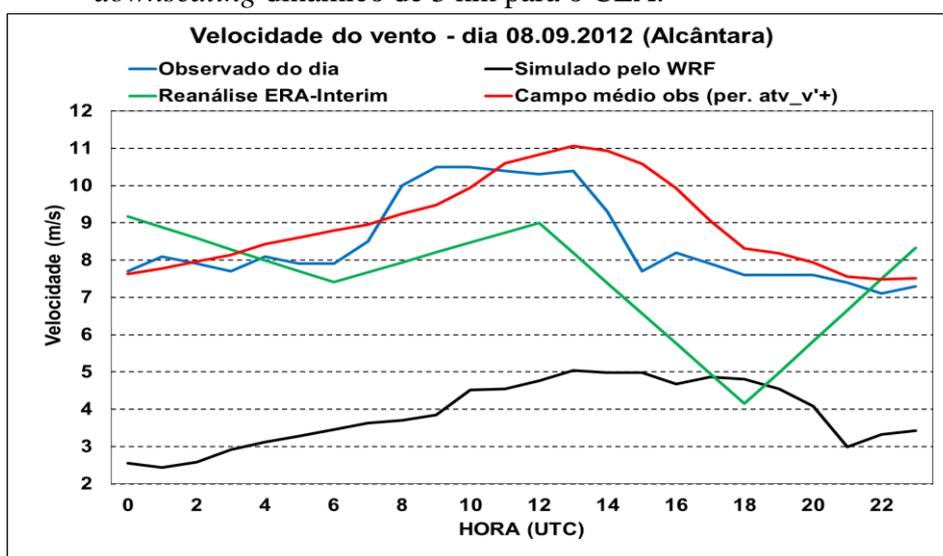
São apresentados nesta seção do trabalho os resultados do *downscaling* dinâmico realizado nos dados de vento da reanálise ERA-Interim por meio da simulação com o modelo WRF para o dia 08 de setembro de 2012. Este dia, assim como escolhido para Belém, apresentou um dos mais altos valores de SAWP para o componente v' , sendo

assim, um dia ideal para representar os períodos mais ativos do componente v' (período $atv_{v'+}$).

As variações da velocidade e direção do vento (Figuras 4.49 e 4.50) mostram que, de forma geral, a simulação consegue representar parcialmente o padrão temporal dos dados observados. A velocidade é subestimada (viés negativo) em todos os horários e apresenta um comportamento temporal mais semelhante à média observada do período $atv_{v'+}$ do que ao observado para o dia. Enquanto o aumento de velocidade matinal, característico da brisa de baía, é representada na simulação, a redução de velocidade vespertina é muito atrasada em relação às observações. A direção do vento é bem representada na simulação (com exceção do período entre 0000 e 0400 UTC, quando as observações mostram um giro horário, mas a simulação mostra um pequeno giro anti-horário) ao invés de pequeno giro horário, indicado pelos outros dados. A partir de 0500 UTC, a direção simulada corresponde à observada.

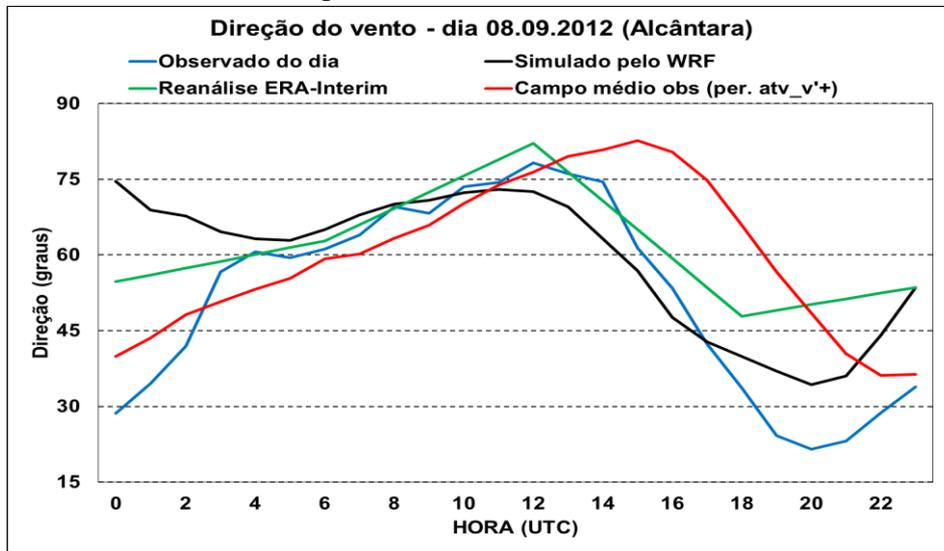
Como o objetivo da simulação consiste em verificar o padrão espacial da brisa de baía, escolhe-se o intervalo entre 0900 e 1200 UTC (que corresponde ao início da atuação da brisa de baía), pois a simulação representa bem as variações temporais da velocidade e da direção do vento nesse intervalo.

Figura 4.49 - Ciclo diário da velocidade do vento para o dia 08 de setembro de 2012 através de dados observados, reanálise ERA-Interim e simulação de *downscaling* dinâmico de 3 km para o CLA.



Fonte: Produção do Autor.

