



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.16.21.24-TDI

BRISA NA COSTA DO NORTE E NORDESTE BRASILEIRO

Dayana Castilho de Souza

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 25 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L759KB>>

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

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 (CST)

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.16.21.24-TDI

BRISA NA COSTA DO NORTE E NORDESTE BRASILEIRO

Dayana Castilho de Souza

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 25 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L759KB>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Souza, Dayana Castilho de.

So89b Brisa na costa do norte e nordeste brasileiro / Dayana Castilho
de Souza. – São José dos Campos : INPE, 2016.
xxvi + 150 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.16.21.24-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de
Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientador : Dr. Marcos Daisuke Oyama.

1. Mesoescala. 2. Sensoriamento remoto. 3. Modelos
atmosféricos. I. Título.

CDU 551.515.6:528.8



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

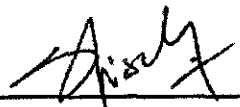
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Dayana Castilho de Souza**

Título: "BRISA NA COSTA DO NORTE E NORDESTE BRASILEIRO".

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

Dr. **Gilberto Fernando Fisch**



Presidente / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dr. **Marcos Dalsuke Oyama**



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

Dr. **Luis Gustavo Gonçalves de
Gonçalves**



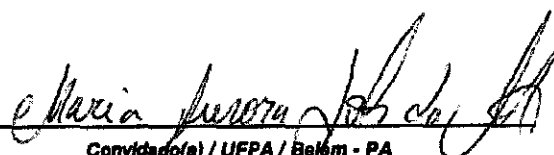
Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. **Michelle Simões Reboita**



Convocado(a) / UNIFEI / Itajubá - MG

Dra. **Maria Aurora Santos da Mota**



Convocado(a) / UFPA / Belém - PA

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

“O que vale na vida não é o ponto de partida e sim a caminhada.
Caminhando e semeando, no fim terás o que colher” (Cora Coralina).

*A Deus meu grande protetor
A meus pais,
Haroldo Brito de Souza e
Erecinha Castilho de Souza,
por toda luta e amor incondicional.*

*A meu
grande amor e companheiro*

Paulo Kubota.

AGRADECIMENTOS

Em todo trabalho realizado contamos com o apoio e ajuda de muitas pessoas, por isso meus sinceros agradecimentos: ao Dr. Marcos Daisuke Oyama, pela orientação, ensinamentos, confiança, amizade e grande ajuda durante a realização deste trabalho.

À CAPES e ao CNPQ pelo auxílio financeiro durante a realização do doutorado.

Sou muito grata pelas grandes contribuições e sugestões da banca examinadora da tese e ao Serviço de Informação e Documentação (SID) do INPE.

A minha família, grandes motivadores e companheiros da minha caminhada. Agradeço em especial a meu marido por todo apoio científico e também emocional dado ao longo da tese.

À equipe da Divisão de Ciências Atmosféricas do Instituto de Aeronáutica e Espaço pelo espaço físico cedido para desenvolver a pesquisa, suporte técnico e cessão de dados, viabilizado pelo Técnico Neto. Meus sinceros agradecimentos por todo apoio, torcida e amizade dada durante a realização do trabalho.

Ao pessoal do CPTEC e DSA, pela cessão de dados e informações necessários para realização do trabalho, em especial Gustavo Escobar, Wagner Flauber, Renato Galante, Rômulo e Prof. Juan. À Simone, Luana, Liliane e Cesar que sempre estiveram dispostos a ajudar. Às companheiras de todas as horas, Virginia e Sheila. Agradeço em especial a colaboração de Fernando Oliveira pela cessão das informações na parte de linha de instabilidade, pelas várias discussões, ajuda e amizade.

Aos professores da Faculdade de Meteorologia da UFPA, iniciadores da minha vida acadêmica, em especial Prof. Dimitrie (meu eterno mestre) que contribuiu em diversas discussões nesta tese.

À Faculdade de Ciências Atmosféricas da UNIFEI onde foi realizado o estágio docência, sob supervisão da Profa. Michelle Reboita. Neste período o aprendizado, a troca de conhecimentos e experiências foram grandiosos.

RESUMO

A brisa é um fenômeno importante em regiões costeiras. Neste trabalho, realizou-se um estudo sobre a brisa na costa do Norte e Nordeste brasileiro (NNEB). Inicialmente, caracterizou-se o potencial de brisa na região utilizando os dados de vento da reanálise do CFSR. Então, obtiveram-se os padrões de penetração das frentes de brisa marítima utilizando imagens no canal visível do satélite GOES. Finalmente, verificou-se até que ponto um *downscaling* dinâmico dos dados do CFSR para trechos da costa do NNEB utilizando o modelo WRF em alta resolução (espaçamento de grade de 3 km) é capaz de representar os padrões regionais das brisas. Nas regiões costeiras orientadas meridionalmente, como a costa leste do Nordeste brasileiro (NEB) e o litoral do Amapá, o potencial de brisa se estendeu, em direção ao continente, por uma faixa de cerca de 2° (~200 km) a partir do litoral; nas orientadas zonalmente, como a costa norte do Nordeste brasileiro e o litoral do Suriname e Guianas, por uma faixa de cerca de 3° (~300 km) a partir do litoral. O potencial de brisa ocorre de forma mais frequente (20-25 dias por mês) em setembro, mês que representa o período menos chuvoso. Em março, que representa o período mais chuvoso, a frequência diminui para ~15 (< 10) dias por mês nas regiões costeiras orientadas meridionalmente (zonalmente). Os resultados referentes à frente de brisa marítima mostraram padrões regionais complexos, particularmente nas regiões de Alcântara e da Ilha do Marajó. Considerando conjuntamente os resultados encontrados para o potencial de brisa e a frente de brisa marítima, a região de estudo foi dividida em três: 1) região com potencial de brisa, mas sem clara frente de brisa marítima, como na costa leste do NEB (com exceção do RN); nesse caso, a área com potencial de brisa seria um limitante superior da atuação da brisa; 2) regiões com potencial de brisa e uma única frente de brisa marítima, como no litoral cearense; nesse caso, a área de atuação da brisa estaria compreendida entre o limite da frente e do potencial de brisa; 3) regiões com potencial de brisa e com vários padrões de frente de brisa (marítima, fluvial, etc.), como na região de Alcântara e da Ilha do Marajó; nesse caso, a atuação de brisa ocorreria de maneira específica em cada sub-região, sendo necessária uma análise regional e mais detalhada para caracterizá-la. O *downscaling* dinâmico para a costa do NNEB com o modelo WRF em alta resolução gerou resultados em geral mais realistas que a reanálise em relação à representação dos padrões de nebulosidade associados à brisa. Para três trechos da costa do NNEB – litoral cearense, região de Alcântara e Ilha do Marajó –, os resultados do *downscaling* de 3 km, em termos do padrão de nebulosidade, foram bem mais realistas para o litoral cearense e a região do CLA. Apesar do desempenho geral satisfatório das simulações, houve deficiências na representação das áreas de supressão de nebulosidade sobre os corpos d'água no litoral do Pará e do Maranhão (onde há várias baías e foz de rios).

Palavras-chave: Mesoescala. Sensoriamento remoto. Modelos atmosférico.

BREEZE IN NORTHERN AND EASTERN COAST OF BRAZIL

ABSTRACT

Breeze is an important phenomenon in coastal regions. In this work, a study on the coastal breeze in the Northern/Northeastern Brazil (NNEB) was carried out. Firstly, the main features of the breeze potential for the region were obtained from the CFSR reanalysis wind data. Secondly, the patterns related to the inland penetration of the sea breeze fronts were obtained from the GOES satellite visible images. Thirdly, the ability of a high resolution (3 km) dynamical downscaling using the WRF model in representing the regional breeze patterns was evaluated. For meridionally (zonally) oriented coastlines, such as in the eastern (northern) coast of Northeastern Brazil and the Amapá State (Suriname and Guyana) shore, the breeze potential extended inland for about 2° ~200 km (3° ~300 km). The breeze potential occurred more frequently (20-25 days per month) in September, which represents the less rainy period. In March, which represents the rainier period, the frequency decreased to ~15 (< 10) days per month over the meridionally (zonally) oriented coastline regions. The results regarding the sea breeze front showed complex regional patterns, particularly over the Alcântara and Marajó Island regions. By jointly considering the results found for the breeze potential and the sea breeze front, the study region was separated in three parts: 1) region with breeze potential, but without a clear sea breeze front, such as in the eastern coast of Northeastern Brazil (except the Rio Grande do Norte State); in this case, the area with breeze potential would be an upper limit of the breeze influence; 2) regions with breeze potential and one sea breeze front, such as in the Ceará State shore; in this case, the breeze influence would extend inland up to the sea front or the breeze potential limit; 3) regions with breeze potential and numerous breeze patterns (sea breeze, river breeze, etc.), such as in the Alcântara and Marajó Islands region; in this case, a regional analysis would be necessary to assess the breeze influence. The dynamical downscaling for the NNEB coast using the WRF model at high resolution led, in general, to a more realistic cloudiness pattern compared to the reanalysis data. For three subregions of the NNEB coast – Ceará State shore, Alcântara and Marajó Island region –, the downscaling results at 3 km grid spacing, regarding the cloudiness pattern, was more realistic for the Ceará State shore and the Alcântara region. The simulations did in general show a good skill, but deficiencies in the representation of the cumulus suppression areas over the water bodies were found in the Pará and Maranhão shore (where bays and river mouths are present).

Keywords: Mesoscale. Remote sensing. Atmospheric models.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 - Ilustração das características gerais associadas à brisa marítima. As letras “Q” e “F” referem-se à superfície quente e fria, respectivamente.	1
Figura 1.2 – Mapa com síntese de alguns trabalhos observacionais sobre brisa para costa do NNEB.	2
Figura 1.3 - Ilustração da diferença de nebulosidade entre potencial de brisa (painel superior) e brisa (<i>stricto sensu</i> , painel inferior). O potencial de brisa é obtido com os dados de reanálise do CFSR e se refere a uma nebulosidade semiestacionária que cobre algumas centenas de km do litoral. A nebulosidade associada à frente de brisa pode ser visualizada em imagens no canal visível (OBS), e a frente de brisa se propaga por dezenas de km. A seta indica o sentido do escoamento próximo à superfície.	4
Figura 1.4 – Mapa com síntese de alguns trabalhos de modelagem sobre brisa para costa do NNEB.	6
Figura 2.1 - Ilustração dos efeitos da concavidade das linhas costeiras.	8
Figura 3.1 - Ilustração da área de estudo. Os pontos vermelhos referem-se a localidades que são mencionadas no decorrer do trabalho (de norte para sul: Belém-PA, Alcântara-MA, São Luís-MA, ponto no litoral do Piauí, Teresina-PI, Fortaleza-CE e ponto no interior de Pernambuco). A localização mais precisa de Alcântara-MA e São Luís-MA encontra-se na Figura 3.3.	23
Figura 3.2 - Mapa geográfico da costa leste do Pará.	24
Figura 3.3 - Mapa geográfico da costa do Maranhão.	24
Figura 3.4 – Ilustração da transformada de ondeleta aplicada à componente meridional ($m s^{-1}$) para o mês de setembro de 2008 para Alcântara. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$). As setas vermelhas indicam picos no espectro de potência local referente ao ciclo diário e são explicadas no texto.	30
Figura 3.5 - Domínio das grades de resolução horizontal 12 km (G1) e 03 km (G2-Pará, G3-Alcantara, G4-Ceará).	33
Figura 3.6 - Uso da Terra pelo satélite MODIS com resolução horizontal de 30”.	34

Figura 4.1 - Número de anos do período estudado (1980-2010) em que, para o mês de setembro, o harmônico referente ao ciclo diário explica mais que 33% da variância do sinal das componentes zonal (a) e meridional (b).....	36
Figura 4.2 - Fase média para as regiões em que o número de anos é superior a 10 na Figura 4.1. A fase média indica o horário (UTC) em que a componente zonal (a) ou meridional (b) atinge o máximo positivo.	37
Figura 4.3 - Para o mês de setembro, harmônico referente ao ciclo diário do vento meridional em corte meridional por um ponto na costa norte do NE (43°W) (a) e no Suriname (57°W) (b).....	37
Figura 4.4 - Número de anos do período estudado (1980-2010) em que, para o mês de março, o harmônico referente ao ciclo diário explica mais que 33% da variância do sinal das componentes zonal (a) e meridional (b).....	38
Figura 4.5 - Fase média para as regiões em que o número de anos é superior a 10 na Figura 4. 4. A fase média indica o horário (UTC) em que a componente zonal (a) ou meridional (b) atinge o máximo positivo.	38
Figura 4.6 - Mapa de topografia da região de estudo (http://users.ictp.it/~pubregcm/RegCM4/globedat.htm). A linha em azul representa as regiões em que o número de anos é superior a 10 na Figura 4.1, ou seja, as áreas com potencial de brisa considerando a componente zonal (a) ou meridional (b).....	41
Figura 4.7 - Áreas com potencial de brisa para o mês de setembro segundo a componente zonal (azul), meridional (amarelo) e ambas as componentes (verde). A linha vermelha delimita a área total com potencial de brisa levando-se em conta os meses de setembro e março.	41
Figura 4.8 - Mapa de topografia da região de estudo (http://users.ictp.it/~pubregcm/RegCM4/globedat.htm). A linha em azul representa as regiões em que o número de anos é superior a 10 na Figura 4.4, ou seja, as áreas com potencial de brisa considerando a componente zonal (a) ou meridional (b).....	42
Figura 4.9 - Áreas com potencial de brisa para o mês de março segundo a componente zonal (azul), meridional (amarelo) e ambas as componentes (verde). A linha vermelha delimita a área total com potencial de brisa levando-se em conta os meses de setembro e março.	42
Figura 5.1 - Transformada de ondeleta aplicada à componente meridional ($m s^{-1}$) para o mês de março de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) em Alcântara. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o	

painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua).	49
Figura 5.1 Conclusão.	50
Figura 5.2 - Transformada de ondeleta aplicada à componente meridional ($m s^{-1}$) para o mês de março de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) para um ponto no Piauí. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua).	51
Figura 5.2 - Conclusão.	52
Figura 5.3- Transformada de ondeleta aplicada à componente zonal ($m s^{-1}$) para o mês de março de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) para um ponto em Pernambuco. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua).	53
Figura 5.3 - Conclusão.	54
Figura 5.4 - Transformada de ondeleta aplicada à componente meridional ($m s^{-1}$) para o mês de setembro de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) em Alcântara. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua).	55
Figura 5.4 - Conclusão.	56
Figura 5.5 - Transformada de ondeleta aplicada à componente meridional ($m s^{-1}$) para o mês de setembro de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) para um ponto no Piauí. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua).	57
Figura 5.5 - Conclusão.	58
Figura 5.6- Transformada de ondeleta aplicada à componente zonal ($m s^{-1}$) para o mês de setembro de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) para um ponto em Pernambuco. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha	

vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à
potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua). 59

Figura 5.6 - Conclusão. 60

Figura 5.7 - Gráficos de dispersão V_{max} ($m s^{-1}$) de 1994, 2008 e 2010 em Alcântara, Piauí e
Pernambuco para os meses de março (a) e setembro (b), respectivamente. 61

Figura 5.8 - Gráficos de dispersão entre Dif Tmax e Dif Tmin (K) de 1994, 2008 e 2010 em
Alcântara, Piauí e Pernambuco para os meses de março (a) e setembro (b),
respectivamente..... 62

Figura 5.9 - Gráficos de dispersão entre Delta V ($m s^{-1}$) e SWAP de 1994, 2008 e 2010 em
Alcântara, Piauí e Pernambuco para os meses de março (a) e setembro (b),
respectivamente..... 63

Figura 5.10 - Campo de número de dias médio de brisa, desvio padrão e coeficiente de variação
utilizando a componente meridional do vento ($m s^{-1}$) para os meses de março (a,
b, c) e setembro (d, e, f). 72

Figura 5.11 - Campo de número de dias médio de brisa, desvio padrão e coeficiente de variação
utilizando a componente zonal do vento ($m s^{-1}$) para os meses de março (a, b, c) e
setembro (d, e, f). 73

Figura 6.1 - Médias horárias de setembro de 2007 a 2010 da nebulosidade (refletância)
proveniente das imagens do satélite Goes 10 e 12 canal visível para costa do
NNEB às 1215, 1400, 1615 e 1800 UTC, respectivamente..... 78

Figura 6.2 - Evolução horária da nebulosidade (refletância) proveniente das imagens do satélite
Goes-10 (canal visível) do dia 01 de setembro de 2008, para costa do NNEB.... 79

Figura 6.3 - Evolução horária da nebulosidade (refletância) proveniente das imagens do satélite
Goes-10 (canal visível) do dia 04 de setembro de 2008, para costa do NNEB.... 80

Figura 6.4 - Médias horárias de setembro de 2007 a 2010 da nebulosidade (refletância)
proveniente das imagens do satélite Goes 10 e 12 canal visível para costa do
Ceará às 1400, 1500, 1615, 1700, 1800 e 1815 UTC, respectivamente..... 82

Figura 6.5 - Número de ocorrências de frentes de brisa adquiridos através da análise de
sensoriamento remoto na faixa continental norte do nordeste do Brasil durante
setembro do ano 2000. 83

Figura 6.6 - Médias horárias de setembro de 2007 a 2010 da nebulosidade (refletância)
proveniente das imagens do satélite Goes 10 e 12 canal visível para o Estado do
Pará às 1200, 1400, 1615, 1730 e 1845 UTC, respectivamente..... 85

Figura 6.7 - Médias horárias de setembro de 2007 a 2010 da nebulosidade (refletância)
proveniente das imagens do satélite Goes 10 e 12 canal visível para a região de
Alcântara às 1200, 1400, 1600, 1700 e 1800 UTC, respectivamente. 90

Figura 6.8 - Variação horária da quantidade total média de nebulosidade (oitavos) ao longo do dia para setembro em Fortaleza, São Luís, Belém e Alcântara.....	91
Figura 6.9 - Variação horária da direção média do vento (graus) ao longo do dia para setembro em Fortaleza, São Luís, Belém e Alcântara.	91
Figura 6.10 - Variação horária da magnitude média do vento ($m s^{-1}$) ao longo do dia para setembro em Fortaleza, São Luís, Belém e Alcântara.....	92
Figura 7.1 - Campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008: observada (imagens de satélite), da reanálise e simulada na grade de 12 km para a costa do NNEB às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c) e 1800 UTC (d), respectivamente (Continua).....	99
Figura 7.1 – Continua.....	100
Figura 7.1 – Continua.....	101
Figura 7.1 - Conclusão.....	102
Figura 7.2 – Campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008: observada (imagens de satélite), da reanálise e simulada nas grades de 12 km e 3 km para o litoral cearense às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c) e 1800 UTC (d), respectivamente (Continua).	103
Figura 7.2 - Continua.	104
Figura 7.2 – Continua.....	105
Figura 7.2 - Conclusão.....	106
Figura 7.3 - Campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008: observada (imagens de satélite), da reanálise e simulada nas grades de 12 km e 3 km para a região do CLA às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c) e 1800 UTC (d), respectivamente (Continua).	107
Figura 7.3 - Continua.	108
Figura 7.3 - Continua.	109
Figura 7.3 - Conclusão.....	110
Figura 7.4 - Campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008: observada (imagens de satélite), da reanálise e simulada nas grades de 12 km e 3 km para a região da ilha do Marajó às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c) e 1800 UTC (d), respectivamente (Continua).	111
Figura 7.4 - Continua.	112
Figura 7.4 - Continua.	113
Figura 7.4 - Conclusão.....	114
Figura 7.5 - Campos médios horários de temperatura ($^{\circ}C$), umidade (g/kg) e vento ($m s^{-1}$) em 1000 hPa resultante do downscaling de 3 km para a região do litoral cearense às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c), 1800 (d) e 2000 UTC (e), respectivamente.....	115

Figura 7.6 - Campos médios horários de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade (g/kg) e vento (m s^{-1}) em 1000 hPa resultante do downscaling de 3 km para a região de Alcântara às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c), 1800 (d) e 2000 UTC (e), respectivamente.....	116
Figura 7.7 - Campos médios horários de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade (g/kg) e vento (m s^{-1}) em 1000 hPa resultante do downscaling de 3 km para a região do Marajó às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c), 1800 (d) e 2000 UTC (e), respectivamente.....	117
.	117
Figura A.1 - Perfil vertical médio da componente zonal (a) e meridional (b) do vento (m s^{-1}) da reanálise CFSR e da campanha Murici.....	141
Figura A.2 - Perfil vertical médio da componente zonal (a) e meridional (b) do vento (m s^{-1}) da reanálise CFSR e da campanha GPM.....	141
Figura A.3 - Comparação das séries temporais das componentes meridional e zonal do vento (m s^{-1}) para as campanhas MURICI (a) e GPM (b).....	144
Figura A.4 - Comparação dos ciclos diários das componentes meridional e zonal do vento (m s^{-1}) para as campanhas MURICI (a) e GPM (b).....	145

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 3.1 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre dois métodos de identificação.....	31
Tabela 3.2 - Quadro resumo das medidas de exatidão calculadas para a Tabela de contingência 2x2.....	31
Tabela 3.3 - Propriedades das grades utilizadas. Δx , Δy : resolução horizontal. N_x , N_y , N_z : número de pontos de grade nas dimensões X, Y e Z, respectivamente.	34
Tabela 5.1 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Alcântara durante o mês de março para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).	64
Tabela 5.2 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Piauí durante o mês de março para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).	65
Tabela 5.3 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Pernambuco durante o mês de março para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).	66
Tabela 5.4 - Testes não-paramétricos. Os símbolos estão definidos na Tabela 3.2.	66
Tabela 5.5 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Alcântara durante o mês de setembro para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).	67
Tabela 5.6 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Piauí durante o mês de setembro para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).	68
Tabela 5.7 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Pernambuco durante o mês de setembro para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).	69
Tabela 5.8 - Testes não-paramétricos. Os símbolos estão definidos na Tabela 3.2.	69
Tabela A.1 - Medidas estatísticas de comparação (viés, RMSE, MAE, r) para os dados das componentes zonal (a) e meridional(b) da reanálise CFSR e da campanha Murici.	142
Tabela A.2 - Medidas estatísticas de comparação (viés, RMSE, MAE, r) para os dados das componentes zonal (a) e meridional (b) da reanálise CFSR e da campanha GPM.	143

Tabela B.1 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa em Alcântara para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.	149
Tabela B.2 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa em Belém para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.....	149
Tabela B.3 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa para um ponto no leste do Pará para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.	149
Tabela B.4 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa para um ponto no leste do Maranhão para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.....	150
Tabela B.5 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa para um ponto no Piauí para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.....	150
Tabela B.6 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa para um ponto no Ceará para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.....	150

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
BRAMS	Brazilian Developments On The Regional Atmospheric Modelling System
CLA	Centro de Lançamento de Alcântara
CPC	Climate Prediction Center
COI	Cone de Influência
CMAP	CPC Merged Analysis Of Precipitation
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
DS3	Down-Scaling Simulation System
EMAS-I	Experimento de Mesoescala na Atmosfera do Sertão
GLDAS	Global Land Data Assimilation System
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GPM-CHUVA	Global Precipitation Measurement
HIRLAM	High Resolution Local Area Modelling
MSG	Meteosat Second Generation
MERRA	Modern-Era Retrospective Analysis For Research And Applications
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic And Atmospheric Administration
NNEB	Norte/Nordeste Brasileiro
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
SAWP	Scale Averaged Wavelet Power
ASAS	Sistema de Alta Pressão de Atlântico Sul
WRF	Weather Research and Forecasting
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1. Fatores que influenciam a extensão da brisa	7
2.2. Estudos de brisa para costa do NNEB.....	9
2.2.1. Costa leste e/ou norte	9
2.2.2. Ceará	12
2.2.3. Paraíba.....	13
2.2.4. Alagoas.....	14
2.2.5. Centro de Lançamento de Alcântara	15
2.2.6. Belém	16
2.2.7. Amapá	17
2.3. Metodologias de identificação da brisa	17
2.4. Simulações da brisa com modelos regionais	19
3 MATERIAL E MÉTODOS	21
3.1. Área de estudo.....	21
3.2. DADOS.....	25
3.2.1. Reanálise do CFSR.....	25
3.2.2. Imagens de satélite	26
3.2.3. Dados meteorológicos de superfície.....	26
3.3. Análise harmônica.....	27
3.4. Análise de ondeletas.....	28
3.5. Tabela de contingência.....	30
3.6. Modelo WRF.....	31
3.7. Simulações	32
4 ÁREAS COM POTENCIAL DE BRISA	35
5 FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DO POTENCIAL DE BRISA	43
5.1. Critério de ocorrência.....	43
5.2. Climatologia.....	70
6 CARACTERIZAÇÃO DA FRENTE DE BRISA MARÍTIMA.....	75
7 <i>DOWNSCALING</i> COM O MODELO REGIONAL WRF.....	93
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	119
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121

APÊNDICE A - COMPARAÇÃO ENTRE DADOS DE REANÁLISE DO CFSR E DADOS OBSERVADOS SOBRE O CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA	139
APÊNDICE B - PAPEL DA BRISA NO DESENVOLVIMENTO DAS LINHAS DE INSTABILIDADE: UMA ANÁLISE PRELIMINAR PARA O MÊS DE JULHO	147

1 INTRODUÇÃO

Em regiões costeiras, a brisa é um fenômeno importante e amplamente estudado. Durante o período diurno, nas áreas continentais próximas ao litoral, a brisa ameniza as altas temperaturas, leva umidade para o interior do continente, tem importante papel na dispersão de poluentes em grandes cidades e pode influenciar o regime de precipitação nas regiões onde atua. (MILLER et al., 2003). Durante o dia (noite), à superfície, o maior aquecimento (resfriamento) do continente em relação ao oceano gera um gradiente de pressão que acelera o vento do oceano (continente) para o continente (oceano), gerando um escoamento conhecido como brisa marítima (terrestre). À frente do escoamento, ocorrem convergência e formação de uma linha ou arco com maior nebulosidade chamada de frente de brisa; à retaguarda, divergência e formação de uma área de céu claro ou pouca nebulosidade chamada de área de supressão de cúmulos. A algumas centenas de metros acima da superfície, ocorre o escoamento de retorno, fechando a célula de circulação termicamente direta. A brisa se expande, a partir do litoral, em direção tanto ao continente quanto ao oceano, por dezenas a centenas de quilômetros. Essas características gerais estão ilustradas para a brisa marítima na Figura 1.1.

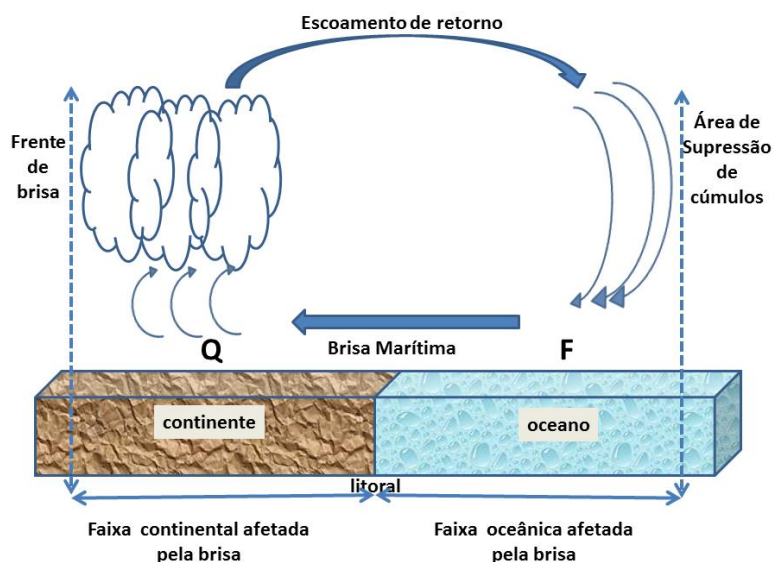


Figura 1.1 - Ilustração das características gerais associadas à brisa marítima. As letras “Q” e “F” referem-se à superfície quente e fria, respectivamente.

Neste trabalho, aborda-se a brisa na costa do Norte e Nordeste brasileiro (NNEB). Para localidades de um trecho da costa do NNEB, o litoral do Nordeste brasileiro (NEB), sabe-se que a brisa é um fator importante para explicar o ciclo diário¹ do vento observado (BARRETO et al., 2002). **Como a brisa se expande? Qual seria, na costa do NNEB, a extensão das faixas oceânica e continental adjacentes ao litoral que são afetadas pela brisa?** Essa é a questão que norteia este trabalho. Para a faixa oceânica, a sua extensão pode ser deduzida dos mapeamentos globais realizados por Gille et al. (2003, 2005) utilizando dados de vento estimado por sensoriamento remoto (escaterômetros) e por análise de imagens de satélite no canal visível e infravermelho da NOAA e MSG por Teixeira (2008), como indicado na Figura 1.2. Para a faixa continental, não há um mapeamento desse tipo; assim, a sua extensão na costa do NNEB como um todo não é conhecida, embora haja alguns estudos para trechos específicos (MATOS; COHEN, 2014; SANTOS et al., 2012; PLANCHON et al., 2006; BARRETO et al., 2002; GOMES FILHO et al., 1990; ROCHA; LYRA, 2000; COSTA; LYRA, 2012). O objetivo geral do presente trabalho consiste em preencher essa lacuna.

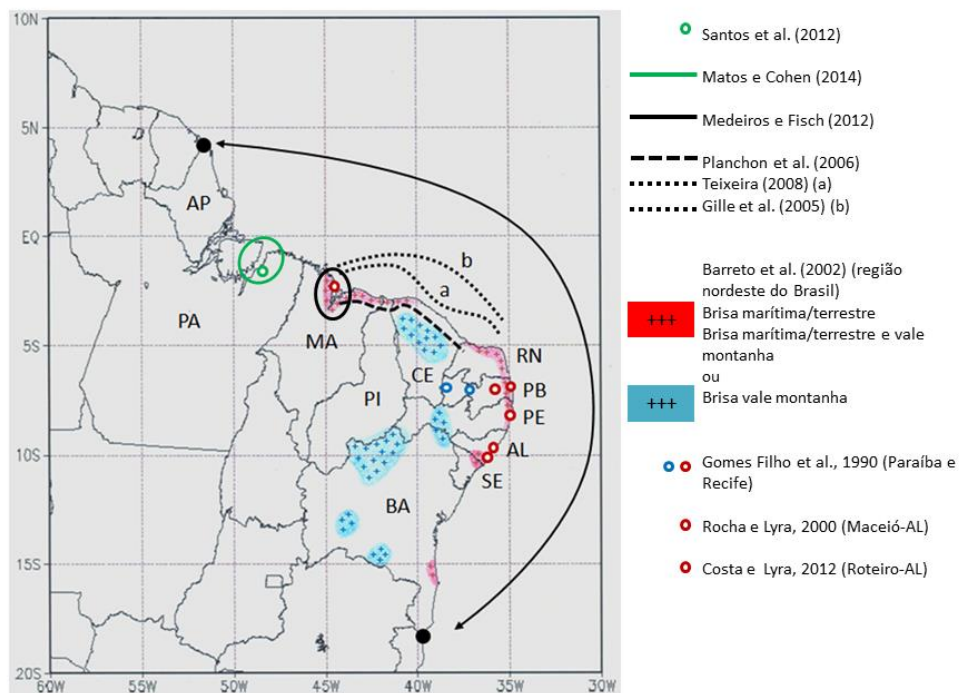


Figura 1.2 – Mapa com síntese de alguns trabalhos observacionais sobre brisa para costa do NNEB.

¹ Ao longo deste trabalho, o termo “ciclo diário” refere-se ao período de 24 h e engloba o período diurno (radiação solar presente no local) e noturno (ausente). O termo “intradário” refere-se a período maior que 1 h e menor que 24h.

O esforço de mapeamento esbarra, já no início, na carência de uma rede observacional densa com dados históricos de qualidade desde o litoral até o interior do continente (entendido como algumas centenas de quilômetros do litoral). Para uma determinação precisa da extensão da faixa continental afetada pela brisa, o ideal é que o espaçamento entre os locais de coleta de dados seja na ordem de alguns quilômetros. Por exemplo, dados horários de vento no NEB para um período relativamente curto do ponto de vista climatológico (5 anos) foram utilizados no estudo de Barreto et al. (2002), mas o espaçamento da rede, de cerca de 50 km nas regiões com maior densidade de estações, não seria suficientemente fino para seguir a penetração da brisa marítima continente adentro. Além disso, há a dificuldade de obter dados meteorológicos históricos no Brasil, a falta de controle de qualidade dos dados disponíveis e a ocorrência de grandes lacunas nas séries (BRITO, 2013). Essas dificuldades motivam a escolha de outros materiais para realizar o mapeamento.

Recentemente, uma nova geração de dados de reanálise – o *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA et al., 2010) – tornou-se disponível. Além das características importantes e comuns aos dados de reanálise, como a cobertura global, continuidade temporal e disponibilidade (ALVES; OYAMA, 2012), os dados do CFSR possuem maior resolução espacial (espaçamento horizontal de 0,5° ou ~50 km) e frequência (dados horários). Embora esse espaçamento horizontal não permita a representação precisa das brisas, como mencionado anteriormente (e também particularmente brisas que afetam regiões estreitas, com algumas dezenas de km), a frequência horária dos dados é perfeitamente adequada, e o período que o conjunto de dados abrange (1979-presente) permite a obtenção de uma climatologia de 30 anos – essa é a principal vantagem em relação à rede observacional utilizada por Barreto et al. (2002). Assim, o conjunto de dados do CFSR é adotado neste trabalho.

Devido à limitação referente ao espaçamento horizontal, os dados do CFSR permitem mapear as áreas com o que é chamado neste trabalho de **potencial de brisa**. Brisa e potencial de brisa referem-se a dois processos fisicamente próximos, mas distintos na escala: horizontalmente, enquanto a brisa se expande, estendendo-se por dezenas de quilômetros, o potencial de brisa refere-se a uma nebulosidade quase-estacionária sobre uma faixa de centenas de quilômetros (Figura 1.2; esse padrão é confirmado

posteriormente no capítulo 4). Em ambos os processos, a forçante seria o gradiente térmico continente-oceano, e a fase do ciclo diário do vento no litoral seria também semelhante.

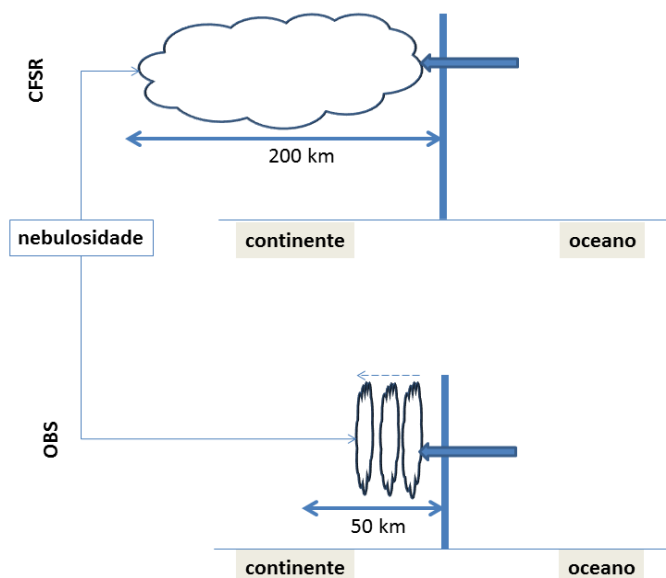


Figura 1.3 - Ilustração da diferença de nebulosidade entre potencial de brisa (painel superior) e brisa (*stricto sensu*, painel inferior). O potencial de brisa é obtido com os dados de reanálise do CFSR e se refere a uma nebulosidade semiestacionária que cobre algumas centenas de km do litoral. A nebulosidade associada à frente de brisa pode ser visualizada em imagens no canal visível (OBS), e a frente de brisa se propaga por dezenas de km. A seta indica o sentido do escoamento próximo à superfície.

O termo potencial de brisa é também utilizado neste trabalho para incluir uma limitação metodológica. A identificação da brisa *stricto sensu* demanda a existência de uma relação clara e numericamente coerente entre as mudanças intradiárias do vento e os gradientes de temperatura continente-oceano (supondo ausência de forçantes sinóticas transientes). No entanto, nem sempre essa relação é estatisticamente válida na costa do NNEB (PLANCHON et al., 2006). Assim, por simplicidade, muitos estudos têm se limitado a utilizar somente dados de vento em estudos sobre a brisa (GILLE et al., 2003). Nesses estudos, o termo potencial de brisa, como sinônimo de brisa *lato sensu*, seria mais adequado, pois, como salientado por Ferreira et al. (2006), a existência de um ciclo diário expressivo no vento é a condição necessária para a ocorrência de brisa.

Logo, o primeiro objetivo deste trabalho consiste em mapear as áreas com potencial de brisa na costa do NNEB utilizando os dados de vento da reanálise do CFSR.

Uma outra maneira de obter uma visão espacial da ação da brisa é utilizar imagens no canal visível, como do satélite GOES (resolução espacial de 1 km), para monitorar a formação e propagação das frentes de brisa, particularmente a frente de brisa marítima. Como feito por PLANCHON et al. (2006), de acordo com a Figura. 6.5. A extensão das áreas afetadas pela brisa pode ser estimada pela máxima penetração da brisa. Nas regiões onde é possível discernir com maior clareza a frente de brisa, essa estimativa pode ser comparada às áreas com potencial de brisa. Além disso, a ocorrência de frentes de brisa próximas à foz dos rios, bem como no entorno das baías, pode ser identificada e analisada, enriquecendo a descrição das brisas na costa do NNEB. Logo, o segundo objetivo deste trabalho é estimar a extensão das áreas afetadas pela brisa na costa do NNEB (não somente no litoral, mas também próximo à foz dos rios e baías) pela penetração da frente de brisa marítima utilizando imagens no canal visível do satélite GOES.

Para descrever os aspectos dinâmicos e termodinâmicos da brisa com o nível de detalhe das imagens de satélite no canal visível, uma possibilidade é complementar os dados da rede observacional com as informações de *downscaling* dinâmico dos dados de reanálise (SOARES et al., 2012). Mesmo diante de vários estudos de modelagem de brisa para costa do NNEB (HERDIES, 1998; SOUZA et al., 2006; ALCÂNTARA; SOUZA, 2009; MELO et al., 2011; RAMOS da SILVA et al., 1996; COUTO et al., 2010; COUTO, 2013; ALMEIDA et al., 2011) percebe-se que existem lacunas a serem preenchidas (conforme Figura 1.4) e assim motiva-se a realização de *downscaling* dinâmico dos dados do CFSR para a costa do NNEB por meio de simulações em alta resolução utilizando o *Weather Research and Forecasting Model* (WRF) (SKAMAROCK et al., 2008). Como as informações do *downscaling* são úteis somente nos locais onde a brisa é bem representada, é necessário validar as simulações. Logo, o terceiro objetivo deste trabalho consiste em verificar até que ponto um *downscaling* dinâmico dos dados do CSFR para a costa do NNEB com o modelo WRF em alta resolução é capaz de representar os detalhes regionais das brisas.

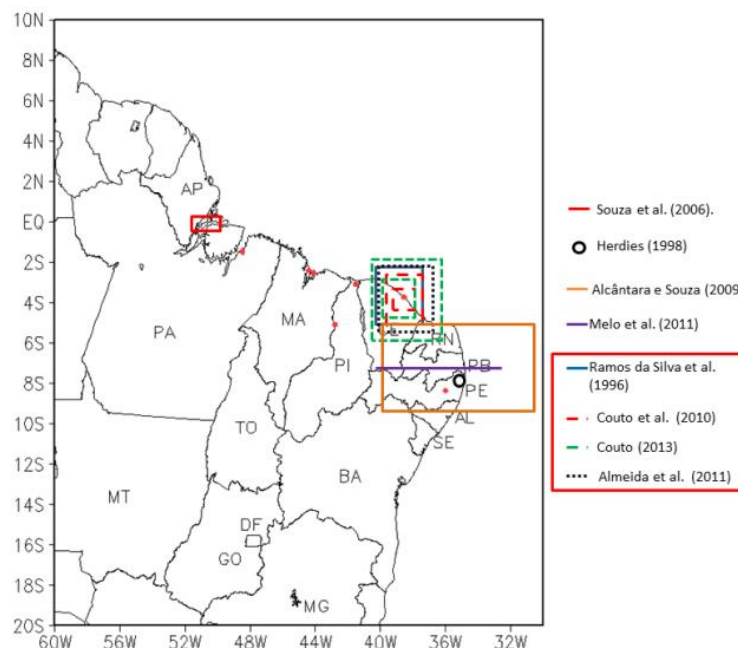


Figura 1.4 – Mapa com síntese de alguns trabalhos de modelagem sobre brisa para costa do NNEB.

Sumariando, este trabalho enfoca a brisa na costa do NNEB, e seus objetivos são:

- i. mapear as áreas com potencial de brisa utilizando os dados de vento da reanálise do CFSR;
- ii. estimar a extensão das áreas afetadas pela brisa pela penetração da frente de brisa marítima utilizando imagens no canal visível do satélite GOES;
- iii. verificar se um *downscaling* dinâmico dos dados do CFSR com o modelo WRF em alta resolução é capaz de representar os detalhes regionais das brisas.

O trabalho está organizado da seguinte forma. No capítulo seguinte (capítulo 2), faz-se a revisão bibliográfica sobre temas relacionados à brisa. No capítulo 3, realiza-se uma descrição da área de estudo, bem como se apresentam o material e os métodos utilizados no decorrer do trabalho. O mapeamento das áreas com potencial de brisa é feita no capítulo 4, e uma climatologia da ocorrência do potencial de brisa nessas áreas é feita no capítulo 5. Um estudo sobre as frentes de brisa marítima é feito no capítulo 6. Os resultados do *downscaling* com o modelo WRF estão apresentados no capítulo 7. Finalmente, as considerações finais e as sugestões de trabalho futuro estão apresentadas no capítulo 8.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Fatores que influenciam a extensão da brisa

Segundo vários estudos (WEXLER, 1946; DEFANT, 1951; ATKINSON, 1981; SIMPSON, 1994), a faixa continental afetada pela brisa marítima varia de 20 a 50 km em latitudes médias, e pode alcançar até 300 km em regiões tropicais (quando acopladas a outros sistemas). Quanto à extensão vertical, a circulação de brisa está normalmente confinada às camadas mais próximas à superfície, podendo chegar a alturas de algumas centenas de metros a pouco mais de 1 km; excepcionalmente, em algumas regiões tropicais, pode atingir até 2 km. A magnitude do vento associado à brisa pode atingir, em média, 5 m s^{-1} em latitudes médias e 7 m s^{-1} em regiões tropicais.

As brisas são mais frequentes e predominantemente observadas em regiões tropicais do que em altas latitudes devido o forte aquecimento radiativo, intensa convecção e fraca força de Coriolis (YAN; ANTHES, 1987). A intensidade da brisa é modificada por fatores locais e pelo escoamento médio de grande escala (ESTOQUE, 1961, 1962; CAVALCANTI, 1982). Dentre os fatores locais que influenciam a intensidade da brisa, há a topografia e o tipo de cobertura do litoral ao interior do continente (ASAI; MITSUMOTO, 1978; ATKINSON, 1981; MIAO et al., 2003; KALA et al., 2010), o formato da linha costeira (McPHERSON, 1970; SIMPSON, 1994; BAKER et al., 2001) e a presença de corpos d'água, como baías e foz de rios, nas proximidades do litoral (NEUMAN; MAHRER, 1971, 1974, 1975; OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1993; SIMPSON, 1994).

A topografia pode provocar levantamento adicional de ar úmido associado à brisa marítima, favorecendo os processos convectivos sobre o continente. Se a temperatura da região montanhosa for semelhante à da planície costeira, a circulação de brisa é intensificada. Caso contrário, se já houver nuvens sobre a região inclinada a brisa ficará confinada à planície costeira (ASAI; MITSUMOTO, 1978; ATKINSON, 1981; MIAO et al., 2003). A presença de vegetação pode diminuir o contraste de temperatura continente-oceano, o que reduz a intensidade da brisa (ATKINSON, 1981). Miao et al. (2003), utilizando o modelo atmosférico não hidrostático tri-dimensional RAMS,

examinaram o impacto da degradação da vegetação na brisa marítima no leste da Espanha. Com a mudança da superfície, o fluxo em direção ao continente é intensificado, assim como o escoamento de retorno. O fluxo também pode alcançar extensão maior em direção ao interior do continente. Os resultados também mostram modificação da evolução temporal da brisa, resultando em um início precoce e término tardio. O estudo destaca a importância de informações detalhadas do uso da terra para modelar a brisa marítima em terrenos complexos. Kala et al. (2010) utilizaram o modelo RAMS em um estudo de brisa na Austrália e encontraram resultados semelhantes ao trabalho anterior em relação à mudança na cobertura da superfície para um tipo mais degradado. Por outro lado, no experimento com a vegetação restabelecida e o aumento da umidade do solo, a brisa tornou-se mais fraca, rasa, com uma propagação para o interior do continente menor e com período de duração mais curto.

Simulações idealizadas mostram que linhas costeiras convexas apresentam forte convergência e maior movimento vertical ascendente na brisa marítima, e linhas costeiras côncavas apresentam divergência (MCPHERSON, 1970; PIELKE, 1974; BOYBEYI; RAMAN, 1992; BAKER et al., 2001) (Figura 2.1). Segundo Simpson (1994), as zonas de convergência são comuns nas proximidades de baías, penínsulas e foz de rios, que são áreas com linhas costeiras na maioria convexas.

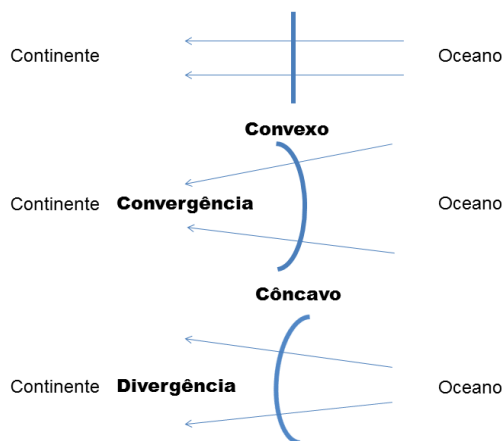


Figura 2.1 - Ilustração dos efeitos da concavidade das linhas costeiras.

Fonte: Adaptado de Simpson (1994)

Da mesma forma que a brisa costeira, a diferença de temperatura entre o continente e os corpos d'água pode gerar as brisas lacustres e fluviais. Se os corpos d'água estiverem

próximos à costa, pode haver superposição entre a brisa costeira e esses outros tipos de brisas. Oliveira e Fitzjarrald (1993) comprovaram a existência da brisa fluvial na Amazônia com extensão horizontal em torno de 20 km para o interior do continente e extensão vertical até os primeiros 500 m. A brisa fluvial possui o sentido floresta/rio durante a noite e início da manhã, revertendo o sentido (rio/floresta) durante a tarde e início da noite. Naturalmente, esses processos são mais intensos nas regiões em que a largura do rio é maior (~20-40 km).

Nogueira (2008) apontou a influência da brisa (fluvial ou lacustre) como um dos possíveis elementos que contribuem para a origem dos jatos de baixos níveis sobre a região de Caxiuanã, na Amazônia Oriental. A presença de grandes rios na região e da baía de Caxiuanã, a qual possui um formato semelhante a um lago (largura de ~10 km), facilita a convergência nas suas margens em direção a superfície continental. Esta convergência é iniciada naturalmente todos os dias no final da tarde e/ou início da noite, devido a diferença de temperatura entre a copa da floresta (mais frio) e a água da baía (mais quente), caracterizando a brisa terrestre (outra fase da brisa lacustre).

2.2. Estudos de brisa para costa do NNEB

Nesta seção, apresentam-se os estudos de brisa para a costa do NNEB, ou para seus trechos. Embora seja considerado um importante sistema local em toda a costa do NNEB, que afeta não somente o tempo, mas também o clima da região, não há um capítulo dedicado à brisa no livro “Tempo e Clima no Brasil” (CAVALCANTI et al., 2009), que é um texto de referência sobre os sistemas meteorológicos que atuam no Brasil. Por isso, a revisão apresentada aqui é relativamente longa. Inicialmente, os trabalhos que abordam toda a costa, ou as costas leste ou norte, são mostrados; então, seguem-se os trabalhos para locais ou trechos específicos.

2.2.1. Costa leste e/ou norte

O trabalho de Kousky (1980) foi um dos primeiros a mostrar que o ciclo diário de precipitação na costa do NNEB poderia ser explicado pela brisa. O ciclo diário de precipitação é diferente para a costa leste e a costa norte do Brasil. Na costa leste,

durante todo o ano, ocorre um máximo noturno de precipitação (21-09 HL); na costa norte, ocorre um máximo noturno de janeiro a abril, e um máximo diurno (15-21 HL) de maio a setembro. Essas características poderiam ser explicadas pela interação entre o escoamento médio em baixos níveis (850 hPa) e a circulação de brisa.

Na costa leste em todo o ano, e na costa norte de janeiro a abril, o escoamento médio é *onshore* (do oceano para o interior do continente) e, portanto, oposto à brisa terrestre. Assim, durante a madrugada, com a intensificação da brisa terrestre, ocorreria a formação de uma zona de convergência sobre o mar e próximo à costa, e as nuvens sobre essa zona seriam advectadas pelo escoamento médio (*onshore*) para o litoral, produzindo o máximo de precipitação no final da madrugada ou início da manhã. Na costa norte, de maio a setembro, o máximo diurno seria explicado pela brisa marítima. No litoral, a brisa marítima formar-se-ia durante a tarde, e as nuvens convectivas intensificar-se-iam durante a propagação desde o litoral ao interior do continente. Como, no litoral, a maior parte das nuvens teria menor extensão vertical, o máximo de precipitação ocorreria no interior do continente no final da tarde ou início da noite, quando as nuvens atingiriam o estágio maduro. No artigo, apesar da brisa ser utilizada para explicar o ciclo diário de precipitação, o ciclo diário do vento não foi abordado.

Para verificar se as explicações de Kousky (1980) envolvendo a brisa estariam corretas, Franchito (1982) desenvolveu um modelo não-linear, bidimensional, de equações primitivas, simples, mas realista para estudar por meio de experimentos numéricos a importância do contraste térmico continente-oceano na intensidade das circulações locais no Nordeste brasileiro. Na costa leste, os maiores valores de precipitação mostrados em junho tiveram grande relação com a intensidade da brisa terrestre simulada. A brisa marítima mais intensa ocorreu no mês de fevereiro, outubro e dezembro, quando o contraste térmico continente-oceano é maior durante o dia. Os resultados do trabalho mostraram que a brisa terrestre tem um papel importante na precipitação da costa leste do NEB, além de evidenciar que as circulações de brisa tornam-se mais intensas quando interagem com as circulações do tipo vale/montanha.

Cavalcanti (1982) investigou a influência dos sistemas de grande escala nas linhas de instabilidade da costa norte do Brasil, que se iniciariam sob influência da brisa marítima

como sugerido por Kousky (1980). A autora verificou que há uma associação entre a posição latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a localização das linhas de instabilidade. Os sistemas sinóticos, associados a movimentos ascendentes sobre amplas regiões, geralmente provocam o aumento da atividade convectiva quando associados aos sistemas de ventos locais, como a brisa.

Barreto et al. (2002) estudaram o ciclo diário do vento medido em estações de superfície distribuídas no Nordeste brasileiro (Figura 1.2). O trabalho possui o mérito de se basear em medições horárias diretas, embora o período de dados seja de somente 5 anos. A direção do escoamento médio anual na costa do NEB varia de sudeste (costa leste) a nordeste (costa norte). Na faixa litorânea, as mudanças na magnitude e/ou direção do vento ao longo do dia podem ser explicados, em geral, pela interação entre o escoamento médio (alísios) e a brisa. Por exemplo, durante o dia (noite), a brisa e o escoamento médio atuam no mesmo sentido (em sentidos opostos), o que intensificaria (enfraqueceria) o vento. Esse enfraquecimento noturno vai ao encontro do mecanismo proposto por Kousky (1980) para explicar o máximo de chuva durante o final da madrugada ou início da manhã na faixa litorânea. No interior do continente, embora a possível influência da brisa marítima possa ser notada, outros fatores, como a circulação vale-montanha, podem afetar o sinal do vento. Devido à distância média de 0,5 a 1° (~50-100 km) entre as estações, não é possível determinar de forma mais precisa a extensão da faixa da costa do NNEB sob influência da brisa marítima.

Herdies (1998) mostrou que o modelo regional RAMS é capaz de reproduzir muito bem os efeitos de brisa marítima/terrestre e vale/montanha no leste do NEB (Figura 1.4). A inclusão de um vento médio faz com que o movimento vertical, que pode ser associado à convecção, desloque-se mais para o interior do continente devido ao efeito advectivo.

Gille et al. (2003, 2005) analisaram a extensão da brisa sobre os oceanos utilizando dados de vento estimados de sensoriamento remoto (escaterômetros QuikSCAT e/ou ADEOS-II) (Figura 1.2). Em relação à brisa marítima, como o critério de reversão dos ventos foi utilizado, não haveria influência da brisa marítima sobre o oceano em toda a costa do NNEB. Esse resultado, obviamente, precisa ser tomado com cautela, pois nessa região a brisa está superposta aos alísios. Em relação à brisa terrestre, o fenômeno

afetaria toda a costa do NNEB com um padrão diferente para as costas leste e norte. Na costa leste, haveria um giro horário do vento do vento; na costa norte, em geral, o giro seria anti-horário, exceto no oceano próximo ao litoral do Maranhão, como observado por Medeiros e Fisch (2012).

2.2.2. Ceará

Planchon et al. (2006) identificaram as frentes de brisa marítima sobre o litoral cearense em imagens no canal visível do satélite GOES-8 durante a estação seca (setembro a dezembro) de 2000 (Figura 1.2). As frentes de brisa marítima ocorreram claramente no período e se deslocaram, em média, 100 km continente adentro. Não houve uma relação significativa entre a extensão da penetração das frentes de brisa e o contraste térmico continente-oceano (estimado de dados do canal infravermelho), embora em média a extensão aumente com o aumento da diferença de temperatura entre continente e oceano.

Teixeira (2008) identificou as frentes de brisa terrestre sobre o oceano nas proximidades do litoral cearense em imagens dos satélites NOAA e MSG (Figura 1.2). A concavidade do litoral cearense leva à formação de uma frente de brisa terrestre no formato de um arco. A borda do arco, ao se deslocar para leste durante a madrugada, seguindo o escoamento médio, pode passar sobre Fortaleza, explicando o máximo de frequência de precipitação na cidade entre a madrugada e o início da manhã. Durante a tarde, a frente de brisa marítima se forma e inicia o deslocamento para o interior do continente (PLANCHON et al., 2006), deixando Fortaleza na área de supressão de cúmulos, o que explica o mínimo de frequência de precipitação na cidade nesse horário. O trabalho também mostra como a convecção é intensificada quando a brisa terrestre interage com outros sistemas, como os alísios e ondas de leste, levando a chuvas mais intensas.

As brisas marítima e terrestre sobre a região de Fortaleza podem ser bem simuladas por modelos regionais. Ramos da Silva et al. (1996) realizaram um estudo numérico utilizando modelo RAMS para o período do experimento EMAS-I (Experimento de Mesoescala na Atmosfera do Sertão, 24/03/95-05/04/95) (Figura 1.4). O estudo mostra que o emprego do aninhamento de grades (2 grades com 20 e 5 km de espaçamento) é

necessário para que as simulações representem realisticamente o ciclo diário do vento em Fortaleza (pela melhor representação da influência do escoamento médio nas circulações locais) e confirma a explicação de Kousky (1980) para a precipitação matinal em Fortaleza. Também utilizando o RAMS, Couto et al. (2010) mostraram que as simulações em alta resolução (3 grades aninhadas de 12,5 km, 2,5 km e 0,5 km) para ago-2008 e mar-2009 foram capazes de representar a brisa terrestre, mas não a marítima. Almeida et al. (2011), utilizando o modelo BRAMS, realizaram simulações em alta resolução (2 grades aninhadas de 10 e 2 km de espaçamento) para o período do experimento CHUVA em Fortaleza (29/03/2011-29/04/2011) (Figura 1.4). O estudo mostra que as brisas marítima e terrestre foram bem representadas à superfície, estenderam-se verticalmente até 500 m e 150 m, respectivamente, e ambas não apresentaram corrente de retorno. Também para o período do CHUVA, Couto (2013) realizou simulações em alta resolução (4 grades aninhadas de 27 km, 9 km, 3 km e 1 km de espaçamento) com os modelos RAMS, BRAMS e WRF (Figura 1.4). Em relação às observações em Fortaleza, o WRF representou melhor a magnitude e direção do vento, enquanto o BRAMS e RAMS representaram melhor a temperatura e a pressão atmosférica. As simulações com o WRF e BRAMS representaram não somente as brisas marítima e terrestre, mas também a ilha de calor urbana em Fortaleza.

2.2.3. Paraíba

Estudos observacionais sugerem que o ciclo diário do vento em João Pessoa e cidades do interior da Paraíba, como Campina Grande, sofrem a influência da brisa (GOMES FILHO et al., 1990; BENTO; CAVALCANTI, 1994; NÓBREGA et al., 2000) (Figura 1.2). Em João Pessoa, a intensificação da magnitude do vento ocorre no final da tarde, coerentemente com a atuação da brisa marítima; no interior, a brisa marítima oriunda do litoral – não necessariamente de João Pessoa, mas de Recife – interage com as circulações vale-montanha e ambos influenciam o regime de vento no início da noite. Para Campina Grande, o pronunciado ciclo diário do vento observado não é representado por dados de reanálise em baixa resolução (SILVA; GANDU, 1998), o que mostra a necessidade de resoluções finas para representar a brisa na região.

Considerando a circulação de brisa como um escoamento estacionário e cíclico entre dois pontos A e B (máquina térmica), a diferença de pressão entre esses pontos poderia ser determinada teoricamente a partir da diferença de temperatura. Essa possibilidade foi testada por Alcântara e Souza (2009) para João Pessoa (ponto A). Simulações com o modelo RAMS mostraram boa concordância entre os dados de vento e temperatura em João Pessoa. A teoria foi testada utilizando as saídas do RAMS para o ponto B, localizado no oceano. Os resultados mostram que a teoria foi capaz de representar a diferença de pressão entre os pontos A e B, confirmando que João Pessoa deve ser fortemente influenciada pela circulação de brisa.

Melo et al. (2011) utilizaram o modelo RAMS para simular a circulação de brisa marítima no Estado da Paraíba (Figura 1.4). Os resultados numéricos mostraram que, às 18 HL, um escoamento de leste nos níveis mais próximos à superfície se estendeu do oceano até a Serra da Borborema, com um núcleo de $2,5 \text{ m s}^{-1}$ no litoral; sobre a serra, formou-se convecção profunda, demarcando a posição da frente de brisa marítima. Às 24 HL, ou seja, 6 horas após, a frente de brisa marítima encontrou-se mais no interior do continente, entre as Serras da Borborema e de Teixeira, ou seja, mais de 400 km distante do litoral. Logo, acoplada à convecção, a frente de brisa marítima pode atingir distâncias consideráveis do litoral.