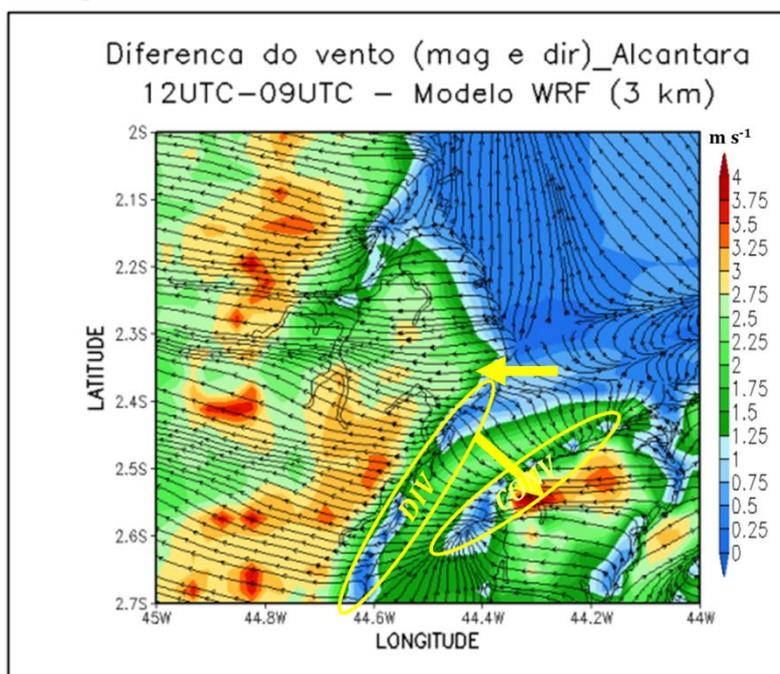
Figura 4.50 - Ciclo diário da direção do vento para o dia 08 de setembro de 2012 através de dados observados, reanálise ERA-Interim e simulação de *downscaling* dinâmico de 3 km para o CLA.



Fonte: Produção do Autor.

Na diferença do vento entre os horários de 0900 a 1200 UTC (Figura 4.51), a simulação mostra o padrão espacial da circulação associada à brisa de baía na região de Alcântara, confirmando os indícios observacionais mostrados na seção 4.6.1. A formação de uma região de divergência ao longo de praticamente todo o litoral na margem oeste da baía de São Marcos (DIV na Figura 4.51), provoca um fluxo da baía em direção à região do CLA. No sentido oposto, a divergência conecta-se a uma área de convergência ao longo da margem leste da baía de São Marcos (CONV na Figura 4.51)

Figura 4.51 - Diferença do vento entre os horários de 1200 e 0900 UTC simulado pelo WRF para o dia 08 de setembro de 2012.



Fonte: Produção do Autor.

Portanto, assim como sugerido para Belém, a presença de um extenso corpo d'água nas proximidades da região do CLA (por exemplo, a baía de São Marcos), gera uma circulação de brisa no sentido SE→NW no período da manhã. Ainda que os resultados sejam para um único dia, fica clara a utilidade do *downscaling* dinâmico em alta resolução para ilustrar o padrão espacial das circulações de brisa, presente es escalas menores.

5 CONCLUSÕES

Este trabalho abordou a brisa em duas regiões da costa norte do Brasil (a região de Belém - PA e do CLA) onde o padrão de brisa é mais complexo devido à presença de corpos d'água extensos, como a baía do Marajó próximo a Belém e a baía de São Marcos próximo ao CLA. Com o objetivo de caracterizar os padrões de vento e nebulosidade associados à circulação de brisa nessas duas regiões, escolheu-se o trimestre SON (período seco no CLA e menos chuvoso em Belém) e optou-se por considerar separadamente os dias com o sinal de brisa mais intenso (períodos ativos) e os dias com o sinal menos intenso (períodos inativos). A transformada de ondeletas foi aplicada nos dados de vento observado em Belém e no CLA para obter os dias dos períodos ativos e inativos, e para cada período o ciclo diário médio do vento foi analisado detalhadamente para identificar as circulações de brisa. Também, para cada período, o padrão de nebulosidade (frente de brisa) foi obtido utilizando imagens de satélite do GOES no canal visível, e o padrão de circulação horizontal de maior escala foi obtido utilizando dados de reanálise do ERA-Interim. Para verificar as circulações de brisa de menor escala (regional ou local), simulações com o modelo regional WRF para dois casos de brisa intensa (um sobre Belém e outro sobre o CLA) foram realizadas.

Primeiramente, apurou-se que a quantidade de dias representativos dos períodos ativos, tanto em Belém quanto no CLA, corresponde a 50% do trimestre SON. A partir da análise dessa porção, foi possível verificar que, em ambas as regiões, o ciclo diário do vento é influenciado pela ação conjunta de duas circulações de brisa: a brisa de baía e a brisa costeira (marítima e terrestre), possibilitando a criação de um modelo conceitual de circulação de brisa para os períodos ativos nos dois locais.

Os padrões do vento observado em Belém indicaram que a atuação da brisa de baía, oriunda da baía do Marajó, inicia-se no final da manhã e permanece até o início da tarde (entre 1300 e 1700 UTC), percebida por uma mudança expressiva (giro) na direção do vento, além de influenciar nas variáveis temperatura do ar e umidade relativa do ar e a nebulosidade. A simulação com o modelo WRF foi capaz de reproduzir tanto o sentido quanto a extensão espacial (ordem de dezenas de quilômetros) da brisa de baía, com a ressalva de que atrasa o horário de sua entrada. Em relação à nebulosidade associada à

brisa de baía, verificou-se que ela é não estacionária e propaga cerca de $0,2^\circ$ a $0,3^\circ$ da margem leste da baía do Marajó em direção ao continente; porém, sobre Belém, a nebulosidade ocorre de maneira persistente, e pode estar relacionada à atuação de outras circulações locais, uma vez que Belém encontra-se circundada pela baía do Guajará e pelo rio Guamá.

A atuação da brisa costeira terrestre durante a noite e a sua transição para a brisa costeira marítima no início da manhã, foram duas hipóteses levantadas na análise do ciclo diário médio do vento observado nos períodos ativos. Tanto os dados simulados com o modelo WRF quanto os dados da reanálise confirmaram estas duas hipóteses e mostraram que os padrões da brisa costeira resultam do posicionamento dos centros de divergência e convergência (em escala maior) no oceano e/ou no interior do continente. O padrão de frente de brisa associado à brisa costeira marítima atua na região nordeste do estado do Pará, com propagação em torno de $0,5^\circ$.