2.2.4. Alagoas

O trabalho de Costa e Lyra (2012) apresenta o comportamento médio do vento a 30 m de altura medido por torres anemométricas instaladas em sítios do Estado de Alagoas (Figura 1.2). O período de dados é de dez-2007 a nov-2008. Para o sítio de Roteiro, localizado no litoral alagoano, o ciclo diário médio sugere a atuação da brisa na direção zonal: durante o dia, a composição vetorial entre a brisa marítima (de leste) e o vento médio (de leste-sudeste) resultaria em um vento de leste mais intenso; durante a noite, a composição vetorial entre a brisa terrestre (de oeste) e o vento médio resultaria em um vento de sudeste menos intenso. Embora não tenha abordado especificamente o fenômeno de brisa, o artigo é um dos poucos que mostra o ciclo diário médio do vento para uma localidade litorânea da costa leste do NEB.

Rocha e Lyra (2000) estudaram a brisa em Maceió utilizando dados de vento para o ano de 1997 (Figura 1.2). Em média sazonal, a magnitude do vento é maior no verão ($2,6 \text{ m s}^{-1}$) que no outono/inverno ($1,9 \text{ m s}^{-1}$); a direção é de nordeste no verão (89% de persistência), e de leste no outono/inverno (72% de persistência). Na escala diária, a magnitude e a direção do vento foram fortemente influenciadas pela brisa (marítima e terrestre). Durante o dia, a brisa marítima se soma aos ventos alísios e ocorre intensificação da magnitude do vento. As brisas terrestres foram mais intensas no verão. A maior frequência de brisas ocorreu em abril.

Lemes et al. (2006) e Ferreira et al. (2006) analisaram o vento de superfície em Maceió para o ano de 2004. Lemes et al. (2006) apresentaram uma definição de brisa baseada na persistência, orientação e presença de oscilações com períodos de 24 horas em espectros de amplitude, e mostraram, por meio desses três critérios, a existência e ocorrência das brisas marítima e terrestre claramente nos meses da estação chuvosa da região. Ferreira et al. (2006) mostraram que oscilações com períodos em torno de 24 horas (ciclo diário) estão presentes o ano inteiro e analisaram a sua variabilidade intra-anual para 2004.

2.2.5. Centro de Lançamento de Alcântara

No Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), localizada no litoral maranhense, o vento nos níveis atmosféricos mais baixos mostra claramente um ciclo diário (MAGNAGO et al., 2010). Em média, da noite ao dia, o vento torna-se mais intenso e gira no sentido horário (por exemplo, de nordeste para leste). As variações de magnitude são na ordem de $2-3 \text{ m s}^{-1}$; as de rotação, inferiores a 45° , e não há reversão do sentido do vento (PEREIRA et al., 2002; MEDEIROS; FISCH, 2012). Uma característica importante é que o vento meridional de norte é claramente mais intenso (fraco) durante o dia (noite).

Na estação seca, o vento em média é mais intenso e pode se tornar um fator impeditivo ao lançamento de foguetes (MARQUES; FISCH, 2005). As mudanças da direção e magnitude do vento nessa estação, que são importantes para a Meteorologia Aeroespacial, podem estar associadas ao acoplamento de diversos fatores, tais como brisa marítima, ventos alísios e escoamento médio em baixos níveis (FISCH, 1999;

GISLER et al., 2011; MEDEIROS; FISCH, 2012; MEDEIROS et al., 2013). Apesar de mencionada em diversos estudos, ainda não há uma descrição mais detalhada de como a brisa se desenvolve na região (Figura 1.2).

2.2.6. Belém

Santos et al. (2012) obtiveram o ciclo diário médio de precipitação e magnitude/direção do vento à superfície para o trimestre chuvoso (FMA) e menos chuvoso (SON) em Belém, PA (Figura 1.2). Em ambos os trimestres, a precipitação concentrou-se no final da tarde ou início da noite, quando ocorreu um giro horário do vento de NE para SE/SO e um aumento da sua magnitude. A direção do vento e sua relação com a precipitação foi demonstrada estatisticamente por meio da análise de componentes principais. Os autores sugerem que o giro horário do vento de NE para SE/SO estaria relacionado à ocorrência das brisas marítima e lacustre.

Camponogara (2012), analisando os extremos de precipitação diária e a estrutura vertical da atmosfera em Belém-PA, aponta a brisa marítima como um dos elementos importantes na modulação do regime de precipitação na região. Ferreira et al. (2014) ao analisar o ciclo horário da precipitação no leste da Amazônia, durante o período chuvoso (JAN-ABR) mostraram em Belém valores de precipitação próximos a zero desde a madrugada até o meio da tarde, e picos ao final deste período e no início da noite. Deste modo, a probabilidade de ocorrência de precipitação durante a manhã e no início da tarde é muito baixa. A partir das 1800 UTC (1500 HL), o aquecimento superficial e a circulação de brisa no litoral deixa a atmosfera favorável à formação de nuvens com topos elevados, aumentando a probabilidade de ocorrência de precipitação, especialmente na forma de pancadas.

Loureiro et al. (2014) analisaram os eventos extremos de precipitação ocorridos no ano de 2009 em algumas cidades do Estado do Pará, inclusive Belém. Os resultados mostram que a maioria dos eventos extremos ocorreu na estação chuvosa, sendo devido a três principais sistemas meteorológicos, a ZCIT, a interação desta com a Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e as Linhas de Instabilidade (LI) poderiam estar associados à brisa, seguindo o sugerido por Cavalcanti (1982).

Matos e Cohen (2014) analisaram um sistema convectivo formado próximo à cidade de Belém (Figura 1.2), ocorrido durante a campanha do projeto CHUVA. Os autores denominaram este sistema por Microlinha de Instabilidade Fluvial devido a sua formação estar associada a circulação de brisa fluvial, proveniente da Baía do Marajó. Nos horários posteriores, observa-se a propagação da microlinha para oeste, e o aumento de sua intensidade sobre a Baía do Marajó até alcançar a ilha do Marajó.

2.2.7. Amapá

Souza et al. (2006) analisaram um episódio de tempestade severa ocorrida na cidade de Macapá, no Estado do Amapá, no dia 27 de fevereiro de 2006 (Figura 1.4). Simulações realizadas utilizando o modelo atmosférico de mesoescala BRAMS foram analisadas a fim de identificar os principais mecanismos formadores da tempestade que deu origem ao fenômeno. Os resultados numéricos mostram a formação de uma célula convectiva concordando com as imagens do radar do aeródromo de Macapá. Os autores sugerem que as circulações locais do tipo brisa tiveram um importante papel na convecção e na instabilidade atmosférica, aumentando a convergência em superfície e advectando umidade para o continente, alimentando o ambiente para a formação da tempestade.

2.3. Metodologias de identificação da brisa

A identificação da brisa em regiões costeiras esbarra na dificuldade relacionada à obtenção de informações meteorológicas de superfície. Assim, nota-se na literatura que as técnicas de identificação variam de acordo com a região de estudo e a disponibilidade de informações meteorológicas (MILLER et al., 2003).

Estudos observacionais identificam a ocorrência da brisa marítima usualmente a partir de algumas variáveis: temperatura continental, diferença de temperatura entre continente e oceano, vento (magnitude e direção), magnitude do vento sinótico ou a combinação dessas variáveis (SIMPSON, 1994; MILLER et al., 2003). Por exemplo, Watts (1955), para ilha de *Thorney* (Reino Unido), notou que a brisa marítima pode se desenvolver se a diferença da temperatura continente-oceano for em torno de 2°C. Borne e Nunes (1998), para a costa oeste da Suécia, consideram como condição

necessária para a ocorrência de brisa que a máxima diferença diária de temperatura entre continente e oceano deve ser maior que 3°C. Outro critério utilizado no estudo foi considerar a mudança na direção do vento em superfície no período de 24 horas. Furberg et al. (2002) utilizaram dados horários de magnitude e direção do vento de 12 estações na região costeira da Sardenha (Itália), e mostraram as características do vento e a mudança do sentido do escoamento (do continente para o oceano ou vice-versa) ao longo do dia como variáveis importantes para a identificação da brisa.

Biggs e Graves (1962) desenvolveram um índice de brisa, aplicado originalmente a brisas lacustres, que agrega as informações de vento e do contraste de temperatura continente-oceano. Esse índice é muito utilizado na identificação da brisa e na validação de novos métodos (STEYN; FAULKNER, 1986; BANFIELD, 1991; PORSON et al., 2007). O limiar do índice para ocorrência de brisa varia bastante entre os estudos.

Outra técnica de identificação de brisa com caráter observacional consiste na análise estatística das séries temporais das componentes do vento. As técnicas estatísticas incluem o uso de filtros para remoção do escoamento de grande escala, a análise de Fourier (FERREIRA et al., 2006) e o uso da transformada de ondeletas (HOLANDA et al., 2006, ZHANG et al., 2009). Nas análises de Fourier e de ondeletas, o pressuposto básico é que a brisa está associada à concentração da potência no ciclo de 24 h (condição necessária para brisa). Enquanto a análise de Fourier é utilizada para verificar a predominância do ciclo de 24 h em relação às demais variabilidades considerando toda a extensão da série, a análise de ondeletas permite a localização temporal dos eventos de ocorrência de brisa, que podem estar em fase (ou não) com fenômenos de outras escalas.

Os padrões regionais da brisa marítima podem também ser estudadas por meio da identificação da frente de brisa em imagens de satélite de alta resolução (DAMATO et al., 2003; AZORIN-MOLINA et al., 2009). As frentes de brisa são definidas como linhas de nuvens paralelas à linha costeira, e a largura da zona com supressão de cúmulos depende diretamente da propagação da frente de brisa (SIMPSON, 1994). As imagens de satélite no canal visível (VIS) e infravermelho (IR) são ferramentas poderosas para observar a localização e intensidade da convecção associada às frentes de brisa (CONNELL et al., 2001). Uma boa frequência temporal das imagens e a

ausência de uma nebulosidade de grande escala persistente sobre a área costeira de interesse são necessárias para que a brisa marítima possa ser identificada por essa metodologia.

2.4. Simulações da brisa com modelos regionais

Para estudar os processos físicos envolvidos na circulação de brisa, vários trabalhos recentes têm realizado simulações numéricas em alta resolução com modelos regionais. Os resultados de simulações desse tipo seriam, em tese, capazes de complementar as informações observacionais (da rede de estações ou de sensoriamento remoto). Nesta seção são mostrados alguns desses trabalhos, complementando os estudos para costa do NNEB citados na seção 2.2.

Vishnu et al. (2014) mostraram que modelo WRF 3.3 com resolução de 3 km, aninhado a grades com resolução de 9 e 27 km, simula razoavelmente bem a variabilidade dos ventos de superfície na região costeira da Índia. O ciclo da brisa continente-oceano é simulado realisticamente quando comparado à observação.

Azorin-Molina (2015) verificaram, com o uso do modelo HIRLAM (configurado no modo hidrostático, com 2,5 km de resolução horizontal e 60 níveis sigmas), que as camadas de inibição da convecção são erodidas por frentes de brisa marítima. Neste estudo, mostra-se também que a localização de tempestades ao longo da costa leste da Península Ibérica é parcialmente controlada pelas frentes de brisa marítima.

Chen et al. (2015), usando o modelo *Down-Scaling Simulation System* (DS³), mostraram em uma simulação de altíssima resolução (resolução de poucos metros) a representação realista da brisa marítima sobre uma área urbana (Sendai, Japão). Neste estudo, salienta-se que, além da resolução do modelo, as características da região e a forma da linha costeira são condições geográficas importantes para obter uma boa simulação numérica da brisa.

Steele (2015), utilizando o modelo WRF versão 3.3.1 com configuração de 3 grades com interação bidirecional (*two-way*) aninhadas (27, 9 e 3 km), verificou através da

simulação de eventos de brisa sobre a região costeira com diferentes orientações que cada linha costeira pode ser importante para influenciar a climatologia de vento da região costeira de *North Norfolk* e *East Norfolk* (Europa) como um todo.

Logo, os trabalhos mostrados, bem como os estudos numéricos realizados para a costa do NNEB (seção 2.2), indicam que a simulação numérica em alta resolução teria o potencial de representar as brisas realisticamente. Essa possibilidade, no entanto, precisa ser verificada para cada região de interesse, pois os domínios tendem a se tornar progressivamente menores com o aumento da resolução (para que o tempo computacional não seja excessivo).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de estudo

A área de estudo consiste nas regiões costeiras do Norte e Nordeste brasileiro, a costa do NNEB, que se estende do litoral do Amapá até o litoral da Bahia. A costa do NNEB é dividida em região costeira orientada meridionalmente (compreende a costa do Amapá e a costa leste do NEB), e a região costeira orientada zonalmente (compreende a costa norte do Brasil) (Figura 3.1).

A área de estudo inclui o chamado litoral amazônico², localizado entre a foz do Oiapoque (AP) e o Maranhão ocidental. O litoral amazônico caracteriza-se por um desenho complexo da costa, que inclui a foz do Rio Amazonas, canais, pequenos lagos, manguezais, ilhas, rios e muitas baías. As Figuras 3.2 e 3.3 mostram os corpos d'água nas regiões costeiras do Pará e do Maranhão, respectivamente, e ilustram essa complexidade.

Segundo Reboita et al. (2010), o regime climático da área de estudo corresponde ao “regime 6” (R6). As regiões afetadas por este regime são o norte da região norte do Brasil e o litoral do nordeste brasileiro. Nestas regiões, os máximos de precipitação ocorrem no primeiro semestre do ano, sendo que no norte do Norte brasileiro o total anual é superior a 2000 mm, enquanto que no litoral do Nordeste brasileiro pode chegar a 1500 mm. O principal sistema atmosférico de grande escala atuante na região sob R6, e responsável pelo máximo sazonal de precipitação é a ZCIT (HASTENRATH; HELLER, 1977). Em escala local, um processo importante para a precipitação é o aquecimento radiativo da superfície, que instabiliza as camadas mais baixas da troposfera. A atividade convectiva também inclui o desenvolvimento de sistemas convectivos de mesoescala, que podem causar precipitação intensa (SILVA et al., 1994; GOMES FILHO; SOUZA, 1994; MELLO et al., 1996; MOURA et al., 1996; VITORINO et al., 1997). Como as regiões são costeiras, outro processo importante é a brisa (Cf. capítulo 2). A convecção induzida pela brisa marítima e a sua interação dos alísios podem gerar linhas de instabilidade que adentram o continente (CAVALCANTI,

² <http://brasilchannel.com.br/brasil/index.asp?area=litoral>

1982; COHEN et al. 1989; ALCÂNTARA et al., 2011; OLIVEIRA; OYAMA, 2015). No litoral leste do Nordeste brasileiro, também atuam frentes frias (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009), distúrbios ondulatórios de leste (MACHADO et al., 2009) e vórtices ciclônicos de altos níveis (FERREIRA et al., 2009). O Sistema de Alta Pressão do Atlântico Sul (ASAS) é outro sistema atmosférico que, dependendo da posição, pode favorecer ou não a precipitação no litoral do nordeste do Brasil. A precipitação é favorecida quando o ASAS está deslocado para sul de sua posição climatológica e próximo ao continente sul-americano, pois os ventos do setor norte deste sistema podem intensificar os ventos de sudeste/leste que chegam no litoral nordestino e, assim, contribuir para o maior transporte de umidade do oceano para o continente (MOSCATI, 1991; MOSCATI; GAN, 2007).

A costa norte apresenta uma homogeneidade espacial onde a temperatura anual média varia entre 26 e 28°C (MARENGO; NOBRE, 2009). Na costa leste, a temperatura média anual fica entre 24 e 26°C (KAYANO; ANDREOLI, 2009). Em relação ao vento à superfície, para algumas localidades da costa norte, como Belém-PA, a média anual é de 1,5 m s⁻¹, com um pequeno acréscimo nos meses com menor pluviosidade (setembro, outubro e novembro), e a direção predominante é de leste (abril-agosto) e de nordeste (setembro-março) (BASTOS et al., 2002). Em Alcântara-MA, o vento predominante é de leste até aproximadamente 5 km de altitude, com velocidades em torno de 7 a 8 m s⁻¹ nos níveis entre 1 e 3 km. Na estação seca (mês de setembro) observa-se uma maior magnitude do vento. O vento é predominantemente de leste até aproximadamente 8 km de altitude, com velocidades em torno de 7 a 9 m s⁻¹. O vento é bem intenso na camada mais baixa (até 2 km), com velocidades máximas entre 10 e 15 m s⁻¹, apresentando uma pequena rotação para sudeste (FISCH, 1999). Segundo Silva et al. (2010), em Fortaleza-CE, as médias mensais do ventos são, para o primeiro (segundo) semestre do ano, entre 3,6 e 5,0 m s⁻¹ (entre 5,3 e 6,6 m s⁻¹). A partir dos valores de velocidade média horária, nota-se que o ciclo diário do vento na região é bem definido e com amplitude diária próxima de 5 m s⁻¹, e as médias são maiores no período diurno, e menores no período noturno e início da manhã. Esse ciclo diário sugere a interação entre a circulação de grande escala (ventos alísios) e a circulação local (brisa marítima e terrestre). As velocidades máximas horárias ocorrem no intervalo de 1400 a 1700 UTC (entre 6,6 e 8,3 m s⁻¹) e as mínimas entre 0700 e 0900 UTC (entre 1,6 e 3,3 m s⁻¹). Segundo as

normais climatológicas do Brasil (INMET, 1992) a direção do vento predominante em Fortaleza é de nordeste (novembro a dezembro), de leste (fevereiro a abril) e de sudeste (maio a agosto).

Na costa leste do NEB, a velocidade do vento em 1000 hPa é em torno de $4-5 \text{ m s}^{-1}$ em quase todos os meses do ano. A direção predominante do vento varia com a estação do ano: na primavera e no verão, a direção predominante é de sudeste-leste; no inverno, a direção que prevalece é a de sudeste (SANTOS et al., 2004).

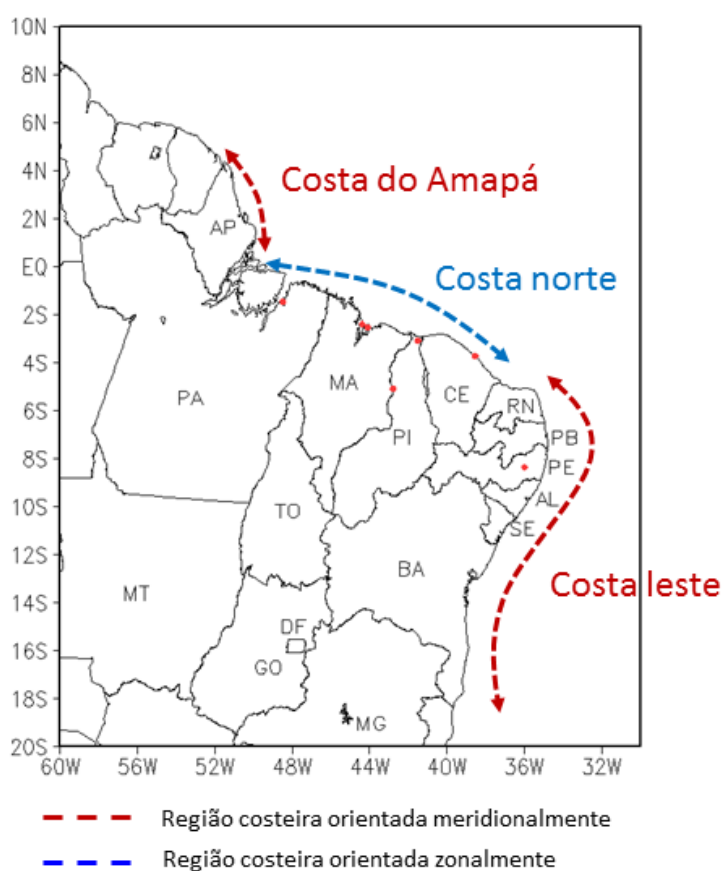


Figura 3.1 - Ilustração da área de estudo. Os pontos vermelhos referem-se a localidades que são mencionadas no decorrer do trabalho (de norte para sul: Belém-PA, Alcântara-MA, São Luís-MA, ponto no litoral do Piauí, Teresina-PI, Fortaleza-CE e ponto no interior de Pernambuco). A localização mais precisa de Alcântara-MA e São Luís-MA encontra-se na Figura 3.3.

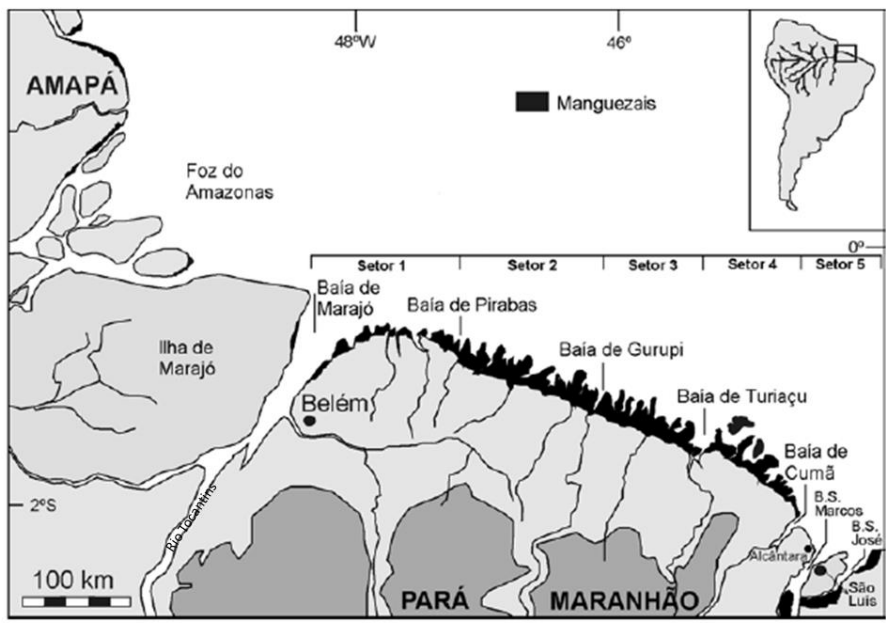


Figura 3.2 - Mapa geográfico da costa leste do Pará.

Fonte: Souza Filho (2005)

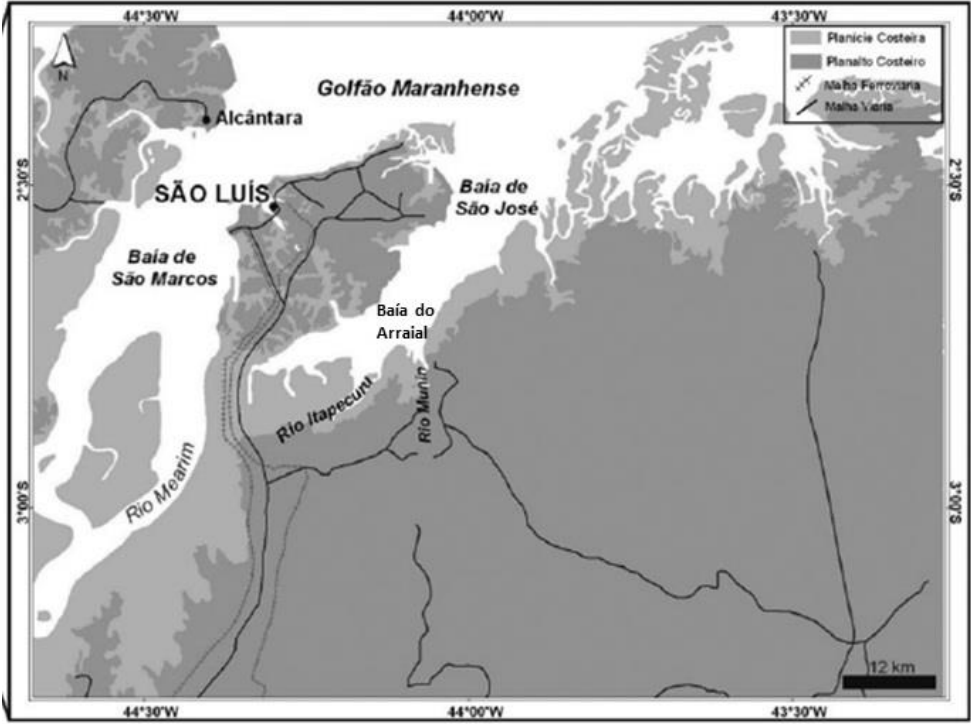


Figura 3.3 - Mapa geográfico da costa do Maranhão.

Fonte: Adaptado de Teixeira e Souza Filho (2009).

3.2. DADOS

3.2.1. Reanálise do CFSR

O conjunto de dados utilizado neste trabalho – a reanálise do CSFR – foi desenvolvido pelo *National Centers of Environmental Prediction* (NCEP) como parte do projeto *Climate Forecast System Reanalysis and Reforecast* (CFSRR) (SAHA et al., 2010). A frequência temporal dos dados é horária (sendo disponíveis análises a cada 6 horas e previsões para os demais horários), o período é de 1979 até o presente, e estão disponíveis no portal: <http://rda.ucar.edu>. As principais diferenças destes dados com relação aos de reanálises anteriores (NCEP/NCAR e NCEP-DOE do projeto AMIP-II) são: *first guess* gerado por um sistema acoplado oceano-atmosfera com interação gelo-mar, aumento da resolução horizontal ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$) e vertical (64 níveis), e assimilação de medidas históricas de radiância por satélites. Essas melhorias possibilitaram a correção de erros principalmente no Hemisfério Sul (SAHA et al., 2010).

Sobre a América do Sul, uma aplicação dos dados de precipitação CFSR foi feita por Silva et al. (2011), que encontraram melhorias no padrão de grande escala da precipitação em comparação com as reanálises do NCEP anteriores, especialmente no verão (dezembro a fevereiro). Apesar dessa melhoria, os dados do CFSR superestimam a intensidade e frequência dos eventos de precipitação.

Quadro et al. (2012) avaliaram as características da precipitação associada à ZCAS com base em seis conjuntos de reanálises (MERRA, ERA-Interim, ERA-40, NCEP 1, NCEP 2 e NCEP CFSR) e cinco conjuntos de precipitação observada (SALDAS, CPC, CMAP, GPCP e GLDAS). Os Diagramas de Taylor mostram que os produtos de precipitação observada estão bem correlacionados com o conjunto de dados de referência, com coeficientes entre 0,6 e 0,9. Somente a reanálise do CFSR possui correlações próximas as dos produtos de precipitação. Os conjuntos mais antigos de reanálises apresentam correlações menores, abaixo de 0,6.

No apêndice A encontra-se uma comparação entre dados de reanálise do CFSR e dados de vento de radiossondagens durante os experimentos Murici-2 e *Global Precipitation*

Measurement (GPM), que foram realizados em uma localidade da costa norte, o CLA. Embora a comparação mostre erros da reanálise do CFSR, há, em geral, boa concordância com as observações, o que justifica o uso dos dados de ventos do CFSR no presente estudo.

Para a análise da brisa na costa do NNEB, são utilizados dados horários da componente zonal e meridional do vento em 1000 hPa da reanálise do CFSR para os meses de março e setembro entre 1980 e 2010. Outros níveis disponíveis foram avaliados para verificar a extensão vertical da brisa (não mostrado), porém não foi identificado o sinal de brisas nesses outros níveis. Isto possivelmente ocorreu devido à baixa resolução vertical dos dados e ao fato da brisa ser um fenômeno raso. O mês de setembro é escolhido, pois se trata de um mês representativo da estação seca na costa norte. O mês de março é escolhido, para fins de comparação, por ser representativo da estação chuvosa em quase toda a costa do NNEB.

3.2.2. Imagens de satélite

São utilizadas imagens do canal visível dos satélites geoestacionários GOES-10 e 12, respectivamente. Estas imagens encontram-se em projeções retangulares, possuem frequência temporal de 15 minutos e espaçamento horizontal de 1 km no nadir. Nesta resolução horizontal, consegue-se analisar com detalhe a formação das frentes de brisa. Neste trabalho foram utilizados os campos de refletância correspondentes à razão entre fator de refletância e o cosseno do ângulo zenital do Sol. Os dados de satélite são provenientes da DSA do CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).

3.2.3. Dados meteorológicos de superfície

Foram disponibilizados pela Divisão de Ciências Atmosféricas do Instituto de Aeronáutica e Espaço (ACA/IAE) os dados horários de estações meteorológicas de superfície (nebulosidade total, e direção e velocidade do vento) para três localidades: Fortaleza, São Luís e Alcântara desde 1951 até 2013.

3.3. Análise harmônica

A análise harmônica decompõe uma série temporal em uma base de funções trigonométricas (senos e cossenos) (WILKS, 2006). As equações abaixo mostram a decomposição de uma série temporal y_t nos seus harmônicos:

$$y_t \equiv \bar{y} + \sum_{k=1}^{n/2} \left\{ C_K \cos \left[\frac{2\pi k t}{n} - \phi_k \right] \right\} \quad (3.1)$$

$$\equiv \bar{y} + \sum_{k=1}^{n/2} \left\{ A_K \cos \left[\frac{2\pi k t}{n} \right] + B_K \text{sen} \left[\frac{2\pi k t}{n} \right] \right\} \quad (3.2)$$

Onde $t=1,2,\dots,720$ $\{30$ [número de dias] $\times 24$ [número de horas] $\}$, $n = 720$; $k = 1,\dots,n/2$ é o número do harmônico; y_t é a série reconstruída; \bar{y} é a média da série; C_k é a amplitude; ϕ_k é o ângulo de fase; e A_k e B_k são componentes da amplitude, sendo $A_k = C_k \cdot \cos(\phi_k)$ e $B_k = C_k \cdot \sin(\phi_k)$.

Os coeficientes A_k e B_k são dados por:

$$A_K = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \cos \left(\frac{2\pi k t}{n} \right) \quad (3.3)$$

$$B_K = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \sin \left(\frac{2\pi k t}{n} \right) \quad (3.4)$$

A partir dos coeficientes A_k e B_k obtém-se a amplitude (C_k) e o ângulo de fase (ϕ_k):

$$C_K = \sqrt{A_K^2 + B_K^2} \quad (3.5)$$

$$\Phi_k = \begin{cases} \tan^{-1}(B_K / A_K), & A_K > 0 \\ \tan^{-1}(B_K / A_K) \pm \pi, & \text{ou } \pm 180^\circ, & A_K < 0 \\ \pi/2 \text{ ou } 90^\circ, & A_K = 0 \end{cases} \quad (3.6)$$

O ângulo de fase corresponde ao tempo em que a função harmônica é máxima. Neste trabalho, a fase representa o horário de máximo positivo do harmônico referente ao ciclo diário.