Diferente do que foi encontrado em Belém, os padrões de vento observado no CLA diferiram bastante em relação aos períodos ativos e inativos. O ciclo médio diário indicou a atuação da brisa de baía durante o período da manhã (entre 0900 e 1500 UTC), associada ao giro horário da direção do vento, característico do local. Os resultados dos dados simulados pelo WRF confirmaram este indício, e houve formação e propagação da frente de brisa associadas à brisa de baía sobre a região.

Também ficou indicado observacionalmente no CLA, a atuação da brisa costeira (marítima no e terrestre). Neste caso, os dados de vento da reanálise mostraram padrões espaciais condizentes com os indícios. Similar ao que ocorre em Belém, a brisa costeira também é dependente do posicionamento dos centros de divergência/convergência (em escala maior) no oceano e/ou no interior do continente.

Portanto, com os resultados do trabalho, tornou-se possível explicar não somente as características gerais, mas também as nuances, do ciclo diário médio do vento para Belém e o CLA. O padrão geral é dominado pela brisa costeira – marítima de dia e terrestre à noite – que depende do posicionamento dos centros de convergência/divergência ao longo das regiões (continentais e oceânicas) da costa norte do Brasil. Por envolver uma escala horizontal maior, a brisa costeira é em geral bem representada pelos dados de reanálise. Já a brisa de baía influencia o padrão do vento em

horários específicos. Enquanto a brisa oriunda da baía do Marajó afeta Belém durante a tarde, a oriunda da baía de São Marcos afeta o CLA durante a manhã. Por envolver uma escala horizontal menor, a brisa de baía é em geral bem representada pelo *downscaling* dinâmico utilizando o modelo WRF.

Embora tenha se avançado no entendimento da brisa em Belém e no CLA, há ainda lacunas cujo o seu estudo fica como sugestão para trabalhos futuros são:

- Realizar um maior número de simulações de *downscaling* dinâmico, com as mesmas características das simulações realizadas nesta pesquisa para confirmar, os resultados encontrados;
- Assimilar dados locais para serem utilizados nas simulações com o modelo regional;
- Verificar se os padrões de brisa se modificam nas diferentes fases do fenômeno ENOS;
- Considerar novos conjuntos de reanálises (que possuem maior resolução espacial e frequência temporal), como o ERA-5 e o CFSR.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector: Part I. surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 166, p. 505–524, 1988.

ALVES, J. M. B.; SOUZA, E. B.; COSTA, A. A.; MARTINS, E. S. P. R.; SILVA, E. M. Sobre o sinal de um downscaling dinâmico às oscilações intrassazonais de precipitação no setor norte do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 219-228, 2012.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.; GUEDES, R. L.; OYAMA, M. D.; ALVES, M. A. S. A influência da temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 2, p. 113-122, 2004.

ATTIÉ, J.; DURAND, P. Conditional wavelet technique applied to aircraft Data measured in the thermal internal boundary layer during sea-breeze events. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 106, n. 3, p. 359-382, 2003. doi: 10.1023/A:1021262406408.

AZORIN-MOLINA, C.; CONNELL, B. H.; BAENA-CALATRAVA, R. Sea-breeze convergence zones from AVHRR over the Iberian Mediterranean area and the Isle of Mallorca, Spain. **Journal of Applied Meteorology**, v. 48, p. 2069–2085, 2009.

BADER, M. J.; FORBES, G. S.; GRANT, J. R.; LILLEY, R. B. E.; WATERS, A. J. **Images in Weather Forecasting. A Practical Guide for Interpreting Satellite and Radar Imagery**. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 499 p. ISBN (0-521-45111-6).

BARROS, S. S. **Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara: aspectos observacionais e de modelagem**. 2008. 112 p. (INPE-15319-TDI/1362). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008.

BERRISFORD, P.; DEE, D. P.; POLI, P.; BRUGGE, R.; FIELDING, K.; FUENTES, M.; KÅLLBERG, P. W.; KOBAYASHI, S.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J. **The ERA-Interim archive: Version 2.0**. ECMWF: 2011. 23 p. Disponível em: <<http://www.ecmwf.int/en/elibrary/8174-era-interim-archive-version-20>> Acesso em: 08 fev. 2017.

BOLZAN, M. J. A. Análise da transformada em ondas aplicadas em sinal geofísico. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 26, n. 1, p. 37-41, 2004.

BORNSTEIN, R. D.; THOMPSON, W. T. Effects of frictionally retarded sea-breeze and synoptic frontal passages on Sulphur dioxide concentrations in New York City. **Journal of Applied Meteorology**, v. 20, p. 843-858, 1981.

CALDWELL, P.; CHIN, H-N. S.; BADER, D. C.; BALA, G. Evaluation of a WRF dynamical downscaling simulation over California. **Climatic Change**, v. 95, p. 499-521, 2009. doi: 10.1007/s10584-009-9583-5.

CAUTENET, S.; ROSSET, R. Numerical simulation of sea breezes with vertical wind shear during dry season at Cape of Three Points, West Africa. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 329-339, 1989. doi: 10.1175/1520-0493(1989)117<0329:NSOSBW>2.0.CO;2.

CHELLALI, F.; KHELLAF, A.; BELOUHRANI, A. Wavelet spectral analysis of the temperature and wind speed data at Adrar, Algeria. **Renewable Energy**, v. 15, n. 6, p. 1214-1219, 2010. doi: 10.1016/j.renene.2009.10.010.

CHEN, G.; ZHU, X.; SHA, W.; IWASAKI, T.; SEKO, H.; SAITO, K., IWAI, H.; ISHII, S. Toward improved forecasts of sea-breeze horizontal convective rolls at super high resolutions. Part I: Configuration and Verification of a Down-Scaling Simulation System (DS³). **Monthly Weather Review**, v. 143, p. 1849-1872, 2015. doi: 10.1175/MWR-D-14-00212.1.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 3163-3174, 1995.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 553-597, 2011. doi: 10.1002/qj.828.

DICKINSON, R. E.; ERRICO, R. M.; GIORGI, F.; BATES, G. T. A regional climate model for the western United States. **Climatic Change**, v. 15, n. 3, p. 383-442, 1989. doi: 10.1007/BF00240465.