A partir da equação $\tau_k = n/k$, τ_k é o período do sistema de interesse (24 horas), $n = 720$ (total de dados) teremos $k = 30$, o qual é o número do harmônico que se refere

ao ciclo diário associado à brisa. A proporção de variância explicada pelo k -ésimo harmônico (R_k^2) é dada por:

$$R_k^2 = \frac{(n/2) \cdot C_k^2}{(n-1)s_y^2} \quad (3.7)$$

Onde s_y^2 é a variância dos dados originais e C_k é a amplitude.

Para cada ano do período estudado, é fixado um mês para o cálculo do campo de proporção de variância. Para a análise da extensão horizontal de potencial de brisa, consideram-se somente as áreas onde o harmônico referente ao ciclo diário explica mais que 1/3 da variância do sinal da componente zonal ou meridional em pelo menos 1/3 do tempo. O limiar de “1/3” foi definido a partir de vários testes para garantir a continuidade das áreas costeiras continentais com potencial de brisa (como sugerido pela Figura 1.2) sem estendê-las em demasia ao interior do continente (ou seja, extensão dessas áreas em geral limitada a ~300 km). Adicionalmente, por simplicidade, optou-se por único limiar tanto para a fração de variância quanto para o número de anos.

3.4. Análise de ondeletas

A transformada de ondeleta (TO) decompõe uma dada série temporal em tempo e escala, permitindo analisar os intervalos de tempo em que uma escala de interesse (ciclo ou variabilidade) possui maior potência. Neste trabalho, aplica-se a TO nas séries temporais das componentes zonal e meridional do vento. O código de TO de Torrence e Compo (1998; TC98 daqui em diante) é utilizado. A escala de interesse corresponde ao ciclo de 24 h, ou seja, o ciclo diário.

Antes da aplicação da TO, é feito um pré-processamento dos dados. Para cada variável (componentes zonal ou meridional do vento) de um dado mês e ano, a série temporal é pré-processada em 3 etapas. 1) calculam-se a média (μ) e o desvio padrão (σ) considerando todos os dados que compõem a série temporal (1224 a 1248 valores mensais, em torno de 50 dias \times 24 horas). Para que os meses de março e setembro sejam analisados integralmente, as séries são iniciadas 10 dias antes do início do mês e se estendem por 10 dias após o final do mês; 2) adimensionalizam-se os valores da série

temporal pela média e pelo desvio padrão, ou seja, utilizando $x' = (x - \mu)/\sigma$, onde x' é o dado adimensionalizado; 3) retira-se a tendência linear da série temporal adimensional.

Em seguida, faz-se a decomposição das séries adimensionais por meio da TO (Eq. 2 de TC98, p. 64). A ondeleta de Morlet, escolhida como ondeleta-mãe, é uma função periódica (no tempo) cuja amplitude é modulada por uma distribuição gaussiana (no tempo) (Eq. 1 de TC98, p.63). O intervalo de tempo entre cada dado é tomado como 1, pois se tem um dado para cada hora. Para a ondeleta de Morlet, a relação período \times escala é tomada como $\omega_0 = 6$ (Tabelas 1 e 2 de TC98). A menor escala resolvida pela TO é o dobro do intervalo de tempo. O espaçamento típico entre as escalas é definido como 0,325. O nível de teste usado é de 0,05 (95% de significância), e o número total de escalas é de 27.

A aplicação da TO em uma determinada série gera o espectro de potência local, como ilustrado na Figura 3.4. A potência local da TO é uma medida da fração da variância em cada escala e tempo. O cone de influência (COI) é a região do espectro na qual os efeitos de borda são importantes, e é obtido a partir do tempo de decaimento para a autocorrelação do espectro em cada escala (TC98).

A média temporal da potência local em cada escala (Eq. 22 de TC98, p.72) resulta no espectro de potência global (EPG), que é semelhante à obtida pela análise harmônica (seção 3.3). A média sobre um intervalo de escalas de interesse (banda) resulta em uma série de temporal de potência média em escala (*scale averaged wavelet power*, SAWP) (Eq. 24 de TC98, p.73) (Figura 3.4). Por exemplo, para a banda referente ao ciclo diário, altos (baixos) valores de SAWP significam maior (menor) importância do ciclo diário no sinal (Figura 3.4).

Por outro lado, a TO permite reconstruir o sinal para um intervalo de escalas de interesse (banda), como um filtro passa-banda (Eq. 29 de TC98, p.74). Neste trabalho, a reconstrução é feita na banda referente ao ciclo diário. As escalas da banda são as mesmas utilizadas para o cálculo de SAWP.

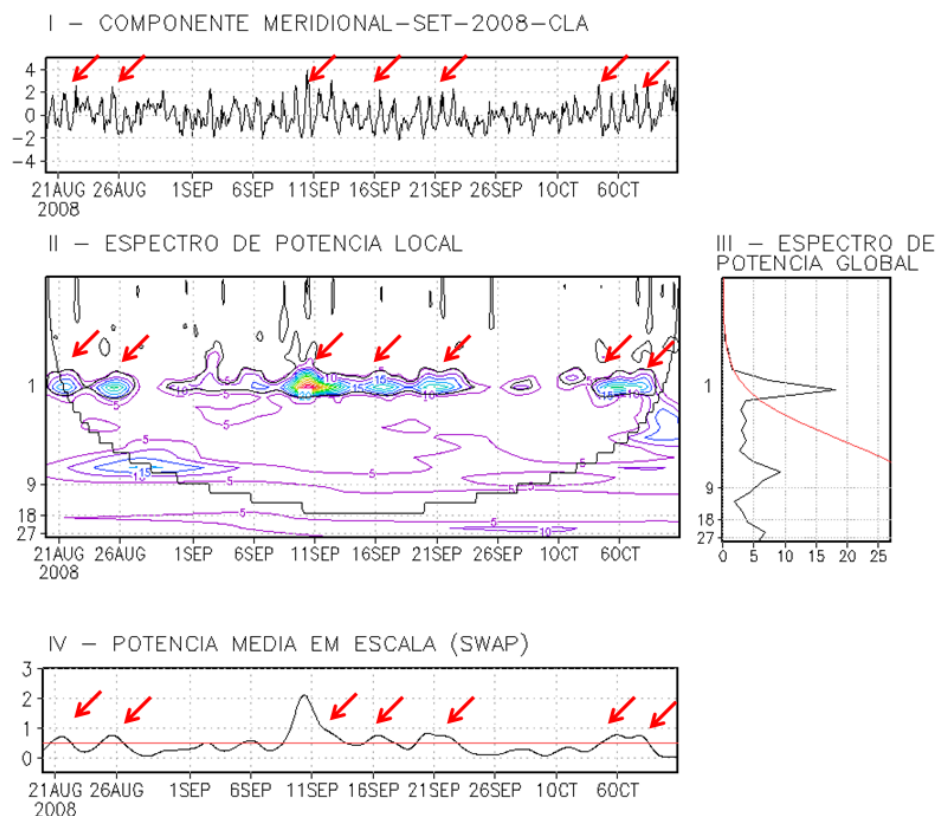


Figura 3.4 – Ilustração da transformada de ondeleta aplicada à componente meridional (m s^{-1}) para o mês de setembro de 2008 para Alcântara. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $\text{SAWP} \geq 0.5$). As setas vermelhas indicam picos no espectro de potência local referente ao ciclo diário e são explicadas no texto.

3.5. Tabela de contingência

Para a obtenção de um método de identificação de brisa, duas metodologias são comparadas objetivamente (seção 5.1) utilizando tabelas de contingência 2×2 (Tabela 3.1). As medidas de exatidão derivadas da tabela de contingência estão mostradas na Tabela 3.2 (WILKS, 2006; OLIVEIRA; OYAMA, 2007). As medidas de exatidão situam o sistema entre dois extremos: acerto total e nenhum acerto.

Tabela 3.1 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre dois métodos de identificação.

		Método de Identificação 2		Total
		Sim (O1)	Não (O2)	
Método de Identificação 1	Sim (F1)	a	b	$a+b$
	Não (F2)	c	d	$c+d$
	Total	$a+c$	$b+d$	$n=a+b+c+d$

Tabela 3.2 - Quadro resumo das medidas de exatidão calculadas para a Tabela de contingência 2x2.

	Medidas estatísticas	Tradução dos nomes das medidas	Definição matemática	Valores para interpretação		
				Acerto total (b=c=0)	Aleatório (ad=bc)	Nenhum acerto (a=d=0)
Medidas de exatidão	“Critical Success Index”	Índice Crítico de Sucesso	$CSI = \frac{a}{a+b+c}$	1	varia	0
	“Hit Rate”	Taxa de Acerto	$H = \frac{a}{a+c}$	1	varia	0
	“False alarm ratio”	Razão de alarme falso	$FAR = \frac{b}{a+b}$	0	varia	1
	“Bias”	Viés	$B = \frac{a+b}{a+c}$	=-1: imparcial >-1: superestima <-1: subestima		

Fonte: adaptada de Oliveira e Oyama (2007)

3.6. Modelo WRF

Neste trabalho, utiliza-se o modelo WRF versão v.3.6.1 com o *core* dinâmico ARW. O modelo tem como características principais: equações não-hidrostáticas inteiramente compressíveis; coordenada vertical de pressão que acompanha o terreno (η); grade Arakawa C; esquema de integração no tempo do tipo Runge-Kutta de terceira ordem; esquema de advecção de quinta e terceira ordem nas direções horizontal e vertical, respectivamente; e muitas opções de parametrizações físicas de camada limite planetária; radiação de onda longa e curta; microfísica; convecção e esquemas de difusão vertical e de superfície (SKAMAROCK et al., 2008). A versão do modelo WRF 3.6.1 traz muitas melhorias em relação às versões anteriores como, por exemplo, a

inclusão de novas parametrizações físicas e atualizações e correções de erros (*bugs*) de alguns esquemas de parametrizações físicas (superfície, cúmulo, radiação e microfísica). No *core* dinâmico, a melhoria foi na difusão horizontal. O modelo WRF está sendo empregado em varias áreas de pesquisas tais como na química da atmosfera (ARCHER-NICHOLLS et al., 2015), processos de superfície (RAFEE et al, 2015), e para estudar o tempo e clima (SILVA et al., 2014; COUTO, 2011). Estes trabalhos indicam que o modelo é uma ferramenta útil para investigar os fenômenos atmosféricos em diversas escalas que ocorrem no Brasil.

3.7. Simulações

As simulações numéricas são realizadas com o modelo WRF versão v.3.6.1 em alta resolução horizontal, utilizando como condições iniciais e de contorno (inclusive a TSM) as reanálises do CFSR³ (com resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ e temporal de 6 horas). A simulação consiste em uma integração de 36 dias, sendo que os 5 primeiros dias são descartados como o período de *spin-up* (tempo necessário para ajuste dos campos atmosféricos). O domínio da simulação (grade-mãe com resolução espacial de 12 km) é centrado aproximadamente sobre o CLA (Figura 3.5). Neste domínio, há uma grande extensão de oceano perpendicularmente à costa norte, ou seja, o desenho é adequado para estudar a brisa na costa norte via simulações (ao contrário, para a costa do Amapá e a costa leste do NEB, a proximidade da borda poderia afetar negativamente as simulações de brisa). Para a costa norte (região de interesse), são definidas 3 grades aninhadas à grade 1 (Figura 3.5) com os espaçamentos de grade horizontal e vertical mostrados na Tabela 3.3. O método de aninhamento entre as grades é unidirecional (*one way*). As opções de parametrização utilizadas nas simulações são: Kain-Fritsch (new Eta) (convecção profunda), WSM_6 (microfísica), YSU (camada limite planetária), RRTM (radiação de onda longa), Dudhia (radiação de onda curta) e NOAH-LSM (2001) (processos de superfície).

³ <http://dss.ucar.edu/pub/cfsr.html>

Nas grades de 3 km são utilizados os esquemas de convecção profunda e microfísica conjuntamente⁴. Parte deste conjunto de parametrizações físicas foi usada em alguns estudos de modelagem com o modelo MM5 realizados para a região de Alcântara, como por exemplo, em Barros (2008), Pereira Neto (2009), Nogueira (2010), Souza e Oyama (2011); e com o modelo WRF, para região de Alcântara, por Silva e Fisch (2014). São utilizados os campos *default* do modelo para topografia, fração de área vegetada e uso da terra fornecidos pelo satélite *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) com resolução horizontal de 30". Na Figura 3.6 está exemplificado o mapa de uso da terra.

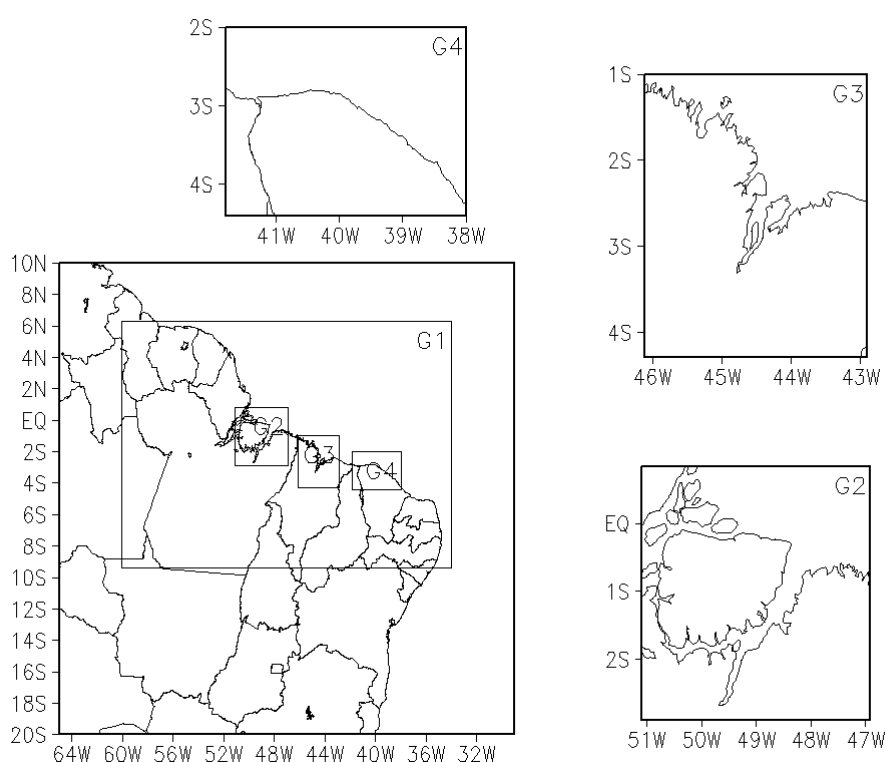


Figura 3.5 - Domínio das grades de resolução horizontal 12 km (G1) e 03 km (G2-Pará, G3-Alcantara, G4-Ceará).

⁴ Atualmente, coerentemente com a parte conceitual, muitos estudos consideram somente a convecção explícita (microfísica) nas simulações com o espaçamento de 3 km. Optou-se por manter o esquema de convecção implícita para que as diferenças (das simulações) entre a grade-mãe e as aninhadas pudessem ser atribuídas, em primeira ordem, somente pela mudança do espaçamento horizontal.

Tabela 3.3 - Propriedades das grades utilizadas. Δx , Δy : resolução horizontal. N_x , N_y , N_z : número de pontos de grade nas dimensões X, Y e Z, respectivamente.

	$\Delta X = \Delta Y$	$\sim N_X$	$\sim N_Y$	N_Z
GRADE I	12 km	249	149	42
GRADE II	3 km	169	153	42
GRADE III	3 km	133	133	42
GRADE IV	3 km	161	101	42

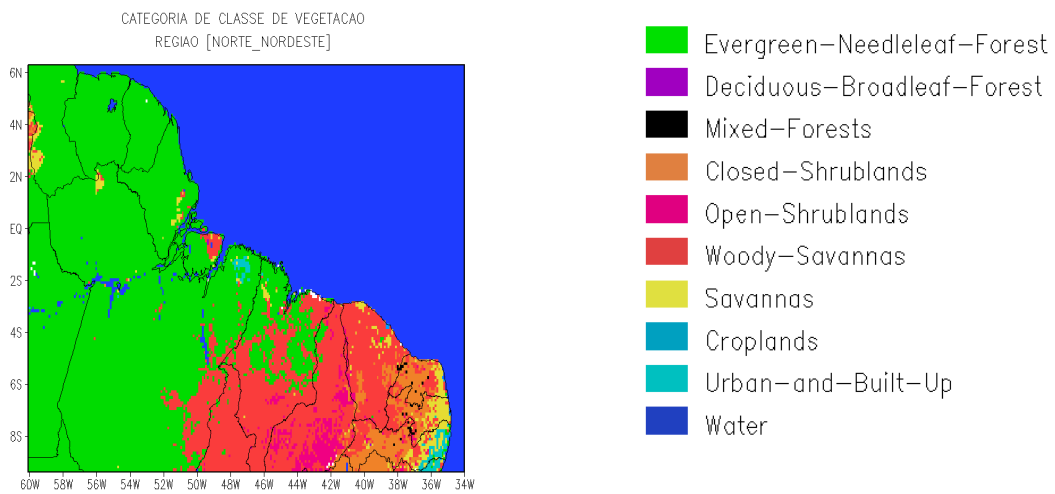


Figura 3.6 - Uso da Terra pelo satélite MODIS com resolução horizontal de 30”.

4 ÁREAS COM POTENCIAL DE BRISA

Neste capítulo, mapeiam-se as regiões da costa do NNEB com o potencial de brisa. A Figura 4.1 mostra o número de anos em que, para o mês de setembro, o harmônico referente ao ciclo diário explica mais que 1/3 da variância do sinal das componentes zonal e meridional. Como mencionado anteriormente (seção 3.3), as áreas em que o número de anos é maior que 10, ou seja, maior que 1/3 do total de anos, correspondem às regiões com potencial de brisa.

Em geral, nas regiões costeiras orientadas meridionalmente, como a costa leste do NEB e costa do Amapá, o potencial de brisa é encontrado no sinal da componente zonal (Figura 4.1a), enquanto que, nas regiões costeiras orientadas zonalmente, como a costa norte do Brasil, o litoral do Suriname e das Guianas, o potencial de brisa é encontrado no sinal da componente meridional (Figura 4.1b). Em algumas regiões, como na costa do Ceará, o potencial pode ser visto em ambas as componentes. O potencial de brisa não se restringe à costa, mas inclui áreas no interior do continente. Para essas áreas, o potencial pode estar associado à brisa vale-montanha, como na região central do Maranhão (e em outras que serão analisadas posteriormente), ou à brisa fluvial e lacustre, próximo à foz do Rio Amazonas (MATOS; COHEN, 2014; SANTOS et al., 2012).

Sobre as áreas com potencial de brisa nas regiões costeiras orientadas meridionalmente (costa leste do NEB e costa do Amapá), o ciclo diário da componente zonal possui o máximo em torno de 0500-0900 UTC (período da madrugada; Figura 4.2a). Esse máximo representa o potencial de brisa terrestre (vento zonal de oeste, ou seja, do continente ao oceano). O potencial de brisa marítima ocorre 12 horas defasadas do máximo, ou seja, em torno de 1700-2100 UTC (vento zonal de leste, ou seja, do oceano ao continente). Esse padrão de potencial de brisa marítima e terrestre confirma os resultados observacionais encontrados na literatura sobre a brisa costeira do NEB (KOUSKY, 1980; COSTA; LYRA, 2012). A costa do Amapá e a costa norte do Brasil, devido à sua localização, a influência do potencial de brisa pode estar agregada à forte atuação da ZCIT.

Sobre as áreas com potencial de brisa nas regiões costeiras orientadas zonalmente (costa norte do Brasil e do Suriname e Guianas), o padrão espacial dos horários em que ocorre o máximo do ciclo diário da componente meridional mostra propagação de fase a partir do litoral, ou seja, do litoral ao interior do continente (*inland*) e do litoral ao oceano (*offshore*) (Figura 4.2b). Sobre o litoral, o máximo – que representa o potencial de brisa terrestre (vento meridional de sul, ou seja, do continente ao oceano) – ocorre entre 0900 e 1100 UTC, enquanto o mínimo – que representa o potencial de brisa marítima – ocorre entre 2100 e 2300 UTC.

A partir do litoral, o máximo e o mínimo ocorrem progressivamente em horários posteriores, indicando a propagação de fase. Na costa norte do Brasil, a propagação de fase em direção ao oceano ratifica os trabalhos de Gille et al. (2005) e Teixeira (2008); e em direção ao interior do continente, o trabalho de Planchon et al. (2006). Para fins de ilustração, na Figura 4.3, mostra-se o gráfico latitude × tempo do vento meridional em dois meridianos que cruzam a região costeira orientada zonalmente: um que cruza a costa norte do Brasil (43°W) e outro que cruza a costa do Suriname (57°W). Apesar da existência de clara propagação de fase na direção meridional a partir do litoral, a propagação atinge maior extensão na costa norte do Brasil do que no Suriname. Outra diferença é que, na costa norte do Brasil, a propagação ocorre quase simetricamente ao interior do continente e ao oceano, enquanto que, no Suriname, a propagação é mais clara e extensa em direção ao oceano.

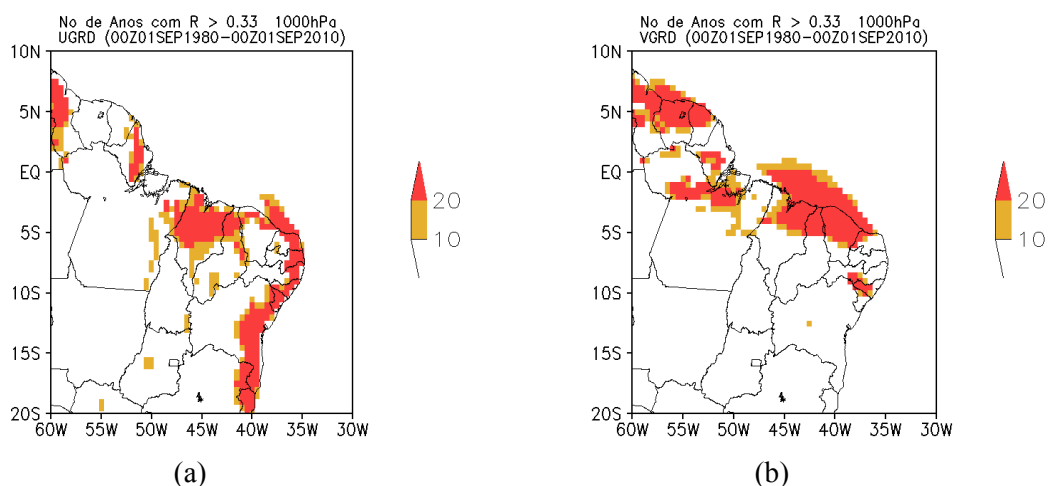


Figura 4.1 - Número de anos do período estudado (1980-2010) em que, para o mês de setembro, o harmônico referente ao ciclo diário explica mais que 33% da variância do sinal das componentes zonal (a) e meridional (b).

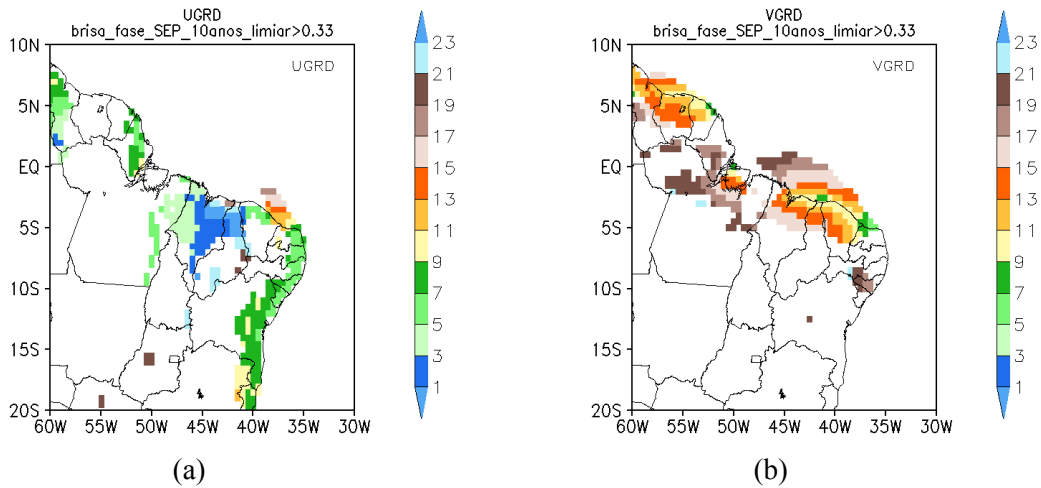


Figura 4.2 - Fase média para as regiões em que o número de anos é superior a 10 na Figura 4.1. A fase média indica o horário (UTC) em que a componente zonal (a) ou meridional (b) atinge o máximo positivo.

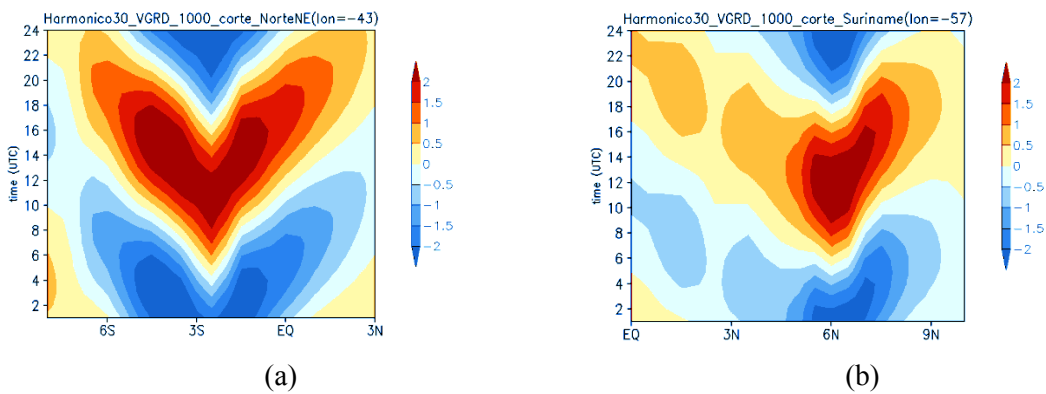


Figura 4.3 - Para o mês de setembro, harmônico referente ao ciclo diário do vento meridional em corte meridional por um ponto na costa norte do NE (43°W) (a) e no Suriname (57°W) (b).

Para o mês de março (Figuras 4.4 e 4.5), de modo geral, as áreas com potencial de brisa são semelhantes às encontradas para mês de setembro, embora as áreas referentes ao sinal da componente meridional sejam mais confinadas espacialmente (Figura 4.4b). Logo, nas regiões costeiras orientadas zonalmente (como a costa norte do Brasil), a propagação de fase se torna mais confinada espacialmente e, além disso, restrita ao sentido do litoral ao interior do continente, ou seja, a propagação do litoral ao oceano desaparece.

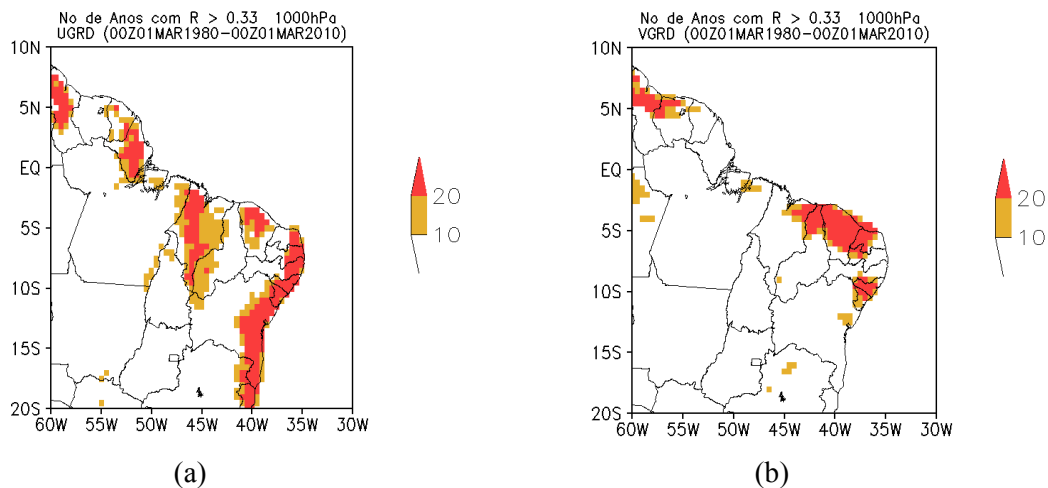


Figura 4.4 - Número de anos do período estudado (1980-2010) em que, para o mês de março, o harmônico referente ao ciclo diário explica mais que 33% da variância do sinal das componentes zonal (a) e meridional (b).

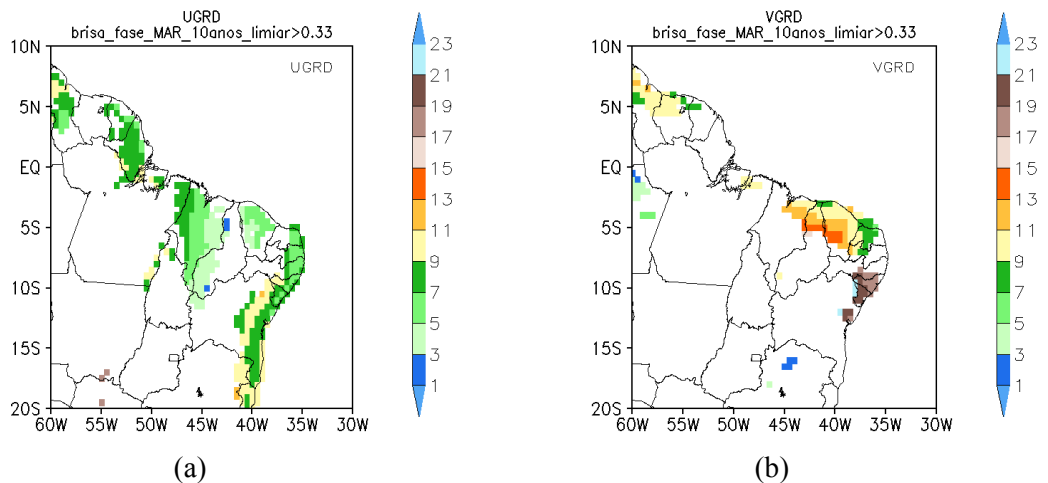


Figura 4.5 - Fase média para as regiões em que o número de anos é superior a 10 na Figura 4. 4. A fase média indica o horário (UTC) em que a componente zonal (a) ou meridional (b) atinge o máximo positivo.

Unindo as áreas em que, para o mês de setembro ou março, o harmônico referente ao ciclo diário explica mais que 33% da variância do sinal das componentes zonal ou meridional em pelo menos 1/3 do total de anos, gera-se uma máscara (*mask*) que delimita as áreas com potencial de brisa (Figura 4.7 e 4.9). Como o presente trabalho foca as regiões costeiras, excluem-se da máscara as áreas continentais com potencial de brisa cuja distância ao litoral seja superior a 3°~300 km. Esse limiar baseia-se na extensão máxima de brisa encontrada na literatura (WEXLER, 1946; DEFANT, 1951; ATKINSON, 1981). Uma das áreas excluídas é a região centro-sul do Maranhão. Trata-

se de uma área com potencial de brisa, considerando o sinal da componente zonal, tanto em setembro (Figura 4.1a) quanto em março (Figura 4.4a). O padrão de fase indica clara propagação de oeste para leste, com vento zonal positivo durante a noite e negativo durante o dia. Uma explicação para isso é a ocorrência de brisa vale-montanha entre as áreas mais elevadas a oeste do Maranhão (adjacente ao planalto do Maranhão/Piauí) e as mais baixas a leste (Figura 4.6). Esse fenômeno, inclusive, pode estar relacionado à formação e propagação de linhas de instabilidade continental a sotavento das áreas mais elevadas do Maranhão (COHEN; GANDU, 2002).

Nas Figuras 4.7 e 4.9, nas regiões costeiras orientadas meridionalmente (costa leste do NEB e costa do Amapá), o potencial de brisa se estende por uma faixa de cerca de 2° (~ 200 km) a partir do litoral. Em geral, essa faixa é limitada pela isolinha de 200 m de altura. Logo, a barreira topográfica próxima ao litoral (Figura 4.6a e 4.8a) pode limitar a ocorrência de brisa. Por outro lado, a extensão obtida pode estar considerando não somente a brisa costeira, mas o efeito combinado das brisas costeiras e de vale-montanha, particularmente na borda oeste da faixa. Para a costa leste do NEB, Alcântara e Souza (2008) testaram uma teoria termodinâmica de brisa costeira acoplada a brisa vale-montanha. O efeito da brisa vale-montanha consiste em tornar as brisas marítimas (terrestres) mais (menos) intensas.

Nas regiões costeiras orientadas zonalmente (costa norte do Brasil e costa do Suriname e Guianas), o potencial de brisa se estende, em direção ao continente e para o oceano, por uma faixa de cerca de 3° (~ 300 km) a partir do litoral. Essa extensão é bem superior ao encontrado por Planchon et al. 2006, cerca de 40-80 km da costa na faixa de São Luís até o limite leste do Ceará. De um lado, a metodologia de Planchon et al. (2006) consiste em identificar a frente de brisa em imagens de satélite no canal visível, o que não permite acompanhar a propagação da frente de brisa no início da noite; ou seja, a extensão poderia ser maior que 100 km pela propagação da frente continente adentro durante o início da noite. Por outro lado, à medida que se adentra ao continente, pode haver interação com a brisa vale-montanha, devido à presença do gradiente topográfico; logo, na porção sul da faixa de 3° (~ 300 km) a partir do litoral, a brisa deve ser composta primordialmente pela brisa vale-montanha. Além disso, o uso de dados de reanálise com $0,5^\circ$ (~ 50 km) de espaçamento não permite detalhar a faixa de atuação da

brisa marítima em alta resolução. Assim, considerando e conciliando esses aspectos, pode-se considerar que a brisa costeira se estende até 1-2° (~100-200 km) continente adentro.

Na região entre a Ilha do Marajó e o oeste do Maranhão, ocorre um mínimo no potencial de brisa. Trata-se de um resultado que ratifica o encontrado por Planchon et al. (2006), que não conseguiram identificar a frente de brisa nessa região. As razões para isso, ou seja, da diferença entre essa região e a costa do Ceará em relação à ocorrência de brisa, não são conhecidas, mas podem decorrer das características fisiográficas peculiares existentes na região, como a presença de inúmeras baías no litoral entre São Luís (Figura 3.3) e a Ilha do Marajó (Figura 3.2). Segundo Simpson (1994) o desenvolvimento de brisas em penínsulas e em baías são mais complexos, podendo haver o enfraquecimento das brisas e a divergência dos ventos, dificultando a identificação e, portanto a análise das brisas. Assim, haveria a necessidade de realizar estudos mais detalhados para estas regiões específicas, tais como simulações em alta resolução, análise termodinâmica e dinâmica, etc.

No capítulo 6, realiza-se uma análise detalhada dos padrões de frente de brisa marítima. Esses padrões são, então, confrontados com o potencial de brisa em toda região de estudo.

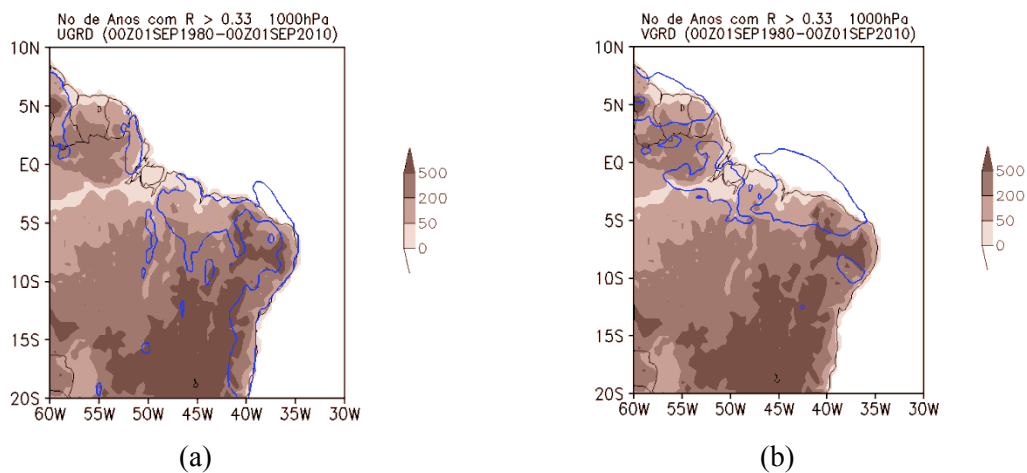


Figura 4.6 - Mapa de topografia da região de estudo (<http://users.ictp.it/~pubregcm/RegCM4/globedat.htm>). A linha em azul representa as regiões em que o número de anos é superior a 10 na Figura 4.1, ou seja, as áreas com potencial de brisa considerando a componente zonal (a) ou meridional (b).

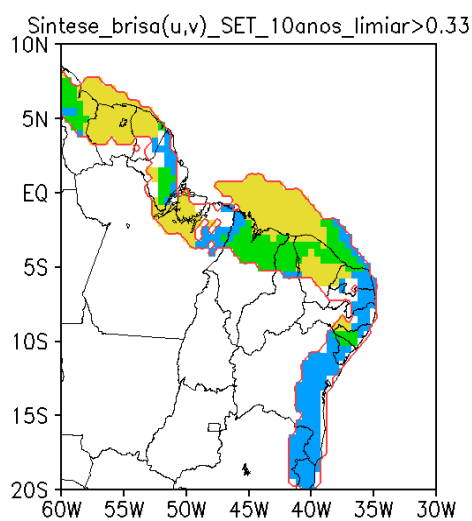


Figura 4.7 - Áreas com potencial de brisa para o mês de setembro segundo a componente zonal (azul), meridional (amarelo) e ambas as componentes (verde). A linha vermelha delimita a área total com potencial de brisa levando-se em conta os meses de setembro e março.

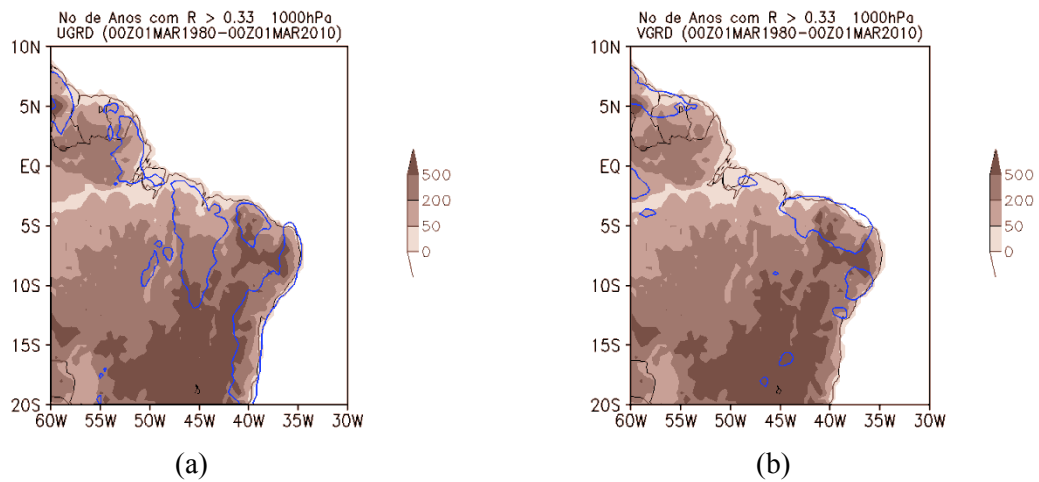


Figura 4.8 - Mapa de topografia da região de estudo (<http://users.ictp.it/~pubregcm/RegCM4/globedat.htm>). A linha em azul representa as regiões em que o número de anos é superior a 10 na Figura 4.4, ou seja, as áreas com potencial de brisa considerando a componente zonal (a) ou meridional (b).

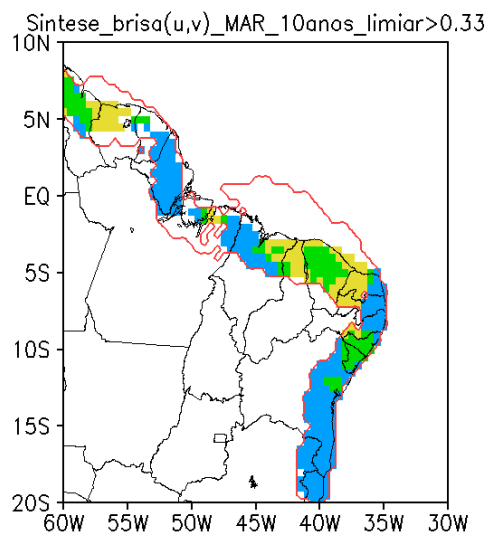


Figura 4.9 - Áreas com potencial de brisa para o mês de março segundo a componente zonal (azul), meridional (amarelo) e ambas as componentes (verde). A linha vermelha delimita a área total com potencial de brisa levando-se em conta os meses de setembro e março.

5 FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DO POTENCIAL DE BRISA

No capítulo anterior, as áreas da costa do NNEB com potencial de brisa foram delimitadas. Nessas áreas, para um dado mês, qual é a frequência de ocorrência do potencial de brisa? Essa questão é abordada neste capítulo. Inicialmente, deriva-se um critério simples para identificar a ocorrência do potencial de brisa (seção 5.1); então, uma climatologia da frequência de ocorrência é obtida (seção 5.2). O critério de identificação tem a vantagem de poder ser facilmente adaptado a dados de estações meteorológicas de superfície.

5.1. Critério de ocorrência

Para determinar as áreas com potencial de brisa, utilizou-se um método baseado na análise harmônica do sinal de vento (capítulo 4). Esse método, no entanto, não pode ser aplicado para determinar se houve ocorrência do potencial de brisa em um dado dia, pois usa a informação de toda a série temporal. Em um primeiro momento, tentou-se utilizar o índice de Biggs e Graves (1962) para identificar o potencial de brisa diária, como usualmente é realizado em estudos sobre brisa (SIMPSON, 1994; FURBERG et al., 2002; MILLER et al., 2003; PORSON et al., 2007). O índice compara o vento com o contraste de temperatura oceano-continente:

$$I_{SB} = \frac{|U|^2}{C_p \Delta T} \quad (5.1)$$

onde $|U|$ é a velocidade do vento próximo a superfície (ms^{-1}), C_p é o calor específico do ar seco a pressão constante ($1004 J K^{-1} kg^{-1}$) e ΔT é a diferença entre a temperatura do ar no continente e a temperatura na superfície líquida ($^{\circ}C$). Para a costa leste do NEB, o método poderia ser utilizado, porém, para a costa norte, onde o gradiente de temperatura teria pouca relação na extensão da penetração da brisa (PLANCHON et al., 2006), não foram obtidos resultados satisfatórios. Diante destas limitações, nesta seção são discutidas duas metodologias para análise da frequência de potencial de brisa.

Em uma primeira etapa, um dos critérios é ajustado e testado para três pontos de grade do CFSR: próximo a Alcântara-MA e no litoral do Piauí, consideradas como

representativos da costa norte, e em Pernambuco, representativa da costa leste do NEB (Figura 3.1). Para Alcântara e o ponto do Piauí, analisa-se a componente meridional do vento; para o ponto de Pernambuco, a componente zonal provenientes da reanálise CFSR. O período utilizado para ajuste compreende aos meses de setembro e março dos anos de 1994, 2008 e 2010. Esses anos são escolhidos por apresentarem a proporção da variância referente ao ciclo diário (razão entre a variância explicada pelo ciclo diário e a variância total), para a costa norte em geral, abaixo da média (1994), na média (2008) e acima da média (2010) (não mostrado). Na costa leste do NEB, em todos esses anos a proporção de variância referente ao ciclo diário é acima da média. Então, para os locais e períodos considerados, obtém-se a série temporal da potência relativa ao ciclo diário (SAWP) utilizando a transformada de ondas. Consideram-se, como dias com potencial de brisa, aqueles em que a potência (SAWP) é suficientemente alta, ou seja, acima de um limiar. Trata-se de um critério coerente com a idéia de que o potencial de brisa é maior quando sinal é dominado pelo ciclo diário. Para a determinação do limiar de SAWP, são analisadas subjetivamente as séries de SAWP e de vento (Figuras 5.1-5.6).

Analisando o espectro de potência global, nota-se que há picos estatisticamente significativos na escala de 1 dia, que é referente ao potencial de brisa, para todos os locais e períodos considerados (Figuras 5.1 a 5.6). Esse resultado ratifica os encontrados por meio da análise harmônica (capítulo 4).

Em Alcântara, tanto no mês março quanto no mês de setembro, a série temporal de SAWP mostra poucos picos na escala de 1 dia e fraco sinal de brisa (Figuras 5.1 e 5.4). No espectro de potência local, nota-se a presença de uma oscilação 3-6 dias nos meses de março e setembro em quase todos os anos. Essa oscilação, apesar de pouco significativa no espectro de potência global, pode ter contribuído para a redução expressiva da potência na escala de 1 dia. A oscilação de 3-6 dias em Alcântara já foi mencionada nos trabalhos de Marciotto (2012) e Reuter (2013), após análise de dados observados da campanha Murici-2 (setembro de 2008).

Nos pontos no Piauí e em Pernambuco, nota-se que os picos na escala de 1 dia são bastante pronunciados tanto no mês de março quanto setembro (principalmente) em

todos os anos (Figuras 5.2, 5.3, 5.5 e 5.6). Porém, no ponto no Piauí, para o mês de março, nota-se que os picos de SAWP na escala de 1 dia ocorrem de forma localizada, havendo intervalos com enfraquecimento da potência nessa escala (Figura 5.2). No mês de setembro, a potência na escala de 1 dia se apresenta mais contínua (Figura 5.5).

Analisando as séries temporais do vento nas três localidades, tanto nos meses de março quanto setembro (não mostrado), verifica-se de maneira geral que, quando ocorrem os maiores valores de amplitude diária do vento, também ocorrem os maiores valores de SAWP (em torno de 1,4-1,6); quando ocorrem as menores amplitudes, há a redução dos valores de SAWP (para mínimos da ordem de 0,2-0,3). Apesar de haver nas séries a alternância de altos e baixos valores de SAWP, nota-se que há padrões diferentes para as localidades analisadas. Nos pontos no Piauí e em Pernambuco, em grande parte dos dias, há altos valores de amplitude diária do vento e altos valores de SAWP, evidenciando potencial de brisa quase-contínua nestes locais. Diferentemente, em Alcântara, na maioria dos dias há menores amplitudes diárias do vento e redução considerável dos valores de SAWP, evidenciado um menor número de dias com potencial de brisa neste local. A partir destas análises, opta-se por utilizar o valor intermediário de $SAWP \geq 0,5$ como o limiar de identificação do potencial de brisa. Visualmente, as séries temporais de SAWP para todas as três localidades mostram que, quando há picos na escala de 1 dia, $SAWP \geq 0,5$.

A identificação do potencial de brisa pelo SAWP, ou seja, pelo método de ondeletas, tem a vantagem de ter um significado preciso, que é associado à importância do ciclo diário na variabilidade do sinal. No entanto, para aplicar a TO, é necessário um intervalo de dados mais longo que o período de dias de interesse. Trata-se de uma limitação severa para o monitoramento em tempo real, quando dados futuros não são conhecidos; nesse caso, não se poderia determinar, ao término de um dia, se houve potencial de brisa. Assim, é proposto um método mais simples para a identificação de dias de potencial de brisa, baseado na variação intradiária do vento, que seria capaz de levar a resultados semelhantes aos obtidos anteriormente pelo método de ondeletas. Uma das vantagens desse método mais simples, em relação ao de ondeletas, é que dados anteriores ou posteriores ao dia de interesse não são necessários. A obtenção do método é explicada a seguir.

As séries temporais diárias de SAWP são analisadas juntamente com as séries das principais variáveis associadas à ocorrência de brisa: vento máximo diário (V_{max}), que representa a intensidade da circulação; amplitude diária do vento (ΔV), mencionada anteriormente na escolha do limiar de SAWP; e gradiente térmico diário entre continente e oceano ($Dif T_{max}$ e $Dif T_{min}$). A inspeção subjetiva das séries mostra que, quando os valores de SWAP são maiores ou iguais a 0,5, há os máximos valores positivos de vento, altos valores de amplitude e maiores valores de $Dif T_{max}$ e $Dif T_{min}$ (não mostrado).

Com base na Figura 5.7, considera-se que houve mudança de sinal do vento (V_{max}) quando o valor do vento máximo (meridional) diário for maior e igual a 0. Esta variável é muito influenciada pela condição de grande escala. Para as localidades da costa norte, caso esta variável seja utilizada no critério de brisa, muitos dias são descartados. No caso da costa leste do NEB, não é verificado um valor de vento máximo (zonal) determinante para configuração de brisa. Assim, esta variável não é considerada, daqui em diante, para o método de identificação.

Com relação à parte termodinâmica (Figura 5.8), apesar da grande importância do gradiente térmico para a configuração da circulação de brisa, nota-se térmico que em alguns dias não ocorre uma diferença térmica máxima entre continente e oceano ($Dif T_{max} \geq 0$), assim como em alguns dias não ocorre uma diferença térmica mínima entre continente e oceano ($Dif T_{min} \leq 0$), principalmente em Alcântara (março) e no ponto em Pernambuco (março e setembro). Como encontrado por Planchon et al. (2006), o gradiente térmico teria pouca relação na extensão da penetração da brisa na costa norte. Assim, as variáveis $Dif T_{max}$ e $Dif T_{min}$ não são consideradas, daqui em diante, para o método de identificação.

Resta somente a variação intradiária do vento para o método de identificação. Como esperado, as séries de amplitude do vento têm os maiores valores de coeficiente de determinação com as de SAWP para os pontos da costa norte e leste do Brasil (Figura 5.9). Assim, é criado um **índice de identificação de potencial de brisa** (α) em função exclusivamente da variação intradiária do vento:

$$\alpha = \frac{\Delta V}{\sigma_v} \quad (5.2)$$

onde ΔV é a diferença entre as componentes (meridional ou zonal) máxima e a mínima diária (amplitude diária), e σ_v é o desvio padrão da componente meridional ou zonal para os dados horários. O desvio-padrão serve como um *scaling* para o índice.

A partir do cálculo de α para os pontos na costa norte do Brasil e leste do NEB, são determinados, subjetivamente, os seguintes limiares para a identificação do potencial de brisa:

- Para a costa norte do Brasil, utilizando a componente meridional, $\alpha \geq 3,3$ para março e $\alpha \geq 2,4$ para setembro;
- Para a costa leste do NEB, utilizando a componente zonal, $\alpha \geq 2,4$ para março e setembro.

Com esses critérios, há uma concordância com os resultados utilizando o critério baseado no SAWP (considerado como referência). Os resultados da comparação encontram-se nas Tabelas 5.1 a 5.8.

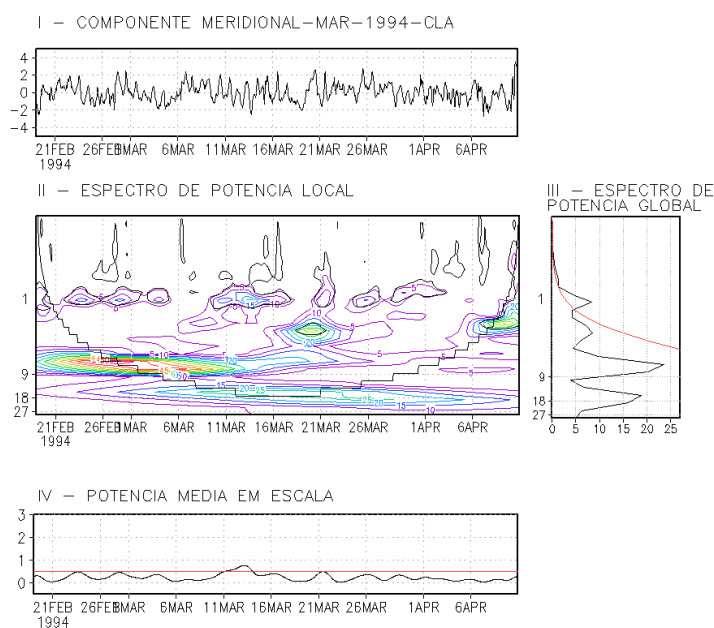
Durante o mês de março, em Alcântara, quando há maior influência de sistemas de grande escala (como a ZCIT), há o menor número de dias com potencial de brisa identificados (valores próximos de zero) em todos os anos considerados (Tabela 5.1). No ponto no Piauí, ocorre potencial de brisa em praticamente metade dos dias, porém há diferenças entre os dias identificados pelos métodos (Tabela 5.2). No ponto em Pernambuco, há ocorrência de potencial de brisa na maioria dos dias do mês de março (Tabela 5.3) e grande concordância entre os dois métodos. Esta concordância também é verificada na Tabela 5.4, onde pelas medidas de exatidão nota-se o aumento dos acertos para ambos os métodos nos pontos no Piauí e principalmente em Pernambuco. Os valores de CSI indicam que os maiores acertos são encontrados para o ponto em Pernambuco e os menores para Alcântara. A razão de alarme falso (FAR) calculado para Alcântara é valor igual a um, indicando grandes incertezas na identificação do potencial de brisa pelos métodos.

Em setembro, nota-se o aumento no número de dias com potencial de brisa em Alcântara, principalmente no ano de 2010 (Tabela 5.5). Nos pontos no Piauí (Tabela

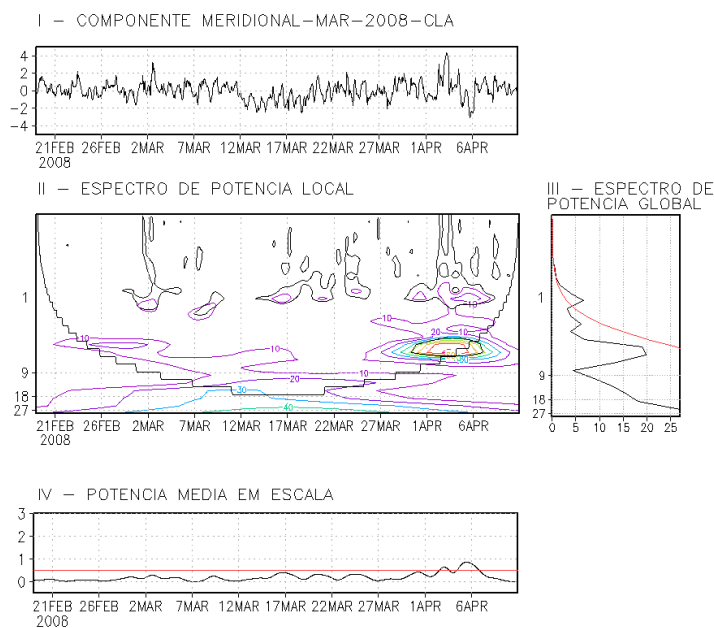
5.6) e em Pernambuco (Tabela 5.7), há potencial de brisa em grande parte dos dias do mês. Em geral, em setembro, os dias com potencial de brisa identificados pelos dois métodos possuem boa concordância (Tabela 5.8). Há os melhores resultados para as medidas de exatidão para os três locais analisados. O índice CSI fica acima de 0,57 em todas as localidades. Na costa leste (ponto em Pernambuco), o índice CSI é maior do que em Alcântara. Com relação ao índice FAR, verificam-se baixos valores em todas as localidades.

Neste capítulo, assim como no anterior, nota-se que há dificuldade para a identificação do potencial de brisa na região de Alcântara, provavelmente devido a complexidades regionais do desenho do litoral (Figura 3.3). Para os demais pontos (no Piauí e em Pernambuco), os métodos de identificação levam a resultados semelhantes e, portanto, satisfatórios.

Complementando a caracterização do potencial de brisa na região de Alcântara, aplica-se o método de identificação para estudar preliminarmente o papel da brisa no desenvolvimento das linhas de instabilidade em julho. Essa investigação encontra-se no Apêndice B. Os resultados mostram que, contrariamente ao esperado, não haveria uma relação causal clara entre potencial de brisa e iniciação de linhas de instabilidade.

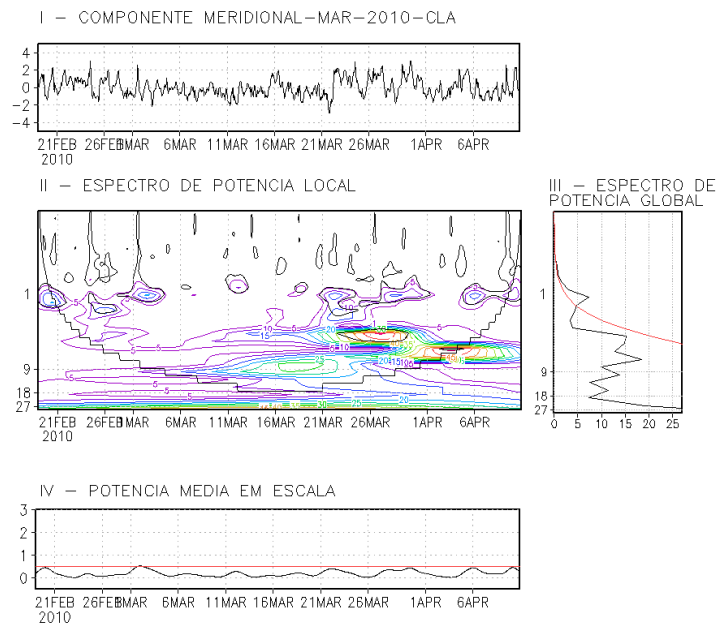


(a)



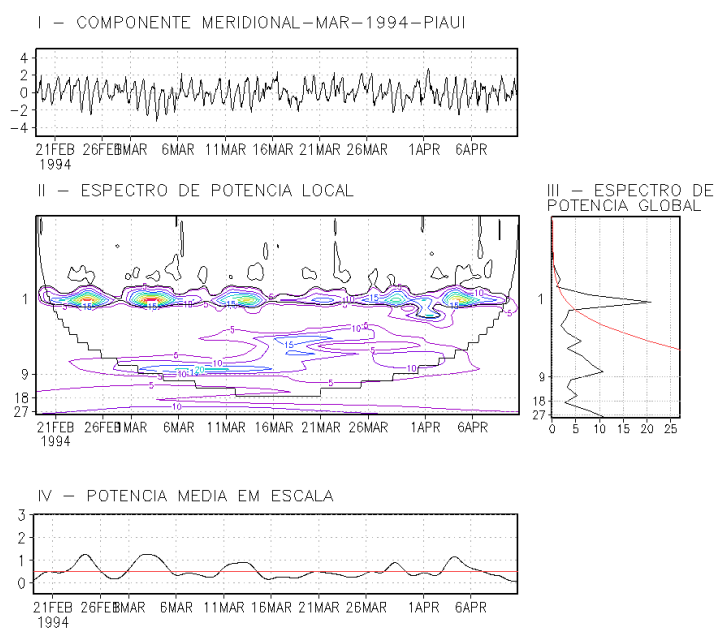
(b)

Figura 5.1 - Transformada de ondeleta aplicada à componente meridional ($m s^{-1}$) para o mês de março de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) em Alcântara. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua).