EZBER, Y.; SEN, O. L.; BOYBEYI, Z.; KARACA, M. Investigation of local flow features in Istanbul. Part II: high-resolution real case simulations. **International Journal of Climatology**, v. 35, p. 4802-4828, 2015. doi: 10.1002/joc.4324.

FARGE, M. Wavelet transforms and their applications to turbulence. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 24, p. 395-457, 1992.

FARIA JR., L. E. C.; MARÇAL, M. S.; PINHEIRO, R. V. L. A dinâmica sedimentar da Praia de Maçarico e sua importância para a geologia costeira do Estado do Pará. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 1. 1987. Porto Alegre. **Anais...** ABEQUA, 1987.

FERREIRA, M. D. M.; LUCIO, P. S.; SANTOS, A. T. S. Desempenho de métodos de preenchimento de falhas para velocidade do vento sobre o Estado do Rio Grande do Norte. **O setor elétrico**, v. 12, p. 63-69, 2017.

FIGUEROA, S. N. R. **Estudos dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. 1997. 191 p. (INPE-7121-TDI/672). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ4PKzA/hsMyo>>.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America. **CLIMANÁLISE- Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 5, n. 6, p. 36-45, 1990.

FISCH, G. Características do perfil vertical do vento no Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara (CLA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 14, n. 1, p. 11-21, 1999.

FOUFOULA-GEORGIOU, E.; KUMAR, P. **Wavelets in Geophysics: Wavelet analysis and its applications**. San Diego, Academic Press, 1994. 372p. ISBN (0-12-262850-0).

FRANZINELLI, E. Contribuição à geologia da costa do Estado do Pará (entre a baía de Curaça e Maíau). In: SUGUIO, K.; DE MEIS, M. R. M.; TESSLER, M. G. (Eds.). **Atlas IV Simpósio do Quaternário no Brasil**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982.

FREIRE, J. L. M.; FREITAS, S. R.; COELHO, C. A. S. Calibração do modelo regional BRAMS para a previsão de eventos climáticos extremos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 2, p. 158-170, 2015. doi: 10.1590/0102-778620140034.

FRÍAS, M. D.; FERNÁNDEZ, J.; SÁENZ, J.; RODRÍGUEZ-PUEBLA, C. Operational predictability of monthly average maximum temperature over the Iberian Peninsula using DEMETER simulations and downscaling. **Tellus A**, v. 57, n. 3, p. 448-463, 2005. doi: 10.1111/j.1600-0870.2005.00105.x.

FURBERG, M.; STEYN, D.G.; BALDI, M. The Climatology of sea breezes on Sardinia. **International Journal of Climatology**, v. 22, p. 917-932, 2002.

GERMANO, M. F.; VITORINO, M. I.; COHEN, J. C. P.; COSTA, G. B.; SOUTO, J. I. O.; REBELO, M. T. C.; DE SOUZA, A. M. L. Analysis of the breeze circulations in Eastern Amazon: an observational study. **Atmospheric Science Letters**, v. 18, p. 67-75, 2017. doi: 10.1002/asl.726.

GIORGI, F.; MEARNES, L. O. Introduction to special section: Regional Climate Modeling Revisited. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 6335-6352, 1999. doi: 10.1029/98JD02072.

GISLER, C. A. F.; FISCH, G.; CORREA, C. S. Statistical analysis of wind profile in the surface layer at the Alcântara launching center. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v. 3, n. 2, p. 193-202, 2011. doi: 10.5028/JATM.2011.03022411.

GRENFELL, B. T.; BJERNSTAD, O. N.; KAPPEY, J. Travelling waves and spatial hierarchies in measles epidemics. **Nature**, v. 414, p. 716-723, 2001. doi: 10.1038/414716a.

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, p. 35-58, 2000.

HASTENRATH, S. **Climate Dynamics of the Tropics**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 488 p., 1991.

HOLANDA, S. C. **Análise espectral e em componentes principais: Uma visão conjunta à identificação e caracterização de oscilações e ruídos atmosféricos no AZP-AL**. 2009. 156 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2009. Disponível em: <dca.ufcg.edu.br/posgrad_met/teses/SandroCorreiaeHolanda_2009.pdf> Acesso em: 03 mar. 2017.

HONAKER, J.; KING, G. What to Do about Missing Values in Time-Series Cross Section Data. **American Journal of Political Science**. v. 54, p. 561-581, 2010.

- JUNGER, W. L.; PONCE DE LEON, A.; SANTOS, N. Missing data imputation in multivariate time series via EM algorithm. **Cadernos do IME**. v. 15, p. 8-21, 2003.
- KAYANO, M. T.; MOURA, A. D. O El Nino de 1982-83 e a precipitação sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 4, p. 201-214, 1986.
- KEN, A. K.; LITAK, G.; TACCANI, R.; RADU, R. Wavelet analysis of cycle-to-cycle pressure variations in an internal combustion engine. **Chaos, Solitons & Fractals**, v. 38, p. 886-893, 2008. doi: 10.1016/j.chaos.2007.01.041.
- KEEN, C. S.; LYONS, W. A. Lake/land breeze circulations on the western shore of Lake Michigan. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, p. 1843-1855, 1978. doi: 10.1175/1520-0450(1978)017<1843:LBCOTW>2.0.CO;2
- KITAYAMA, H.; KATAYAMA, T.; HAYASHI, T. Statistical analysis of the sea-land breeze and its effect on the air temperature in summer. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 38, p. 93-99, 1991. doi: 10.1016/0167-6105(91)90031-Q.
- KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 488-498, 1980. doi: 10.1175/1520-0493(1980)108<0488:DRVINB>2.0.CO;2.
- LENSKY, I. M.; DAYAN, U. Continuous detection and characterization of the Sea Breeze in clear sky conditions using Meteosat Second Generation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, p. 6505-6513, 2012. doi: 10.5194/acp-12-6505-2012.
- LIU, Y.; GIORGI, F.; WASHINGTON, W. M. Simulation of Summer Monsoon Climate over East Asia with an NCAR Regional Climate Model. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 10, p. 2331-2348, 1994. doi: 10.1175/1520-0493(1994)122<2331:SOSMCO>2.0.CO;2.
- LOUREIRO, R. S.; SARAIVA, J. M.; SARAIVA, I.; SENNA, R. C.; FREDÓ, A. S. Estudo dos eventos extremos de precipitação ocorridos em 2009 no Estado do Pará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, p. 83-94, 2014. doi: 10.1590/0102-778620130054.
- MACHADO, L. A. T. 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. doi: 10.1175/BAMS-D-13-00084.1.