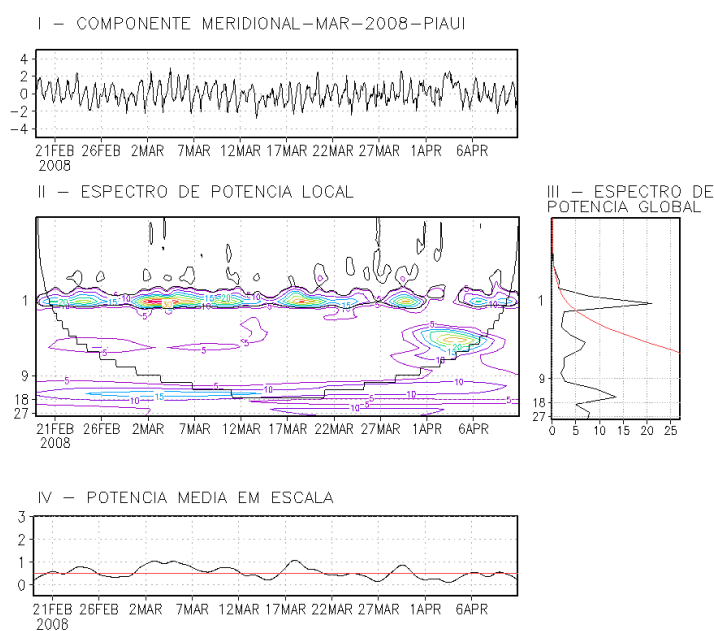


(c)

Figura 5.1 Conclusão.

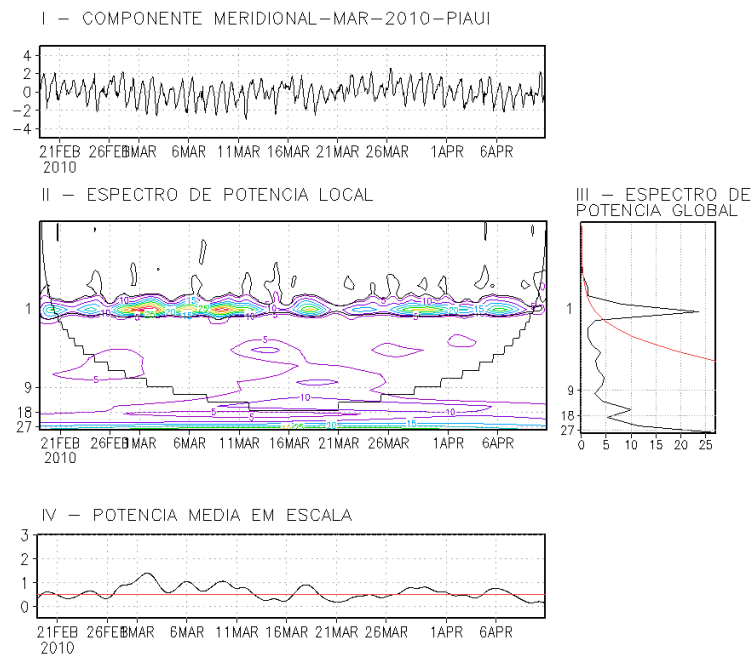


(a)



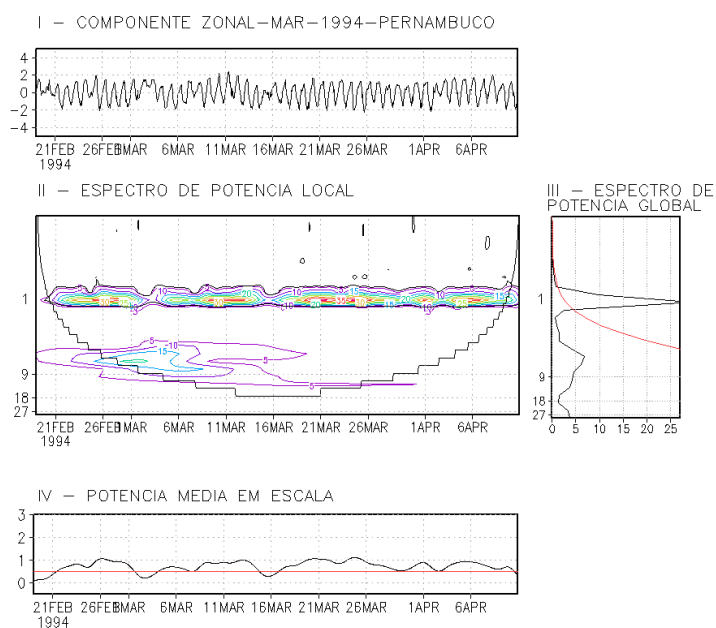
(b)

Figura 5.2 - Transformada de ondeleta aplicada à componente meridional ($m s^{-1}$) para o mês de março de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) para um ponto no Piauí. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua).

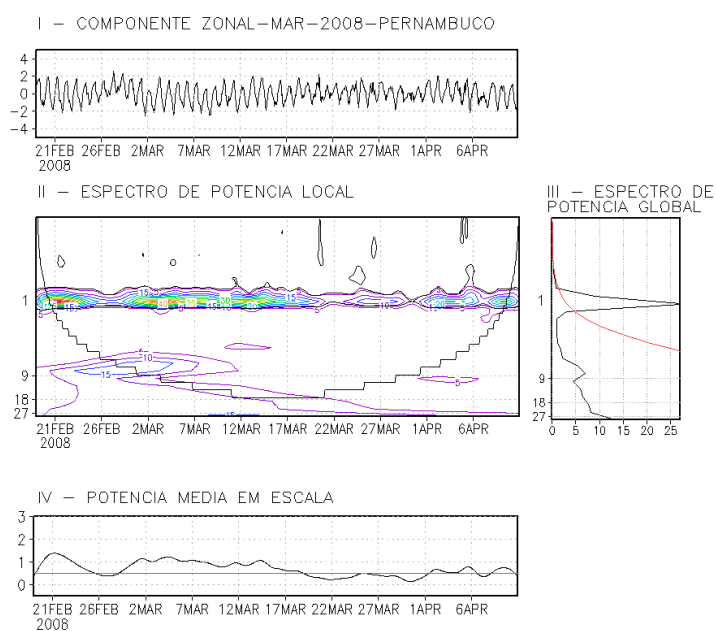


(c)

Figura 5.2 - Conclusão.

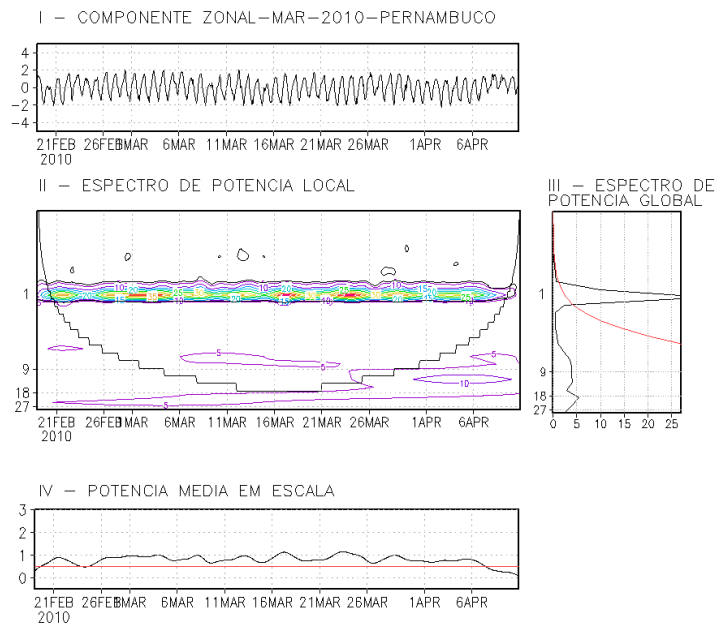


(a)



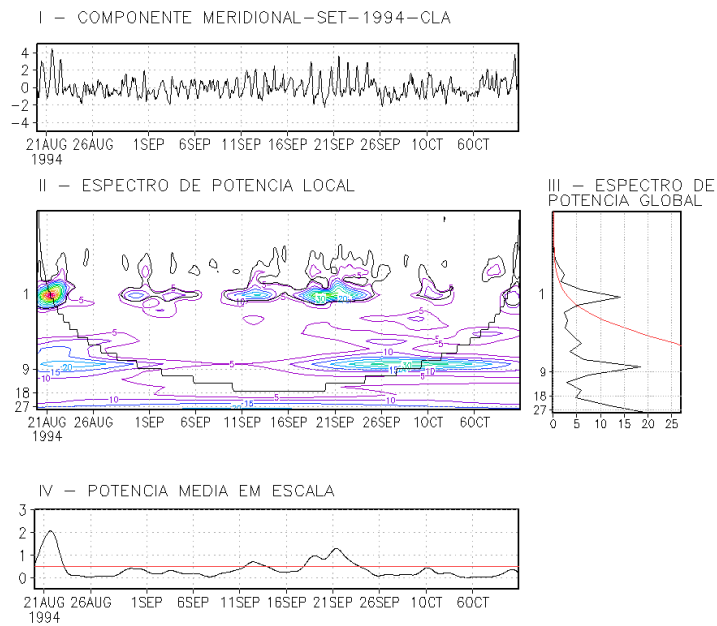
(b)

Figura 5.3- Transformada de ondeleta aplicada à componente zonal ($m s^{-1}$) para o mês de março de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) para um ponto em Pernambuco. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua).

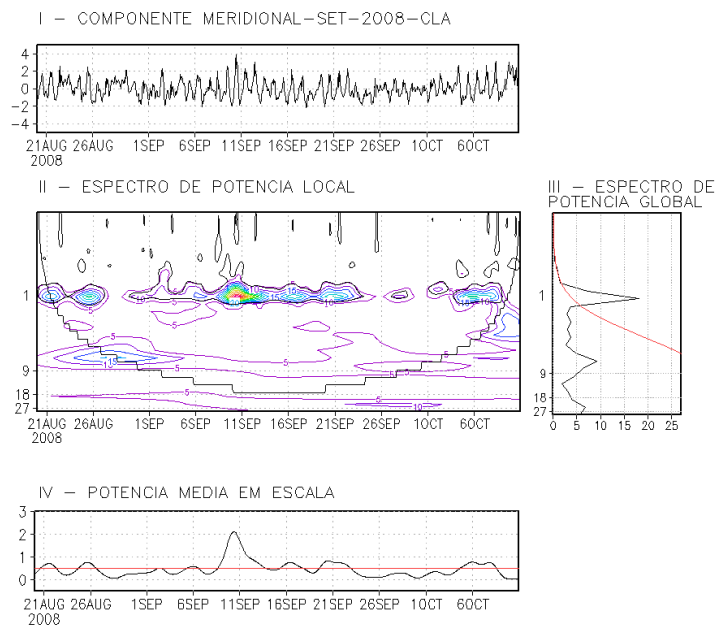


(c)

Figura 5.3 - Conclusão.

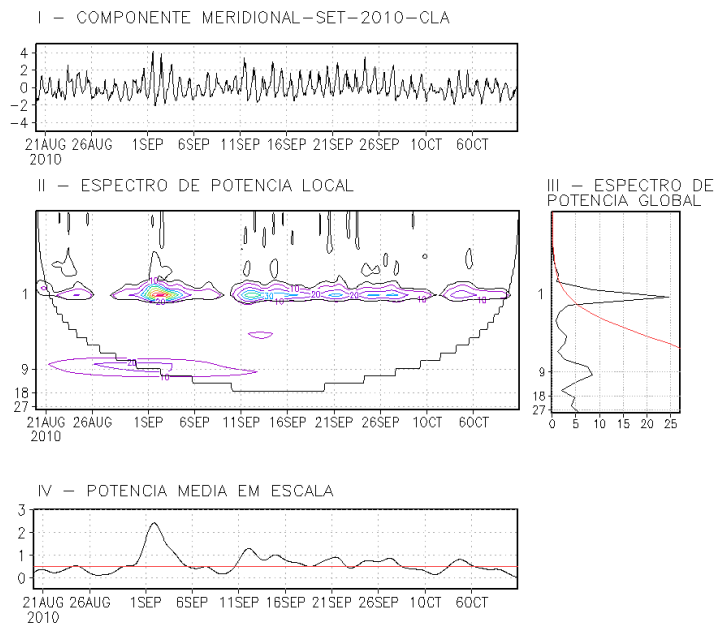


(a)



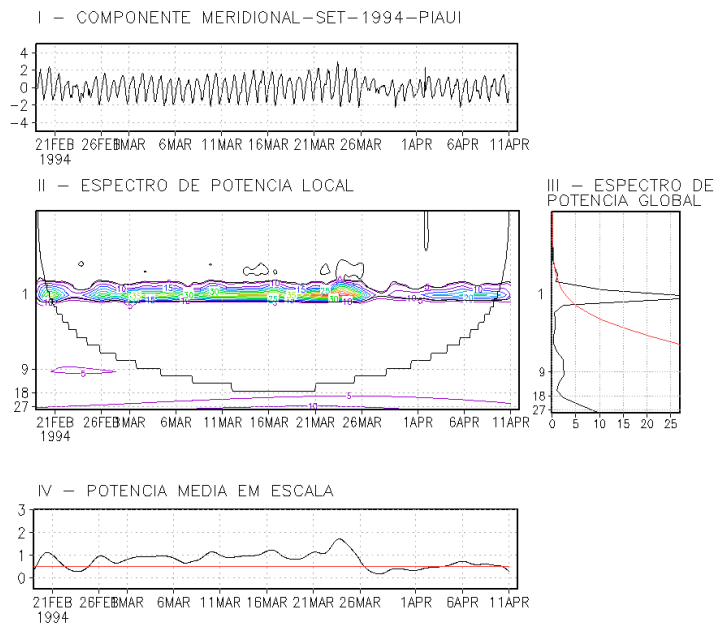
(b)

Figura 5.4 - Transformada de ondeleta aplicada à componente meridional ($m s^{-1}$) para o mês de setembro de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) em Alcântara. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua).

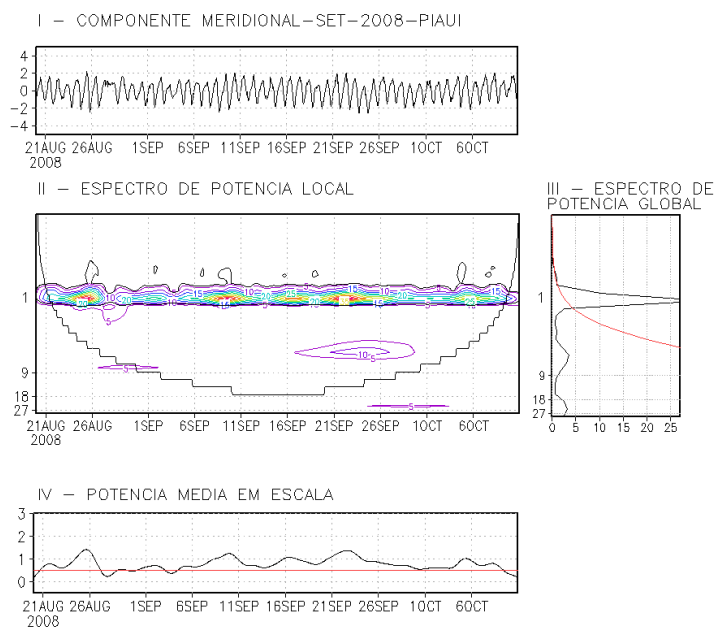


(c)

Figura 5.4 - Conclusão.

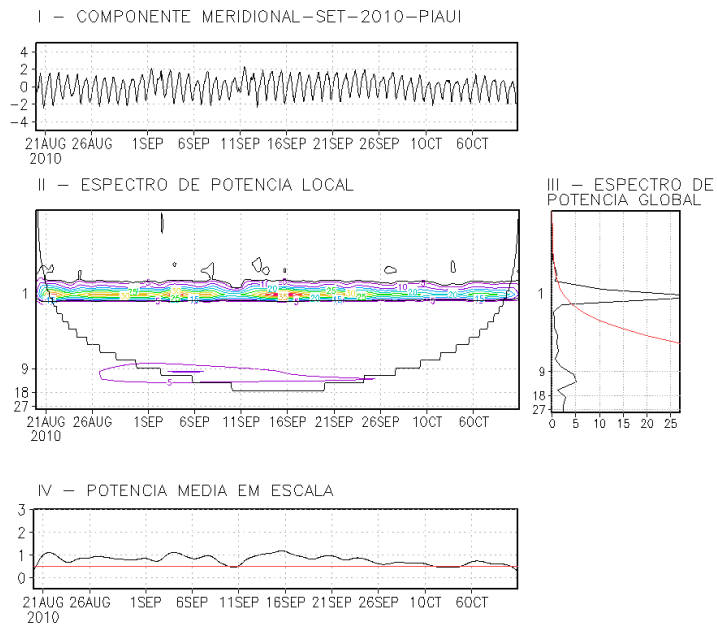


(a)



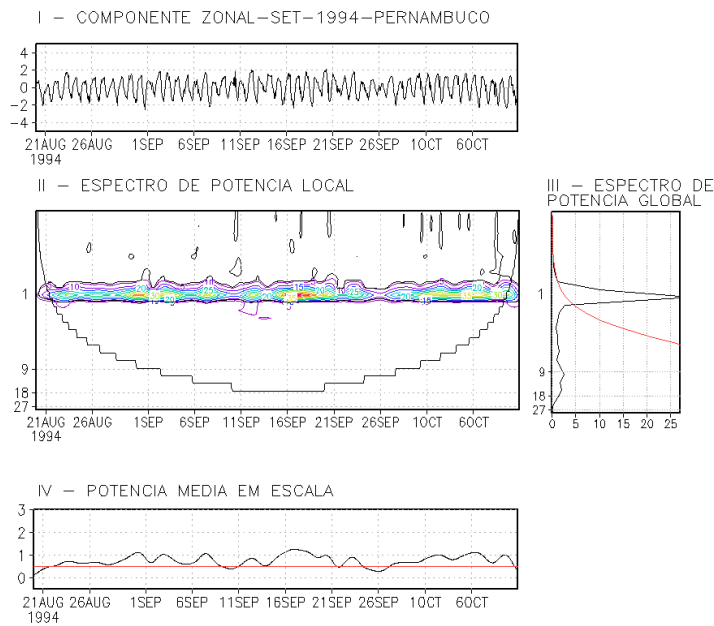
(b)

Figura 5.5 - Transformada de ondeleta aplicada à componente meridional ($m s^{-1}$) para o mês de setembro de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) para um ponto no Piauí. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua).

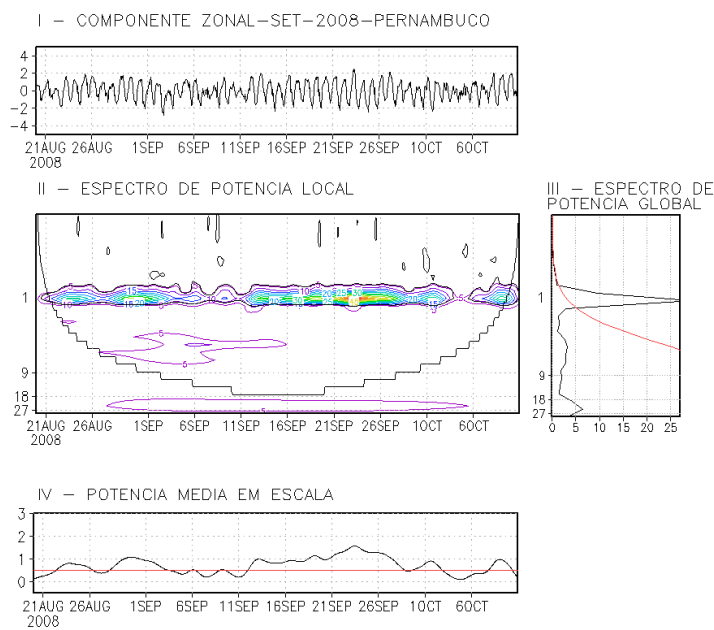


(c)

Figura 5.5 - Conclusão.

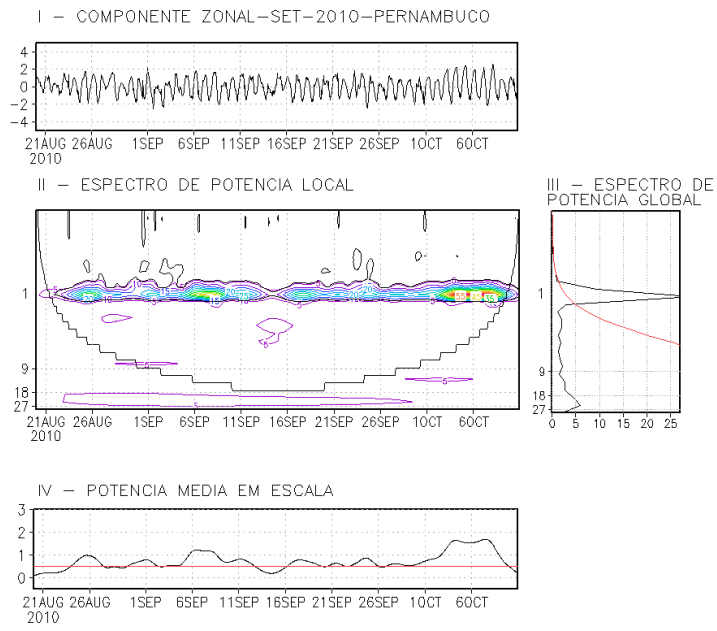


(a)



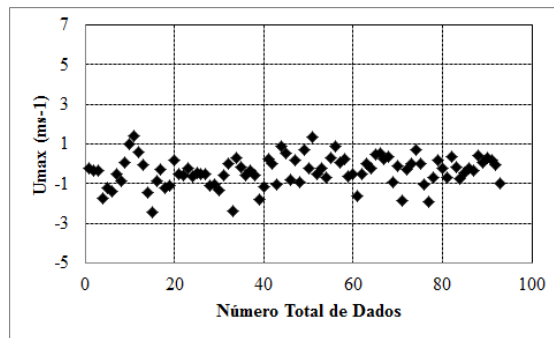
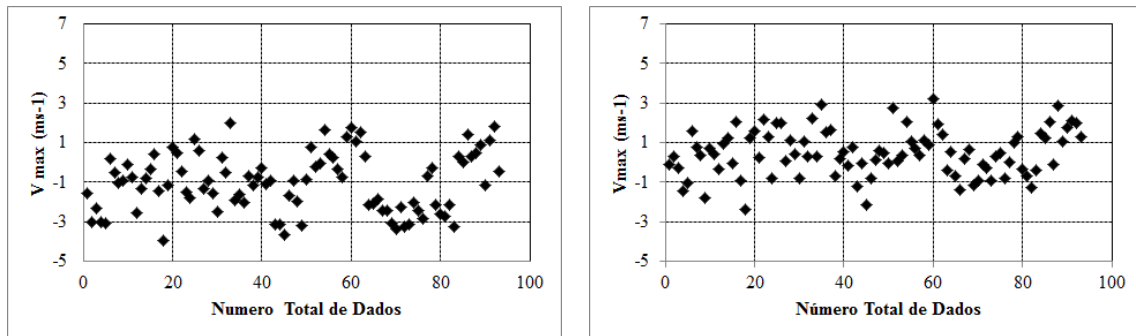
(b)

Figura 5.6- Transformada de ondeleta aplicada à componente zonal ($m s^{-1}$) para o mês de setembro de 1994 (a), 2008 (b), 2010 (c) para um ponto em Pernambuco. O painel I refere-se à série adimensionalizada e sem tendência; o painel II, ao espectro de potência local; o painel III, ao espectro de potência global (a linha vermelha delimita a significância estatística acima de 95%); e o painel IV, à potência média em escala (a linha vermelha delimita $SAWP \geq 0.5$) (Continua).

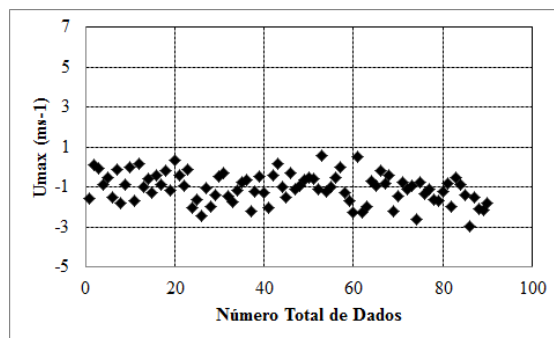
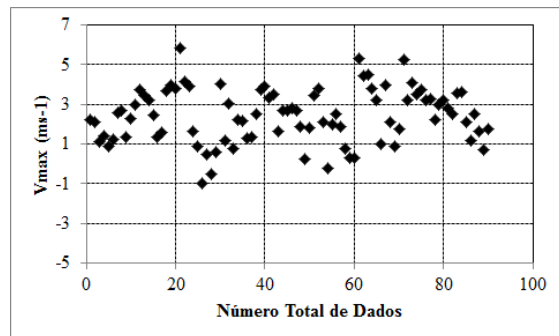
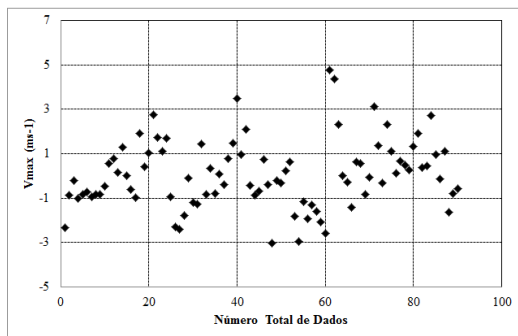


(c)

Figura 5.6 - Conclusão.

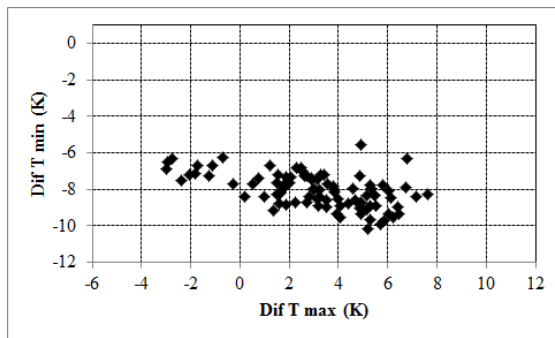
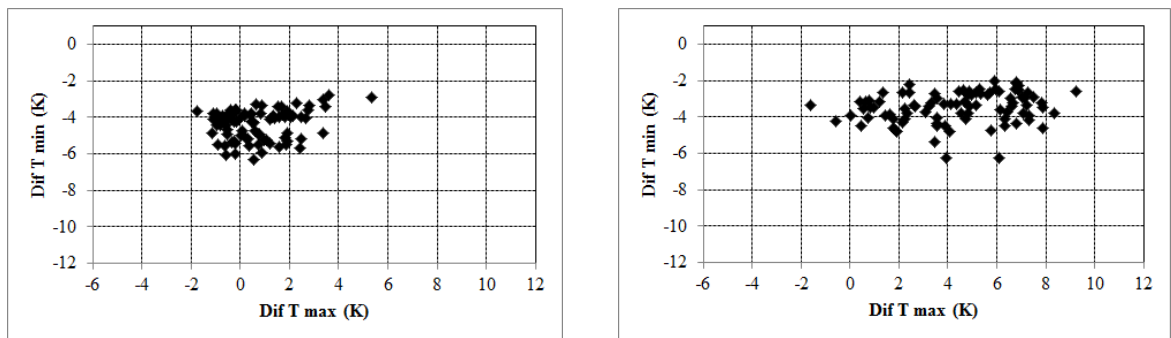


(a)

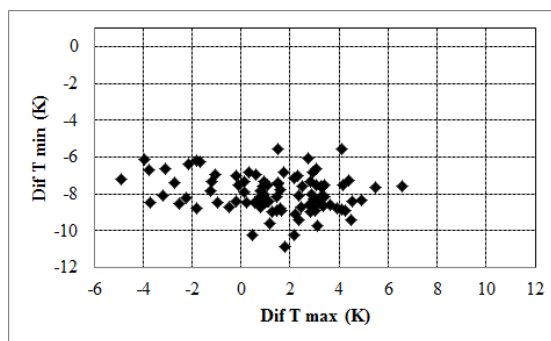
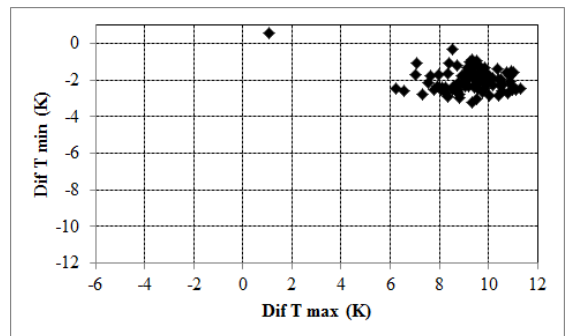
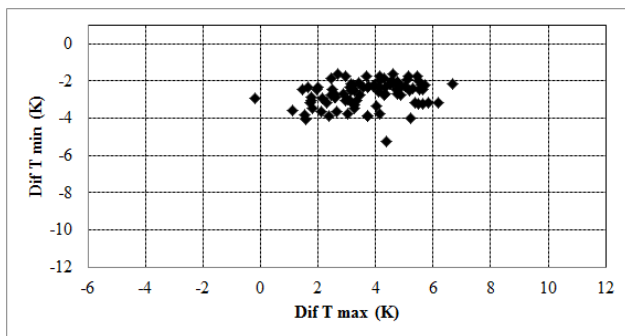


(b)

Figura 5.7 - Gráficos de dispersão V_{max} ($m\ s^{-1}$) de 1994, 2008 e 2010 em Alcântara, Piauí e Pernambuco para os meses de março (a) e setembro (b), respectivamente.



(a)



(b)

Figura 5.8 - Gráficos de dispersão entre Dif Tmax e Dif Tmin (K) de 1994, 2008 e 2010 em Alcântara, Piauí e Pernambuco para os meses de março (a) e setembro (b), respectivamente.

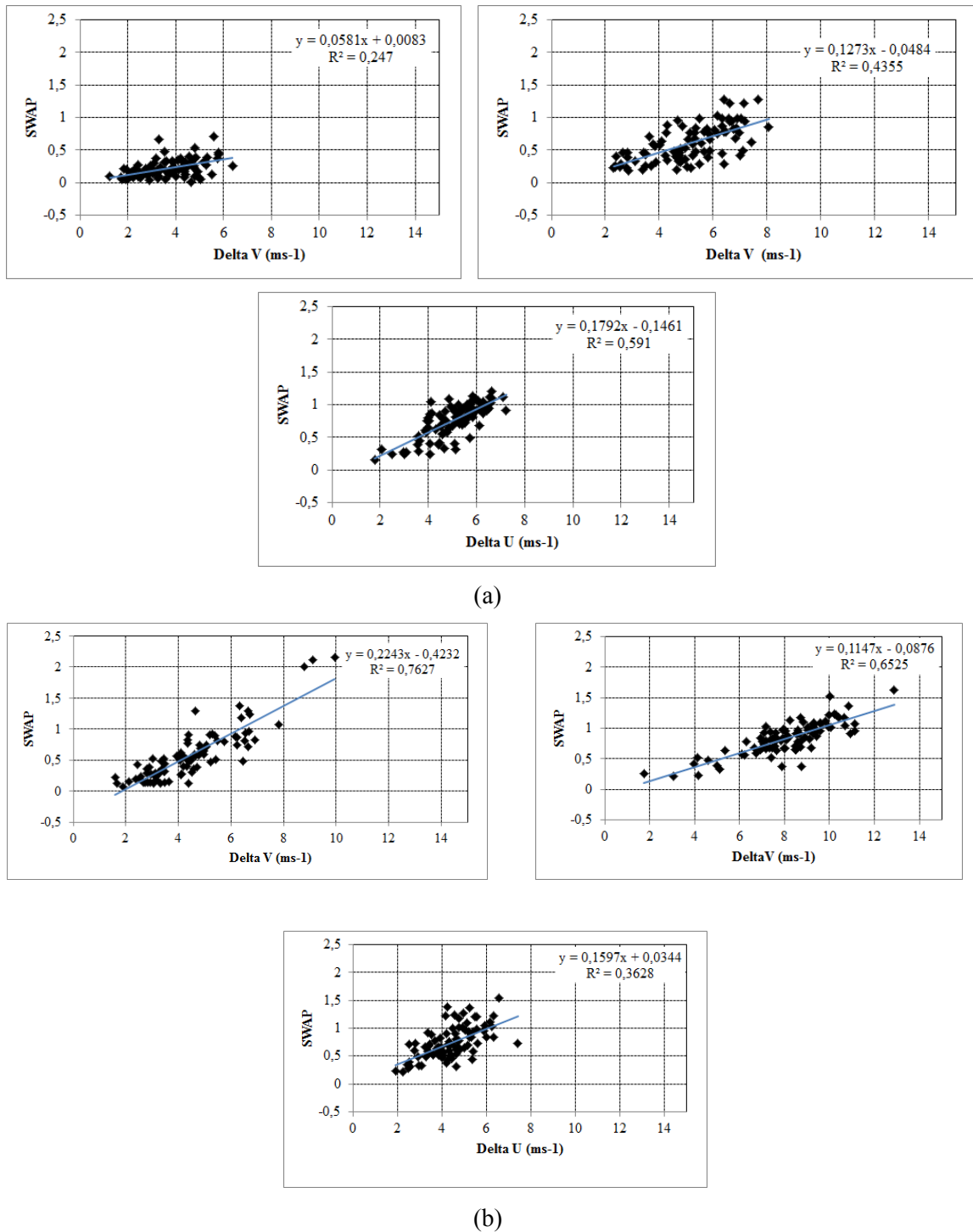


Figura 5.9 - Gráficos de dispersão entre Delta V ($m s^{-1}$) e SWAP de 1994, 2008 e 2010 em Alcântara, Piauí e Pernambuco para os meses de março (a) e setembro (b), respectivamente.

Tabela 5.1 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Alcântara durante o mês de março para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).

		SAWP\geq0.5		Total
		Brisa	Não Brisa	
$\alpha \geq 3.3$	Brisa	1	3	4
	Não Brisa	2	24	26
	Total	3	27	30

(a)

		SAWP\geq0.5		Total
		Brisa	Não Brisa	
$\alpha \geq 3.3$	Brisa	0	1	1
	Não Brisa	0	29	29
	Total	0	30	30

(b)

		SAWP\geq0.5		Total
		Brisa	Não Brisa	
$\alpha \geq 3.3$	Brisa	0	4	4
	Não Brisa	0	26	26
	Total	0	30	30

(c)

Tabela 5.2 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Piauí durante o mês de março para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).

		SAWP\geq0.5		
		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 3.3$	Brisa	5	1	6
	Não Brisa	5	19	24
	Total	10	20	30

(a)

		SAWP\geq0.5		
		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 3.3$	Brisa	10	3	13
	Não Brisa	9	8	17
	Total	19	11	30

(b)

		SAWP\geq0.5		
		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 3.3$	Brisa	7	0	7
	Não Brisa	11	12	23
	Total	18	12	30

(c)

Tabela 5.3 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Pernambuco durante o mês de março para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).

		SAWP \geq 0.5		
		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	23	2	25
	Não Brisa	3	2	5
	Total	26	4	30

(a)

		SAWP \geq 0.5		
		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	15	5	20
	Não Brisa	3	17	10
	Total	18	12	30

(b)

		SAWP \geq 0.5		
		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	28	0	28
	Não Brisa	2	0	2
	Total	30	0	30

(c)

Tabela 5.4 - Testes não-paramétricos. Os símbolos estão definidos na Tabela 3.2.

	Alcântara			Piauí			Pernambuco		
	Março			Março			Março		
	1994	2008	2010	1994	2008	2010	1994	2008	2010
CSI	0,17	0,00	0,00	0,45	0,45	0,39	0,82	0,65	0,93
H	0,33	–	–	0,50	0,53	0,39	0,88	0,83	0,93
FAR	0,75	1,00	1,00	0,17	0,23	0,00	0,08	0,25	0,00
BIAS	1,33	–	–	0,60	0,68	0,39	0,96	1	0,93

Tabela 5.5 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Alcântara durante o mês de setembro para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).

		SAWP\geq0.5		
		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	8	6	14
	Não Brisa	0	15	15
	Total	8	21	29

(a)

		SAWP\geq0.5		
		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	12	5	17
	Não Brisa	1	11	12
	Total	13	16	29

(b)

		SAWP\geq0.5		
		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	19	1	20
	Não Brisa	4	5	9
	Total	23	6	29

(c)

Tabela 5.6 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Piauí durante o mês de setembro para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).

		SAWP\geq0.5		Total
		Brisa	Não Brisa	
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	22	1	23
	Não Brisa	2	4	6
	Total	24	5	29

(a)

		SAWP\geq0.5		Total
		Brisa	Não Brisa	
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	27	0	27
	Não Brisa	1	1	2
	Total	28	1	29

(b)

		SAWP\geq0.5		Total
		Brisa	Não Brisa	
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	26	0	26
	Não Brisa	2	1	3
	Total	28	1	29

(c)

Tabela 5.7 - Tabelas de contingência (2 x 2) aplicada à comparação entre as identificações de dias de brisa pelo método de α e SAWP para Pernambuco durante o mês de setembro para os anos de 1994 (a), 2008 (b) e 2010 (c).

SAWP ≥ 0.5

		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	17	2	19
	Não Brisa	7	3	10
	Total	24	5	29

(a)

SAWP ≥ 0.5

		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	20	4	24
	Não Brisa	1	4	5
	Total	21	8	29

(b)

SAWP ≥ 0.5

		Brisa	Não Brisa	Total
$\alpha \geq 2.4$	Brisa	21	1	22
	Não Brisa	5	3	8
	Total	26	4	30

(c)

Tabela 5.8 - Testes não-paramétricos. Os símbolos estão definidos na Tabela 3.2.

	Alcântara			Piauí			Pernambuco		
	Setembro			Setembro			Setembro		
	1994	2008	2010	1994	2008	2010	1994	2008	2010
CSI	0,57	0,67	0,79	0,88	0,96	0,93	0,65	0,80	0,78
H	1,00	0,92	0,83	0,92	0,96	0,93	0,71	0,95	0,81
FAR	0,43	0,29	0,05	0,04	0,00	0,00	0,11	0,17	0,05
BIAS	1,75	1,31	0,87	0,96	0,96	0,93	0,79	1,14	0,85

5.2. Climatologia

Utilizando o índice de identificação de potencial de brisa proposto na seção anterior, obtém-se a climatologia do número de dias com potencial de brisa para os meses de março e setembro no período de 1980 a 2010. Além da média, computa-se também o desvio padrão e o coeficiente de variação do número (CV, igual à média dividido pelo desvio padrão).

Analisando o campo de número médio de dias com potencial de brisa para o mês de **março** (a partir do campo de α da componente meridional $\geq 3,3$) (Figura 5.10a), nota-se, em toda a costa norte do Brasil, que há uma faixa limítrofe entre continente e oceano com um número médio reduzido (1 a 3 dias), e uma faixa paralela a esta com um número maior de dias (5 a 10 dias). No Suriname, Guiana Francesa, Amapá, parte do Pará e Piauí, há valores mais elevados de desvio indicando que os números de dias podem ter uma relativa variação de ano para ano (Figura 5.10b). Os valores de CV em torno de 50% na costa norte do Brasil confirmam esse grau de variabilidade interanual (Figura 5.10c).

Para o **mês de setembro**, há um aumento substancial do número de dias com potencial de brisa (resultante do campo de α da componente meridional $\geq 2,4$) para 20-25 dias na costa norte do Ceará, Piauí, parte leste do Maranhão, parte central e oeste do Pará, Amapá, Guiana Francesa e Suriname. Paralela a esta faixa, há uma faixa limítrofe entre o continente e o oceano com valores médios da ordem de 15-20 dias (Figura 5.10d). Nesta faixa, encontram-se valores altos de desvio, indicando maior variabilidade interanual (Figura 5.10e). A forte atuação do potencial de brisa nos meses menos chuvosos concorda com o observado por Kousky (1980), Cavalcanti (1982), Franchito (1982) e Planchon et al. (2006).

Analisando o campo do número médio de dias para o mês de **março** (a partir do campo de α da **componente zonal** $\geq 2,4$), verifica-se na costa leste do NEB, partindo do Rio Grande do Norte até a Bahia, que o número de dias com potencial de brisa é da ordem de 15-20, com exceção de Alagoas, Sergipe e em parte de Pernambuco, onde os valores se elevaram para 20-25 dias (Figura 5.11a). Nestas áreas onde o número de dias de brisa

é maior, também se encontra os maiores valores de desvio, evidenciando alta variabilidade interanual (Figura 5.11b).

Para o mês de **setembro** (a partir do campo de α da **componente zonal** $\geq 2,4$), há aumento considerável do número de dias com potencial de brisa na costa leste do NEB. (Figura 5.11d). Nesta faixa, de um modo geral, os valores de desvio padrão são baixos, indicando pouca variação interanual (Figura 5.11f).

De modo geral, em relação ao número médio de dias e potencial de brisa, há diferenças entre a região costeira orientada zonalmente e meridionalmente. Na região costeira orientada zonalmente, o potencial de brisa ocorre principalmente em setembro; na região costeira orientada meridionalmente, em ambos os meses, março e setembro. No mês de março, a frequência de dias com potencial de brisa é menor nas duas regiões costeiras, e torna-se praticamente nulo na região costeira orientada zonalmente; na região costeira orientada meridionalmente, mantém-se acima de 15 dias. No mês de setembro, nas duas regiões costeiras a frequência de dias com potencial de brisa fica em torno de 20-25 dias, ou seja, há uma frequente atuação do potencial de brisa durante o período menos chuvoso.

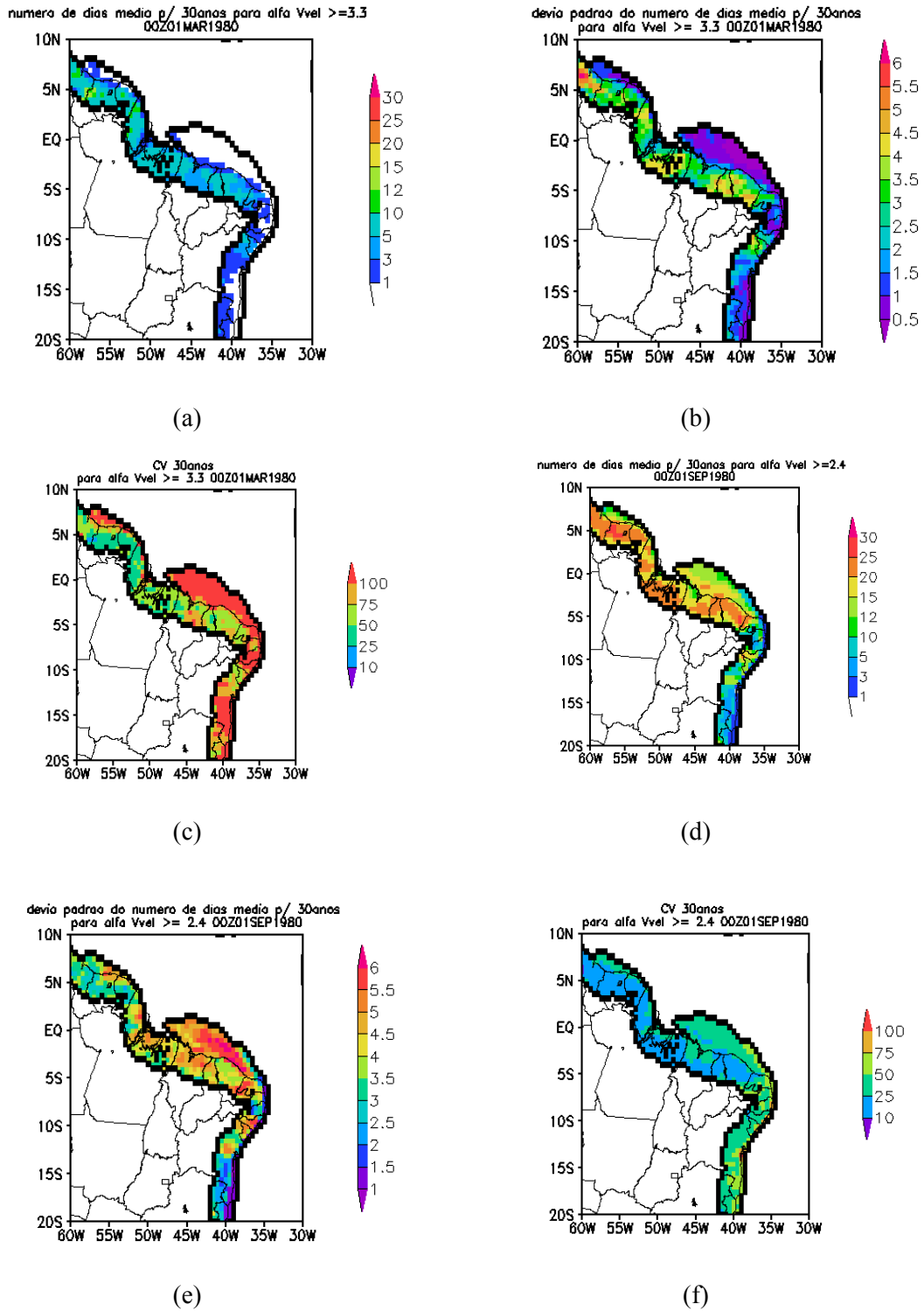


Figura 5.10 - Campo de número de dias médio de brisa, desvio padrão e coeficiente de variação utilizando a componente meridional do vento ($m\ s^{-1}$) para os meses de março (a, b, c) e setembro (d, e, f).

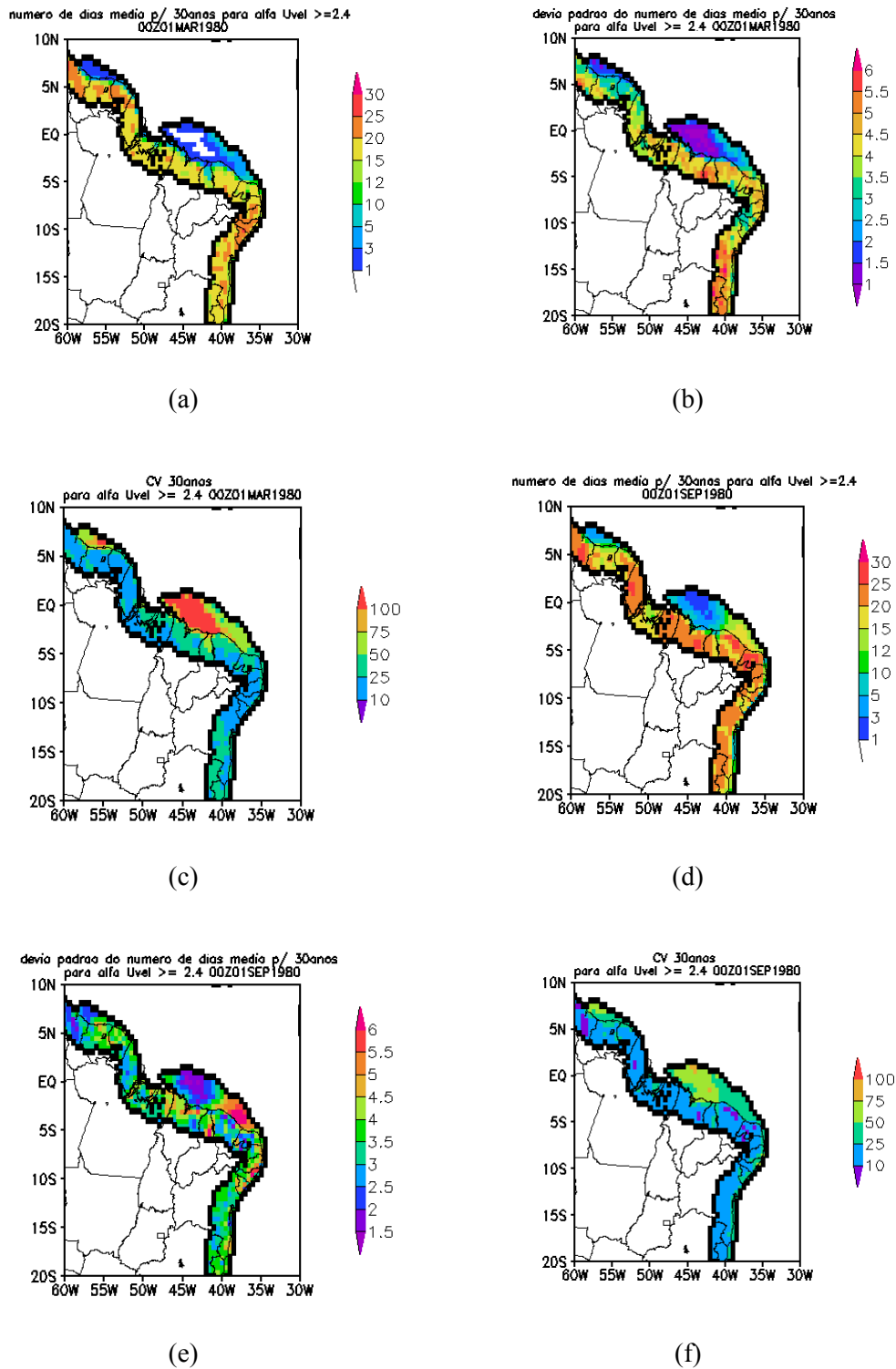


Figura 5.11 - Campo de número de dias médio de brisa, desvio padrão e coeficiente de variação utilizando a componente zonal do vento ($m s^{-1}$) para os meses de março (a, b, c) e setembro (d, e, f).

6 CARACTERIZAÇÃO DA FRENTE DE BRISA MARÍTIMA

A convergência dos ventos perto do limite da brisa marítima pode forçar o levantamento do ar e levar à formação de nuvens. Assim, a extensão da brisa marítima, por vezes, pode ser deduzida a partir da presença de nuvens à frente de uma área de supressão de nebulosidade. Essas nuvens formam a frente de brisa marítima, que pode ser identificada em imagens de satélite (SIMPSON, 1994; AZORIN-MOLINA et al., 2009). Neste capítulo, com o uso das imagens do satélite GOES 10 e 12 no canal visível e em alta resolução, para os meses de setembro e outubro de 2007 a 2010 (período com maior quantidade de informações disponíveis dentro do período considerado na análise do potencial de brisa), são analisados o padrão médio horário de nebulosidade e a formação das frentes de brisa marítima na costa do NNEB. Para o cálculo da média horária de nebulosidade levou-se em consideração a disponibilidade das imagens de satélite e priorizou os dias com ausência de nebulosidade de grande escala persistente sobre a região de estudo. As médias horárias de nebulosidade provenientes das imagens de satélite são analisadas juntamente com dados de estações meteorológicas de superfície (nebulosidade total, e direção e velocidade do vento) para três localidades: Fortaleza, São Luís e Alcântara.

A brisa marítima é mais facilmente identificável nos meses de setembro e outubro por dois motivos. Em primeiro lugar, na primavera austral (SON), há um número menor de sistemas precipitantes atuando na costa norte e nordeste do Brasil (KOUSKY, 1980, MOLION; BERNARDO, 2002; FERREIRA; MELO, 2005), o que diminui a interferência da nebulosidade associada a esses sistemas na frente de brisa. Em segundo, a extensão das áreas com potencial de brisa é maior no mês de setembro (conforme mostrado no capítulo 4). Analisando a média horária da nebulosidade em setembro e outubro, nota-se que o padrão de nebulosidade é semelhante nos dois meses; assim, opta-se por apresentar e discutir os resultados somente para o mês de setembro. Para esse mês, o ciclo diurno médio da nebulosidade sobre a região de estudo mostra a existência de padrões distintos de frente de brisa **na costa norte (incluindo Guiana e Amapá) e leste da região de estudo** (Figura 6.1).

Na costa leste do NEB, em média, a frente de brisa aparece de forma um pouco mais clara somente no litoral do Rio Grande do Norte (indicado por “5” na Figura 6.1d), podendo chegar a cerca de 1° (~100 km) no vértice nordeste do Estado. No restante da região, há uma faixa de nebulosidade persistente e sem propagação durante todo o dia. Logo, não é possível detectar uma frente de brisa se propagando na costa leste, exceto no litoral do Rio Grande do Norte. Isso seria contrário ao esperado, pois os ventos alísios nesta região em princípio ajudariam a propagação da brisa marítima continente adentro além do potencial de brisa ser claramente definido na costa leste (de acordo com o capítulo 4). Percebe-se que a nebulosidade na costa leste pode ser influenciada não somente pela brisa marítima, mas também por outras circulações locais (do tipo vale-montanha, por exemplo) e pelo deslocamento de nuvens rasas do oceano para o litoral pelos alísios. Esse deslocamento leva a uma nebulosidade persistente sobre amplas regiões da costa leste (PLANCHON et al., 2006). Por outro lado, a dificuldade de identificar a frente de brisa marítima resulta também do próprio procedimento para se computar o padrão médio analisado, que integra tanto dias com quanto dias sem frente de brisa. Isso é exemplificado a seguir.

Na Figura 6.2, observa-se um caso de configuração da frente de brisa marítima, referente ao dia 1 de setembro de 2008, quando ocorre o início da formação da faixa de supressão de cúmulos a partir da costa norte até a costa leste às 1615 UTC. Nos horários posteriores, este padrão torna-se mais definido, com a frente de brisa separando a área de supressão de cúmulos da nebulosidade que cobre quase todo o NEB. Na maior parte dos dias, porém, ocorre o predomínio de uma nebulosidade persistente sobre toda a costa leste, tal como ilustrado na Figura 6.3, que se refere ao caso do dia 04 de setembro de 2008. Neste dia, houve a presença de uma nebulosidade ampla, cobrindo todo o NEB desde 1400 a 1800 UTC, o que impede a identificação da frente de brisa.

Comparando os resultados encontrados para a frente de brisa e o potencial de brisa (capítulo 4), percebe-se que não há concordância. A dificuldade na identificação da frente de brisa marítima na costa leste do NEB não confirma o claro potencial de brisa existente na região. Isso impede delimitar, de forma mais precisa, a **área de atuação da brisa marítima**. Como, para a costa leste do NEB, estudos anteriores indicam a existência da circulação de brisa marítima (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982;

FRANQUITO, 1982; ALCANTARA; SOUZA, 2008), conclui-se que a atuação da brisa marítima pode se estender até 2° (~200 km) continente adentro, tomando como base somente o potencial de brisa, e em geral a frente de brisa dificilmente pode ser identificada devido a outros fatores que afetam a nebulosidade sobre a região. Para a costa do Rio Grande do Norte, em particular, a região de atuação da brisa marítima encontra-se entre 1° (~100 km) (conforme a frente de brisa) e 2° (~200 km) (conforme o potencial de brisa).

Na costa norte (leste do Pará, leste do Maranhão, Piauí e Ceará), **no Amapá e na Guiana**, percebe-se uma extensa região costeira mais favorável para a identificação da nebulosidade associada às frentes de brisa marítima (indicado por “1” a “4” na Figura 6.1d). O horário de 1600 UTC parece ser a mais conveniente para definir o início da propagação da frente de brisa, porque ficam claras as faixas com supressão de nebulosidade sobre os corpos d’água. De 1600 a 1800 UTC, ocorre a propagação da frente de brisa continente adentro a partir do litoral (com clara supressão de nebulosidade à retaguarda). Esse padrão geral, no entanto, não é válido para duas regiões: nas proximidades de Belém e na ilha do Marajó (indicado por “A” na Figura 6.1), e em Alcântara e na Baía de São Marcos (indicado por “B”). Nessas regiões, nota-se um padrão regionalmente mais complexo no ciclo diurno da nebulosidade.

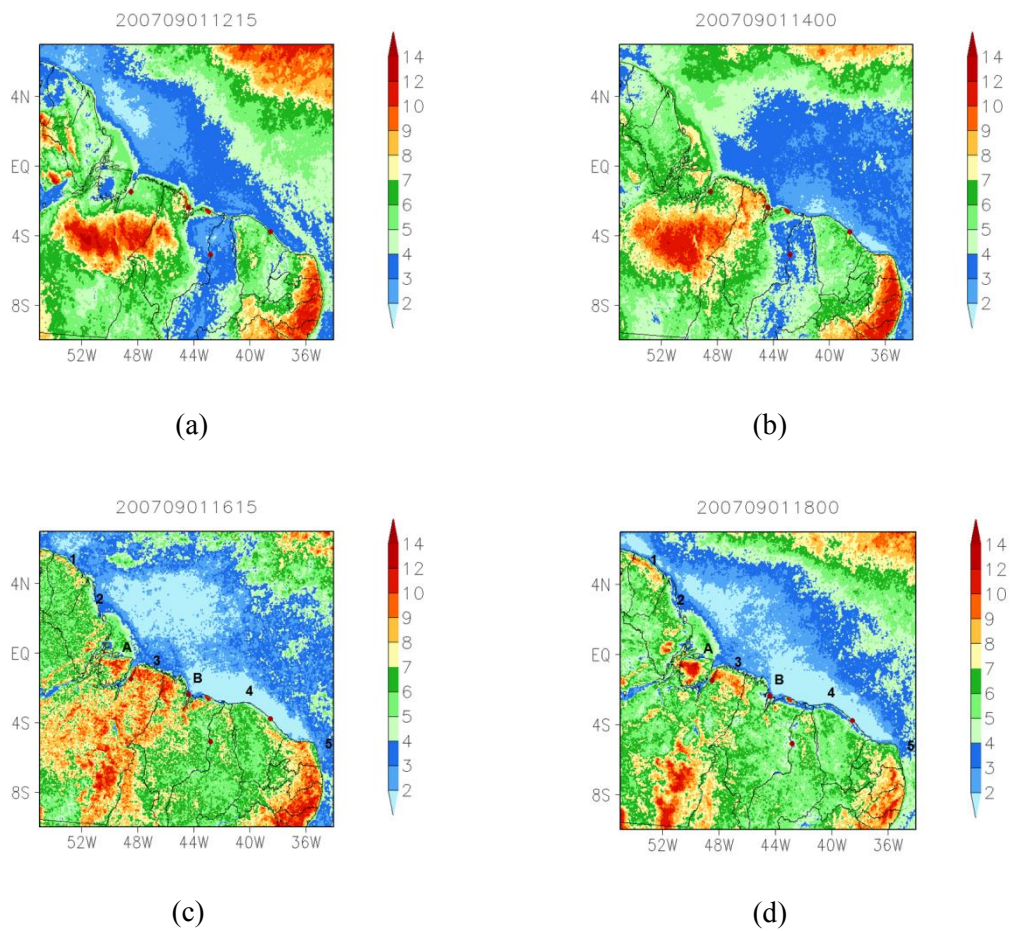


Figura 6.1 - Médias horárias de setembro de 2007 a 2010 da nebulosidade (refletância) proveniente das imagens do satélite Goes 10 e 12 canal visível para costa do NNEB às 1215, 1400, 1615 e 1800 UTC, respectivamente.