- MARENGO, J. A. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v. 12, p. 853-863, 1992.
- MATOS, A. P.; COHEN, J. C. P. Circulação de brisa e a banda de precipitação na margem leste da baía do Marajó. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 21-27, 2016. doi: 10.5902/2179460X19814.
- MILLER, S. T. K.; KEIM, B. D.; TALBOT, R. W.; MAO, H. Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. **Reviews of Geophysics**, v. 41, n. 3, 1011 p., 2003. doi: 10.1029/2003RG000124.
- MOURA, M. A. L.; FERREIRA, A. D.; CARNEIRO, R. G.; Estudo dos padrões climatológicos do vento usando transformada em ondeletas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 07, n. 05, p. 774-783, 2014.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 279-290, 1997. doi: 10.1175/1520-0493(1997)125<0279:AWADCO>2.0.CO;2.
- NOGUEIRA, D. S. **Aspectos observacionais e numéricos da interação floresta-atmosfera na Amazônia Oriental: fenômenos turbulentos noturnos**. 2008. 142 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2008. Disponível em: <<http://repositorio.ufpa.br/jspui/handle/2011/2909>> Acesso em: 02 fev. 2017.
- OGAWA, Y.; OHARA, T.; WAKAMATSU, S.; DIOSEY, P. G.; UNO, I. Observation of lake breeze penetration and subsequent development of the thermal internal boundary layer for the Nanticoke II shoreline diffusion experiment. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 35, p. 207-230, 1986. doi: 10.1007/BF00123641.
- PLANCHON, O.; DAMATO, F.; DUBREUIL, V.; GOUERY, P. A method of identifying and locating sea-breeze fronts in north-eastern Brazil by remote sensing. **Meteorological Applications**, v. 13, p. 225-234, 2006. doi: 10.1017/S1350482706002283.
- QIAN, J.; SETH, A.; ZEBIAK, S. Reinitialized versus Continuous Simulations for Regional Climate Downscaling. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 11, p. 2857-2874, 2003. doi: 10.1175/1520-0493(2003)131<2857:RVCSFR>2.0.CO;2.

RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81-91, 1990.

RAO, V. B.; LIMA, M.; FRANCHITO, S. H. Seasonal and Interannual Variations of Rainfall over Eastern Northeast Brazil. **Journal Of Climate**, v. 6, p. 1754-1763, 1993.

REBELO-MOCHEL, F. Mangroves on São Luís Island, Maranhão Brazil. In: KJERFVE, B.; LACERDA, L. D.; DIOP, E. H. S. **Mangrove ecosystem studies in Latin America and Africa**. Paris: UNESCO, 1997. 349 p.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.

SÁ, L. D. A.; SAMBATTI, S. B. M.; GALVÃO, G. P. Ondeleta de morlet aplicada ao estudo da variabilidade do nível do rio Paraguai em Ladário, MS. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 33, p. 1775-1785, 1998.

SALES, D. C. et al. Projeções de mudanças na precipitação e temperatura no Nordeste brasileiro utilizando a técnica de downscaling dinâmico. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 4, p. 435-456, 2015. doi: 10.1590/0102-778620140075.

SANTOS, S. R. Q.; VITORINO, M. I.; BRAGA, C. C.; CAMPOS, T. L. O. B.; SANTOS, A. P. P. O Efeito de brisas marítimas na cidade de Belém-PA: Utilizando análise em multivariada. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 05, p. 1110-1120, 2012.

SANTOS, J. S.; MOTA, M. A. S.; ROCHA, E. J. P. Classificação climatológica da Energia Potencial Disponível para a Convecção na cidade de Belém-PA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, p. 60-72, 2014.

SCHRAGE, J. M.; VINCENT, D. G. Tropical Convection on 7-21 Day Timescales over the Western Pacific. **Journal of Climate**, v. 9, p. 587-607, 1996. doi: 10.1175/1520-0442(1996)009<0587:TCODTO>2.0.CO;2.

SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; LONGO M.; FITZJARRALD, D. R.; DENNING, A. S. River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modeling results. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78 , n.1, p. 111-121, 2004. doi: 10.1007/s00704-004-0047-6.

SIMPSON, J. E. **Sea Breeze and Local Winds**. Cambridge: Cambridge University Press, 1994, 234 p.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, XIANG-YU, WANG, W. ; POWERS, J. G. **A description of the Advanced Research WRF version 3**. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475 STR, p.125, 2008. Disponível em: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf>. Acesso em: 26 jan. 2017.

SOARES, P. M. M.; CARDOSO, R. M.; MIRANDA, P. M. A.; MEDEIROS, J.; BELO-PEREIRA, M.; ESPIRITO-SANTO, F. WRF high resolution dynamical downscaling of ERA-Interim for Portugal. **Climate Dynamics**, v. 39, p. 2497-2522, 2012. doi: 10.1007/s00382-012-1315-2.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G. NOBRE, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**. v. 30, p 305-318. 2000.

SOUZA, D. C. **Brisa na costa Norte e Nordeste brasileiro**. 2016, 150p. (02.16.21.24-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. 2016. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L759KB>> Acesso em: 26 jan. 2017.

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.

SUGUIO, K.; TESSLER, M. G. Planícies de cordões litorâneos quaternários do Brasil: origem e nomenclatura. In: LACERDA, L. D.; ARAUJO, D. S. D.; CERQUEIRA, R.; TURCQ, B. (Org). **Restingas: origem, estrutura e processos**. Niterói: CEUFF, 1984, 477 p.

TEIXEIRA, R. F. B. O fenômeno da brisa e sua relação com a chuva sobre Fortaleza – CE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 282-291, 2008.

TEIXEIRA, S. G.; SOUZA FILHO, P. W. M. Mapeamento de ambientes costeiros tropicais (Golfão Maranhense, Brasil) utilizando imagens de sensores remotos orbitais. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, (Supl. 1), p. 69-82, 2009.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 61-78, 1998. doi: 10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2.

VAN BUUREN, S.; GROOTHUIS-OUDSHOORN, K. MICE: Multivariate Imputation by Chained Equations in R. **Journal of Statistical Software**, v. 45, p. 1-67, 2011.

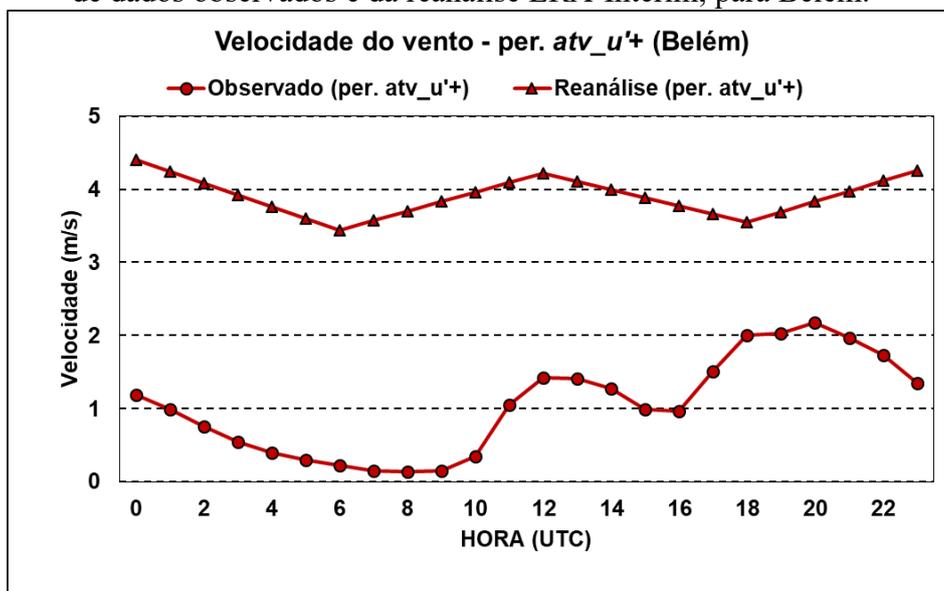
VITORINO, M. I. **Análise das oscilações intrasazonais sobre a América do Sul e oceanos adjacentes utilizando a análise de ondeletas**. 2003. 344 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2003. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/07.14.08.57>>.

ZAGAR, N.; ZAGAR, M.; CEDILNIK, J.; GREGORIČ, G.; RAKOVEC, J. Validation of mesoscale low-level winds obtained by dynamical downscaling of ERA40 over complex terrain. **Tellus**, v. 58A, p. 445-455, 2006. doi: 10.1111/j.1600-0870.2006.00186.x

ZHANG, X.; DIMARCO, S. F.; SMITH IV, D. C.; HOWARD, M. K.; JOCHENS, A. E.; HETLAND, R. D. Near-resonant ocean response to sea breeze on a stratified continental shelf. **Journal of Physical Oceanography**, v. 39, p. 2137–2155, 2009. doi: 10.1175/2009JPO4054.1.

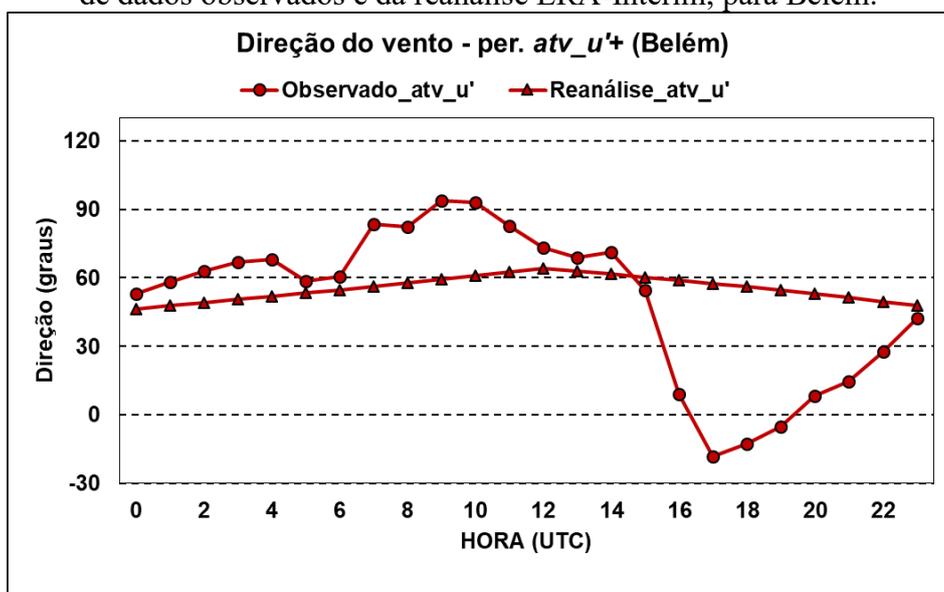
APÊNDICE A - Variabilidade do vento durante os períodos $atv_u'+$ e $intv_u'_v'-$, para Belém nos dados da reanálise.

Figura A.1 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período $atv_u'+$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém.



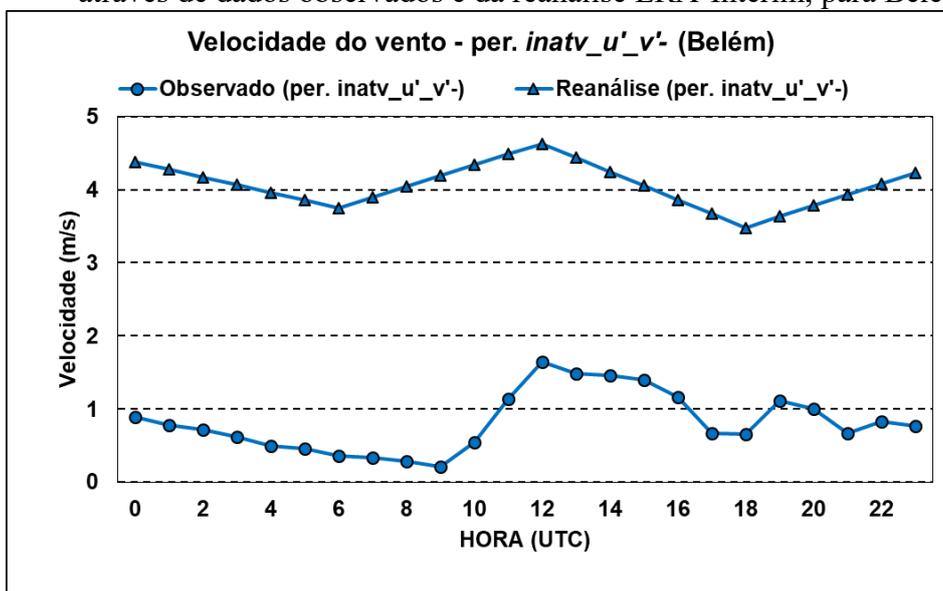
Fonte: Produção do autor.

Figura A.2 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período $atv_u'+$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém.



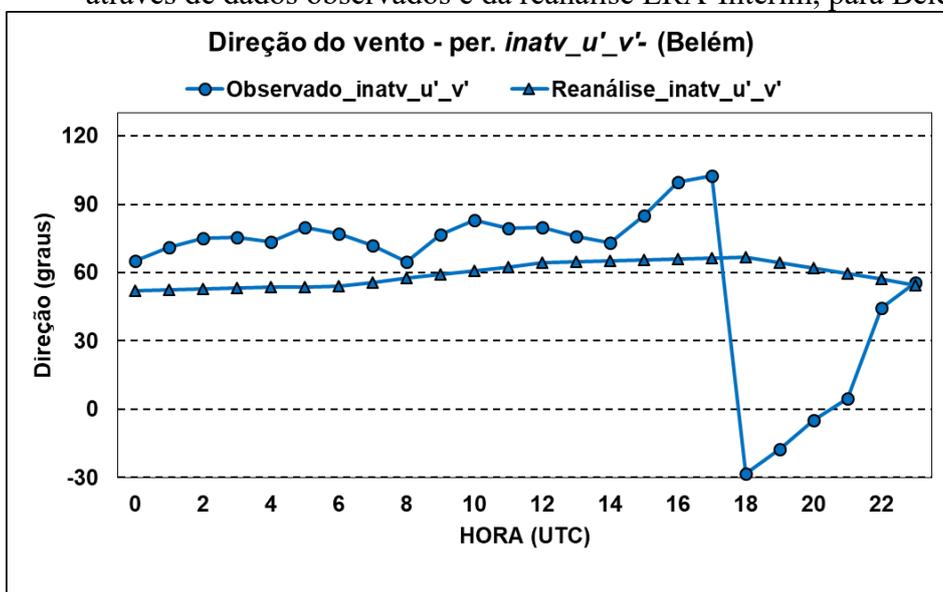
Fonte: Produção do autor.

Figura A.3 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período *inatv_u'_v'*, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém.



Fonte: Produção do autor.

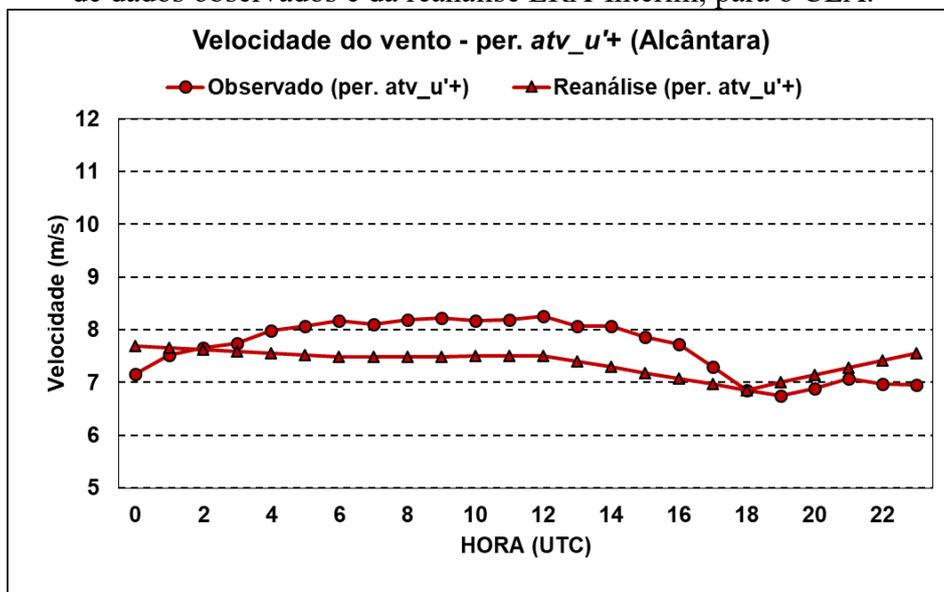
Figura A.4 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período *inatv_u'_v'*, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para Belém.



Fonte: Produção do autor.

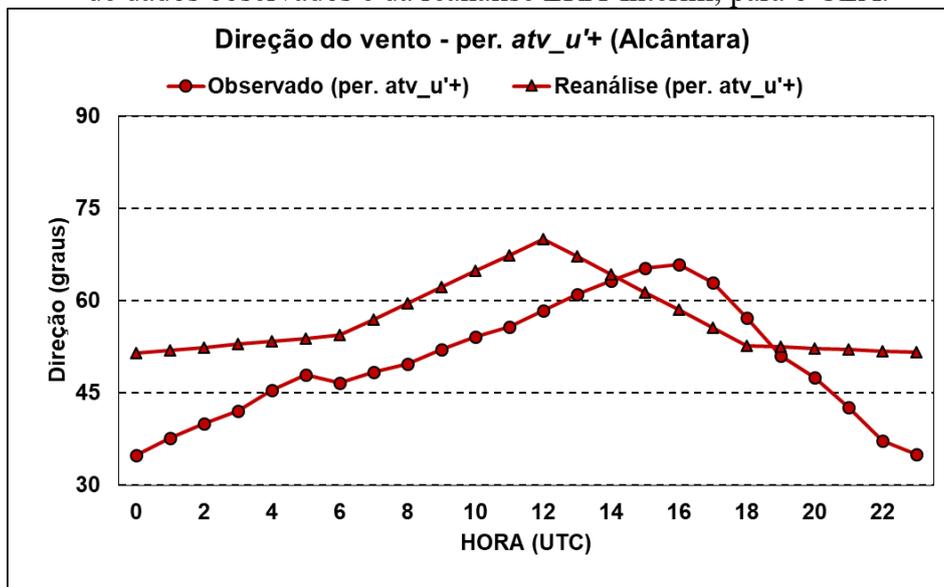
APÊNDICE B - Variabilidade do vento durante os períodos $atv_{u'+}$ e $intv_{u'v'-}$, para o CLA nos dados da reanálise.

Figura B.1 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período $atv_{u'+}$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA.



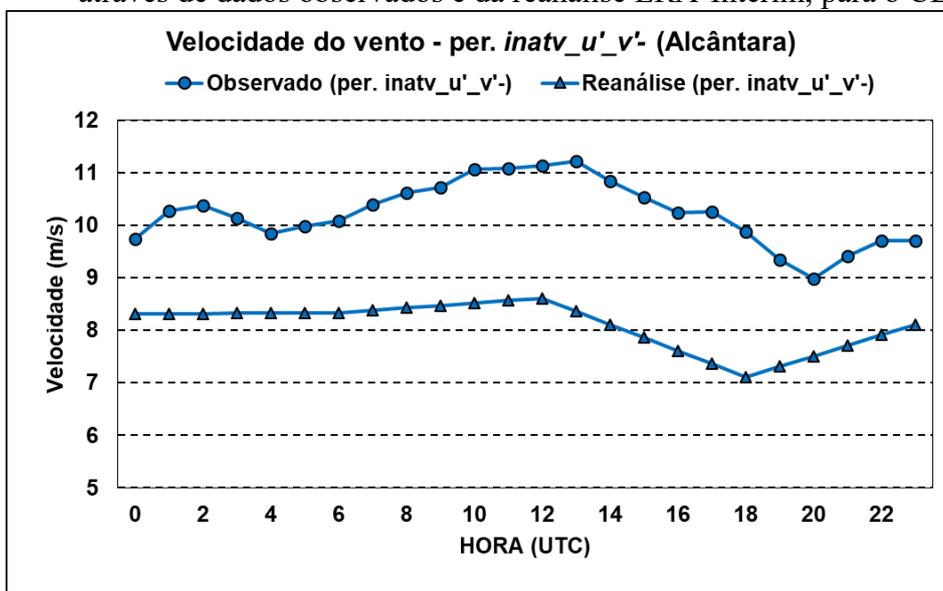
Fonte: Produção do Autor.

Figura B.2 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período $atv_{u'+}$, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA.



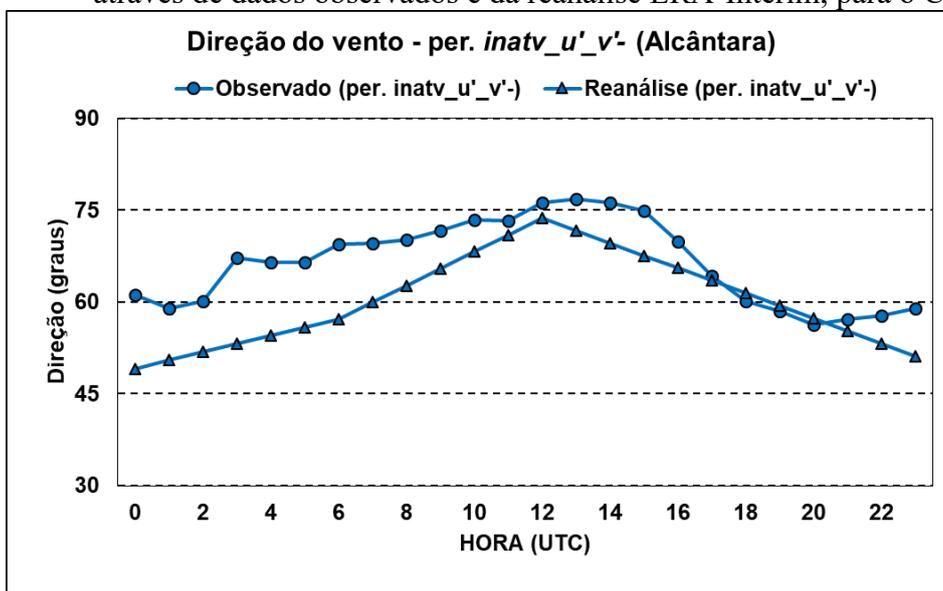
Fonte: Produção do Autor.

Figura B.3 - Ciclo médio diário da velocidade do vento durante o período *inatv_u'_v'*, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA.



Fonte: Produção do Autor.

Figura B.4 - Ciclo médio diário da direção do vento durante o período *inatv_u'_v'*, através de dados observados e da reanálise ERA-Interim, para o CLA.



Fonte: Produção do Autor.