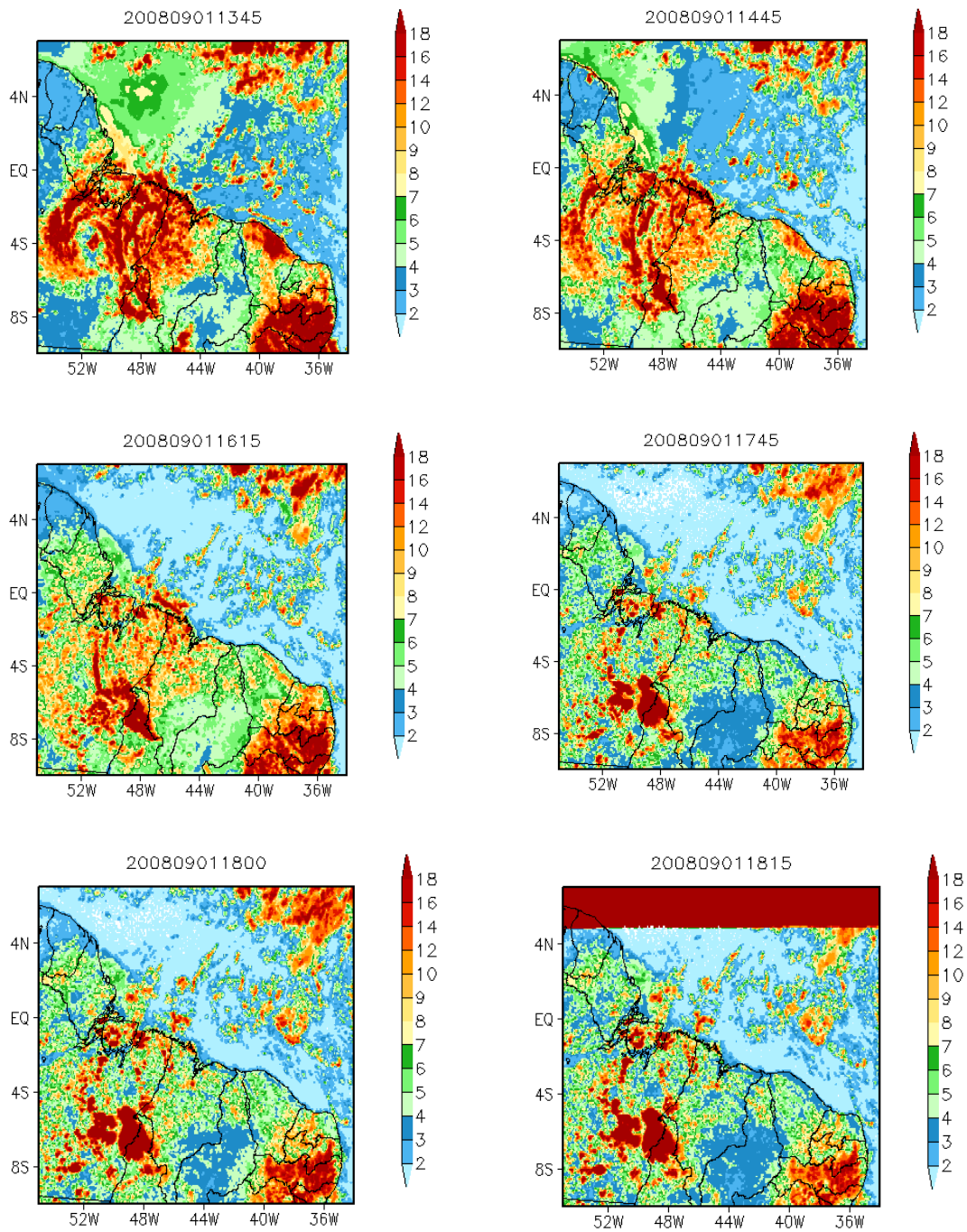


Figura 6.2 - Evolução horária da nebulosidade (refletância) proveniente das imagens do satélite Goes-10 (canal visível) do dia 01 de setembro de 2008, para costa do NNEB.

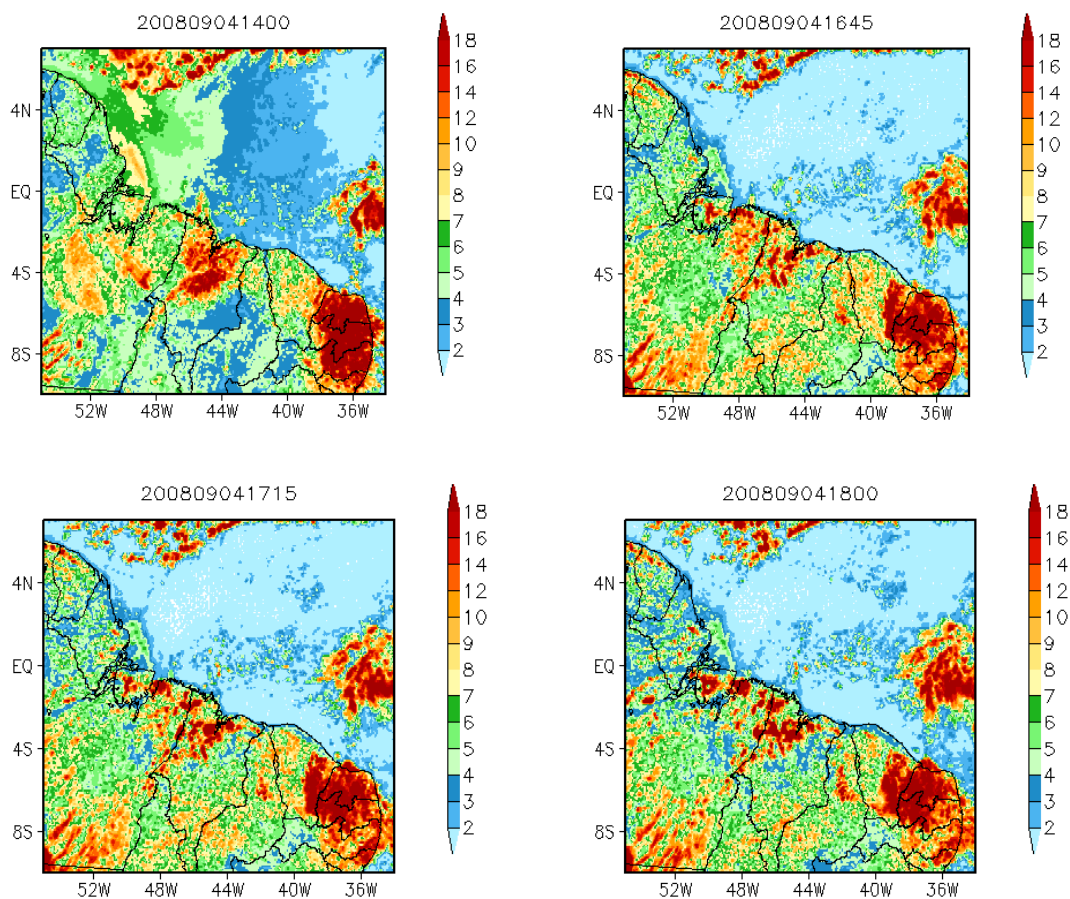


Figura 6.3 - Evolução horária da nebulosidade (refletância) proveniente das imagens do satélite Goes-10 (canal visível) do dia 04 de setembro de 2008, para costa do NNEB.

A seguir, três regiões são escolhidas para uma análise regional e mais detalhadas do ciclo diurno da nebulosidade. A primeira região corresponde ao **Estado do Ceará**, onde a propagação da frente de brisa marítima segue um padrão clássico. As duas outras regiões – **região do Estado do Pará** e a **região de Alcântara** – correspondem àquelas que possuem um padrão complexo que destoa do padrão geral encontrado na costa norte do Brasil.

Na **região costeira do Estado do Ceará**, o padrão clássico de frente de brisa marítima (Figura 6.4) pode ser descrito da seguinte forma. Em torno de 1400 UTC, há algumas regiões pontuais com valores maiores de refletância próximos à costa (Figura 6.4a). A partir de 1500 UTC, observa-se o aumento da área paralela à costa com maior nebulosidade. Essa área possui um formato linear e constitui-se na frente de brisa. Às

1615 UTC, nota-se o avanço da frente de brisa para o interior do continente (Figura 6.4c), com clara área de supressão de nebulosidade à retaguarda. À tarde, quando o contraste térmico entre a terra e o oceano é máximo, a brisa alcança a sua maior intensidade (SIMPSON, 1994; AHRENS, 2000). Em toda a região costeira desde o Estado do Ceará ao Piauí, há a frente de brisa às 1800 UTC (Figura 6.4e), e a nebulosidade associada à frente aumenta às 1815 UTC, mantendo-se até o final da tarde. Entre a frente de brisa e o oceano, tem-se uma faixa de céu predominantemente claro correspondendo à área de supressão de cúmulos (ROTUNNO et al., 1992).

O padrão de frente de brisa marítima mostrado na **região costeira do Estado do Ceará** ratifica o encontrado por Planchon et al. (2006) desde o Ceará até a Baía de São Marcos. Esses autores mostraram que as frentes de brisa durante o mês de setembro no horário das 1800 UTC encontram-se entre 40 e 80 km da costa (Figura 6.5). Como as frentes de brisa são identificadas com base em imagens de satélite no canal visível, não é possível acompanhar a propagação e a dissipação da frente de brisa no início da noite. Desta forma, acredita-se que a frente de brisa pode se estender um pouco além dos limites obtidos por Planchon et al. (2006) e no presente estudo. Por outro lado, o potencial de brisa marítima para a região do Ceará ocorre sobre uma faixa que se estende em direção ao continente, por cerca de 3° (~300 km) a partir do litoral (capítulo 4). Essa extensão é bem superior ao encontrado na análise de frente de brisa marítima. Assim, conciliando os dois resultados (potencial e frente de brisa), conclui-se a área de atuação da brisa marítima na região costeira do Ceará deve estar compreendida entre o limite da frente de brisa (40 a 80 km) e o limite do potencial de brisa (3° ~300 km).

Quanto às **variáveis atmosféricas de superfície** como nebulosidade em oitavos, velocidade e direção do vento **em Fortaleza**, para setembro de 1951-2013 (Figura 6.8, 6.9 e 6.10), observa-se que a distribuição média horária da cobertura de nuvens em Fortaleza mantém-se praticamente constante até 1000 UTC. De 1000 a 1200 UTC, quando o contraste térmico entre a terra e o oceano está estabelecido, observa-se o aumento da nebulosidade e, depois das 1800-1900 UTC, ocorre uma queda expressiva concordando com a área de supressão de cúmulos que ocorre na região visualizada nas imagens de satélite (Figura 6.4). Simultaneamente com essa redução da nebulosidade observa-se o aumento da intensidade do vento e a direção do vento oscila de sudeste e

leste na região e parecem estar “desconectada” das variações de nebulosidade (Figura 6.9 e 6.10).

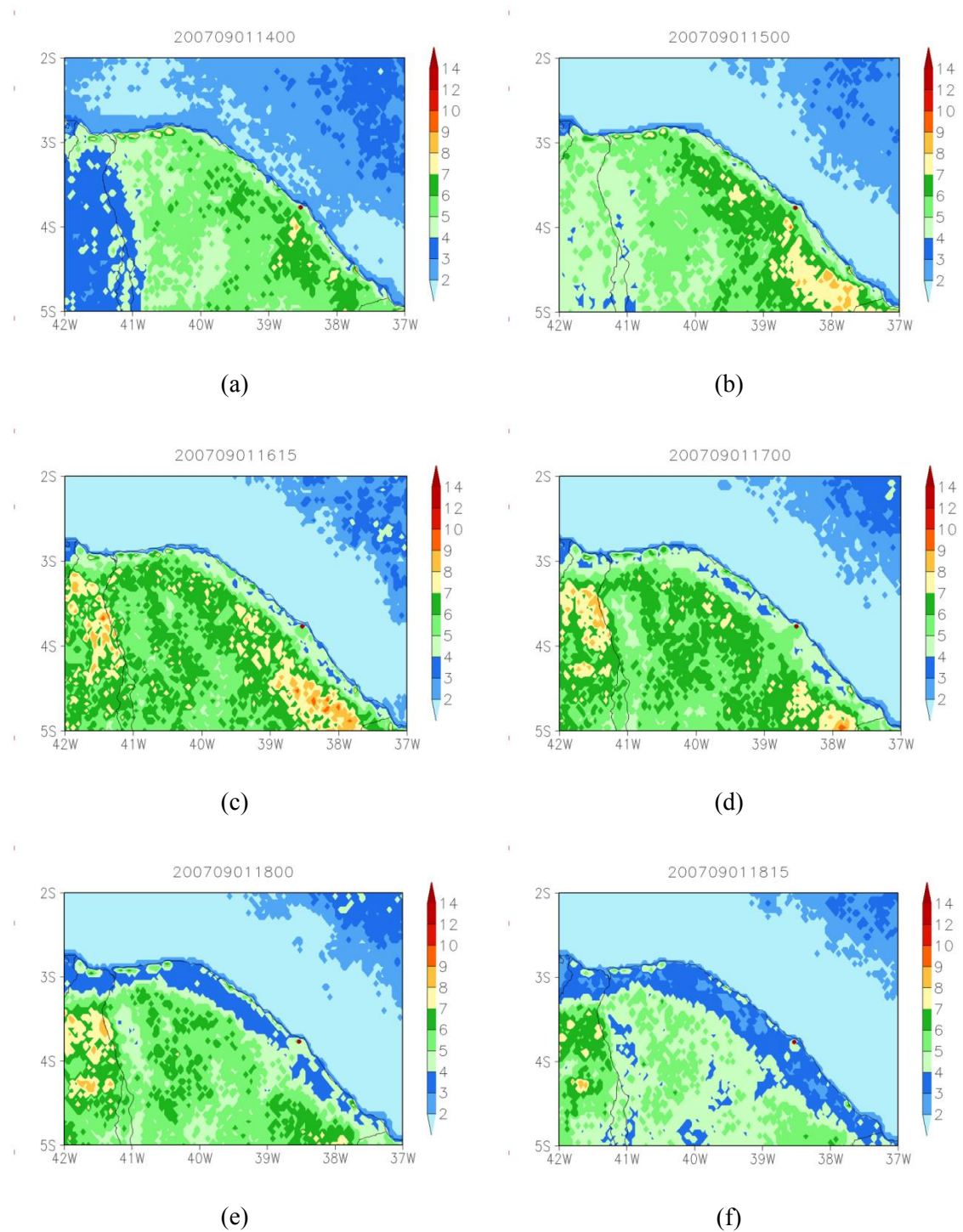


Figura 6.4 - Médias horárias de setembro de 2007 a 2010 da nebulosidade (refletância) proveniente das imagens do satélite Goes 10 e 12 canal visível para costa do Ceará às 1400, 1500, 1615, 1700, 1800 e 1815 UTC, respectivamente.

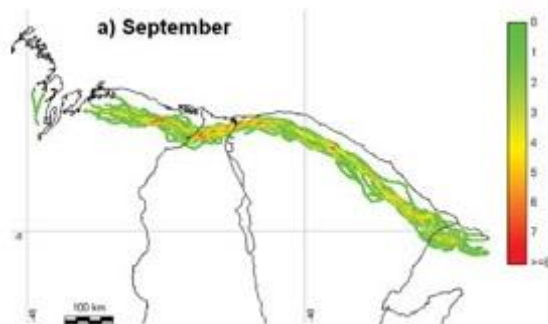


Figura 6.5 - Número de ocorrências de frentes de brisa adquiridos através da análise de sensoriamento remoto na faixa continental norte do nordeste do Brasil durante setembro do ano 2000.

Fonte: Planchon et al. (2006).

Analisando a evolução horária média das imagens para o mês de setembro **no Estado do Pará**, um local com padrão de brisa mais complexo, observa-se em torno de 1400 UTC um aumento da nebulosidade (maiores valores de refletividade) na porção leste do Estado do Pará e da ilha do Marajó (Figura 6.6 e 6.8). No horário de 1615 UTC, há um aumento generalizado da nebulosidade em praticamente toda a região continental, inclusive em toda faixa nas proximidades da cidade de Belém-PA (Figura 6.6c). Neste horário, os corpos d'água são facilmente identificáveis pela supressão de nebulosidade sobre eles. Em torno de 1730 UTC, ocorre uma redução considerável da nebulosidade no interior do continente e as frentes de brisa, que surgem na interface entre os corpos d'água e a superfície continental, podem ser identificadas. Entre as 1730 e 1845 UTC a frente de brisa se propaga continente adentro nas áreas (vide Figura 6.6d, e):

- de sudeste a noroeste sobre o sudeste do Amapá (indicado por “1”);
- de leste para oeste na porção leste da Ilha do Marajó (indicado por “2”) e fica centralizada na ilha nos horários posteriores;
- de leste para oeste a partir da margem esquerda do rio Tocantins (indicado por “3”);
- quase paralelamente ao litoral entre as Baías de Pirabas e Turiaçu (indicado por “4”).

Nestes horários também ocorre a formação de frentes de brisa estacionárias na parte sul da ilha do Marajó (indicado por “A”) e também na faixa continental do Estado do Pará oposta à região (indicado por “B”), e na margem direita no continente do Rio Tocantins (indicado por “C”) e da Baía do Marajó (indicado por “D”). Entre 1730 e 1845 UTC,

parte da nebulosidade nesta faixa é dissipada (“C”). Nas proximidades da cidade de Belém-PA, particularmente, a nebulosidade é persistente em todos os horários analisados (“D”). Nesta área aparentemente ocorre a configuração de uma frente de brisa estacionária, provavelmente devido ao seu posicionamento em relação aos corpos d’água e/ou à sobreposição do escoamento de grande escala ao escoamento local. Apesar da complexa configuração da frente de brisa nas proximidades de Belém-PA através das imagens de satélite, não se pode excluir a existência de atuação de brisa nesta região como indicado no estudo preliminar de Santos et al. (2012).

As características fisiográficas existentes na região costeira do Estado do Pará podem ter colaborado para a configuração complexa da frente de brisa na região, onde não há um padrão único. Segundo Simpson (1987) a configuração da linha costeira (côncavo ou convexo) e a presença de penínsulas e baías influenciam a frente de brisa marítima. Essas características podem levar ao enfraquecimento das brisas e, conseqüentemente, dificultar a sua identificação e análise. Por outro lado, a área com potencial de brisa é menor nesta região. Assim, conciliando os dois resultados (potencial e frente de brisa), conclui-se que, para a costa paraense, o menor potencial de brisa não significa a ausência da circulação de brisa, mas deve estar relacionado à inexistência de um padrão único de frente de brisa marítima; as características fisiográficas da região levam a diferentes padrões locais, que se tornam diluídas quando analisadas em uma escala maior.

Com os dados de superfície de **Belém** para setembro de 1951-2013 (Figura 6.8, 6.9 e 6.10), observa-se a cobertura de nuvens acima de 3/8 das 1300 as 1800 UTC. A partir deste horário percebe-se que a redução da nebulosidade ocorre com a defasagem de cerca de duas horas em relação ao horário de ocorrência em Fortaleza. Analisando as características de brisa neste local observa-se a predominância de ventos de leste em grande parte da madrugada e manhã. De 1700 as 2300 UTC, quando há a redução da nebulosidade observa-se a mudança na direção do vento (leste para norte), evidenciando os efeitos sutis de brisa no local sendo acompanhado por uma velocidade do vento mais ou menos constante das 1000 até 1700 UTC.

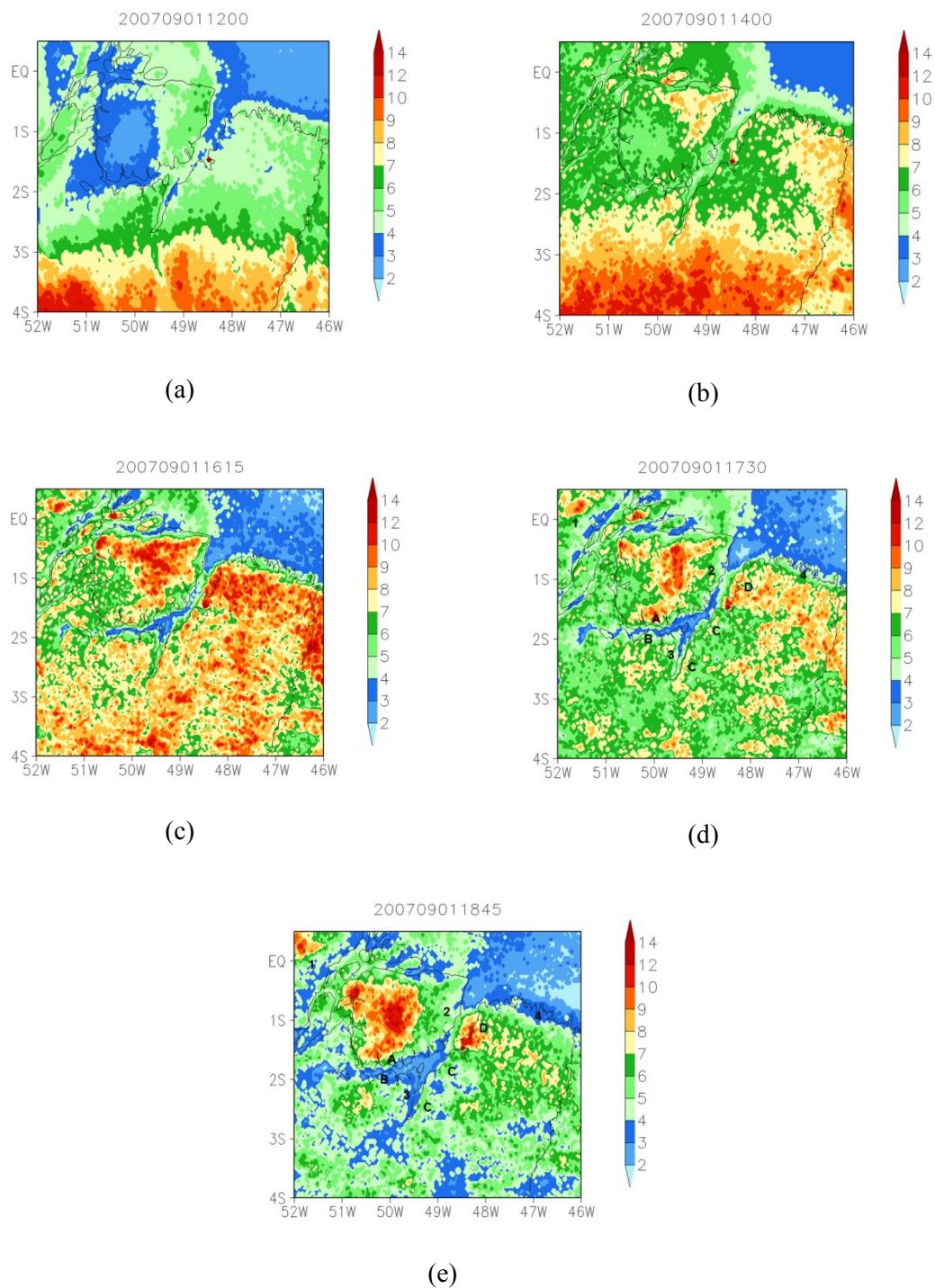


Figura 6.6 - Médias horárias de setembro de 2007 a 2010 da nebulosidade (refletância) proveniente das imagens do satélite Goes 10 e 12 canal visível para o Estado do Pará às 1200, 1400, 1615, 1730 e 1845 UTC, respectivamente.

Em relação à evolução média horária da nebulosidade para setembro em parte **do Estado do Maranhão**, observa-se a formação e persistência de uma faixa de nebulosidade nas proximidades de Alcântara em torno de 1200 UTC (Figura 6.7a). No horário posterior, esta nebulosidade se estende para o interior do continente (parte oeste do Estado), e surge uma nebulosidade na região de São Luís. No horário de 1600 UTC (Figura 6.7c), existe clara diferença entre a nebulosidade sobre os corpos d'água, como a Baía de São Marcos, (menor nebulosidade) e sobre a região continental (maior nebulosidade). A partir de 1700 UTC, nos limites entre superfícies continentais e corpos d'água, ocorre o início da propagação da frente de brisa:

- de leste para oeste sobre o CLA (indicado por “1” na Figura 6.7c);
- de leste para oeste a partir da margem sudoeste da Baía de São Marcos (indicado por “2”).

Essas duas frentes de brisa (“1” e “2”) se unem entre as 1700 e 1800 UTC e percebe-se uma propagação sutil e bem restrita da frente conjunta sobre a faixa litorânea. A maior redução de nebulosidade sobre a ampla região continental a oeste da Baía de São Marcos não está associada à propagação da frente de brisa, mas pode estar associada ao deslocamento da nebulosidade acompanhando o escoamento de sudeste para noroeste nesta região.

No horário de 1700 UTC, em São Luís observa-se o início da dissipação da nebulosidade e a parte remanescente encontra-se concentrada na parte central desta área, aparentemente como consequência do escoamento local circundante (Figura 6.7d). Analisando a parte a leste da Baía de São Marcos, observa-se características distintas de frente de brisa. A partir do litoral a leste da Baía de São Marcos, observa-se a formação de frente de brisa e propagação às 1700 UTC, como uma continuação do padrão que ocorre no litoral do Ceará (indicado por “3” na Figura 6.7d). Entretanto, na margem leste da Baía do Arraial (indicado por “A”) e de São José (indicado por “B”), há a configuração de frentes de brisa estacionárias. A frente de brisa que se encontra mais no interior do continente (“A”) se dissipa após 1700 UTC, porém a frente posicionada mais próximo do oceano (“B”) mantém-se até 1800 UTC (Figura 6.7e). Essa configuração observada a leste da Baía de São José apresenta semelhanças com a configuração

observada e descrita anteriormente para a costa leste da Baía do Marajó, que corresponde à parte continental nas proximidades de Belém.

Comparando os resultados encontrados para frente de brisa e o potencial de brisa na costa do Maranhão percebe-se que a área com o potencial de brisa mostra que a atuação da brisa nesta região se estende por uma faixa de cerca de 3° (~300 km) a partir do litoral (capítulo 4), caracterizada pela configuração de brisa vale-montanha e não somente marítima. Essa extensão é bem diferente e superior ao encontrado na análise de frente de brisa feita para a região a leste da Baía de São Marcos por Planchon et al. (2006) (Figura 6.5) e neste estudo (Figura 6.7). Quando se analisa a frente de brisa, percebe-se que a área efetiva de atuação da brisa ocorre peculiarmente em cada sub-região, evidenciando que não há um padrão único de brisa nesta região (Figura 6.7). As características fisiográficas da região semelhantes as encontradas na costa do Pará levam a diferentes padrões locais, que se tornam diluídas quando analisadas em uma escala maior. Assim, conciliando os dois resultados (potencial e frente de brisa), conclui-se a área de atuação da brisa marítima na região costeira do Maranhão deve estar compreendida entre o limite da frente de brisa peculiar de cada sub-região e o limite do potencial de brisa (em torno de 3° ~300 km).

Analisando a variação média horária da nebulosidade **em Alcântara** para setembro de 2000-2014, observa-se certa concordância com o padrão de nebulosidade diário encontrado em Fortaleza, exceto pela magnitude em Alcântara ser inferior (Figura 6.8). Em geral, em Alcântara os maiores valores de nebulosidade, ocorrem de 0900 a 1400 UTC e redução a partir de 1700 UTC (Figura 6.8). Das 1200 às 1700 UTC ocorrem os ventos mais intensos e com predominância no quadrante nordeste. Nos horários posteriores, observa-se redução da magnitude do vento e pequena variação na direção do vento, inclusive observa-se uma maior redução de nebulosidade coincidindo com o início da propagação da frente de brisa observada na região nos limites entre superfícies continentais e corpos d'água (Figura 6.7, 6.8, 6.9 e 6.10).

Apesar de Alcântara estar muito próximo de São Luís, observa-se a grande diferença nas características de superfície entre estes dois locais (Figura 6.7, 6.8, 6.9 e 6.10), provavelmente devido ao avanço urbano ser diferente em ambas as regiões. Com os

dados de superfície em São Luís (1951-2013), das 1200 as 1700 UTC a cobertura total média de nuvens chega a quase 5/8 (Figura 6.8), com o vento predominante de leste e altos valores de velocidade do vento (em torno de $6,5 \text{ m s}^{-1}$) (Figura 6.9 e 6.10). Em torno das 1900 UTC, ocorre uma redução considerável na cobertura de nuvens seguida de uma pequena mudança da direção do vento e redução da velocidade do vento para entorno de $3,5 \text{ m s}^{-1}$. Através das imagens de satélite, o início da dissipação da nebulosidade em São Luís ocorre em torno das 1700 UTC, apenas um pouco adiantado em relação ao observado através dos dados de superfície (Figura 6.7d).

6.1 Síntese

Os resultados encontrados para a frente de brisa marítima e o potencial de brisa na costa do NNEB podem ser sintetizados em três padrões diferentes:

- I – Região com potencial de brisa, mas sem clara frente de brisa marítima (costa leste do NEB, com exceção do Rio grande do Norte). Nesta região, a área com potencial de brisa é um limitante superior da atuação da brisa.
- II – Regiões com potencial de brisa e uma única frente de brisa marítima (Rio Grande do Norte e Estado do Ceará, região entre o Maranhão e Pará, Amapá). Nestas regiões, a área de atuação da brisa deve estar compreendida entre o limite da frente e potencial de brisa.
- III – Regiões com potencial de brisa e com vários padrões de frente de brisa (marítima, fluvial, etc.) (Maranhão e Estado do Pará). Nestas regiões, a atuação de brisa ocorre de maneira específica em cada sub-região, sendo sempre necessária uma análise regional e mais detalhada para caracterizá-la.

Com as análises regionais de nebulosidade feitas no Estado do Ceará, no Pará e no Maranhão por meio de imagens de satélite e com os dados de superfície para algumas localidades, verifica-se que as informações são semelhantes e complementares ao entendimento da brisa na costa norte. Analisando a nebulosidade em oitavos, nota-se que, apesar da distância geográfica, os padrões são muito semelhantes em Fortaleza e

Alcântara, com a ressalva da magnitude da quantidade de nebulosidade em Fortaleza ser superior. O máximo de nebulosidade nestes locais ocorre em torno de 1200 UTC e o mínimo a partir das 1700 UTC. Os maiores valores de nebulosidade foram observados em São Luís (máximo em torno de 1400 UTC) e em Belém (máximo deslocado para em torno de 1600 UTC). Nestes locais os mínimos ocorrem em torno das 2000 UTC. De modo geral, a redução da nebulosidade é acompanhada principalmente pela alteração na magnitude do vento e ocorrem apenas pequenas mudanças na direção do vento em todos os locais, semelhante ao observado por Varejão-Silva (2001).

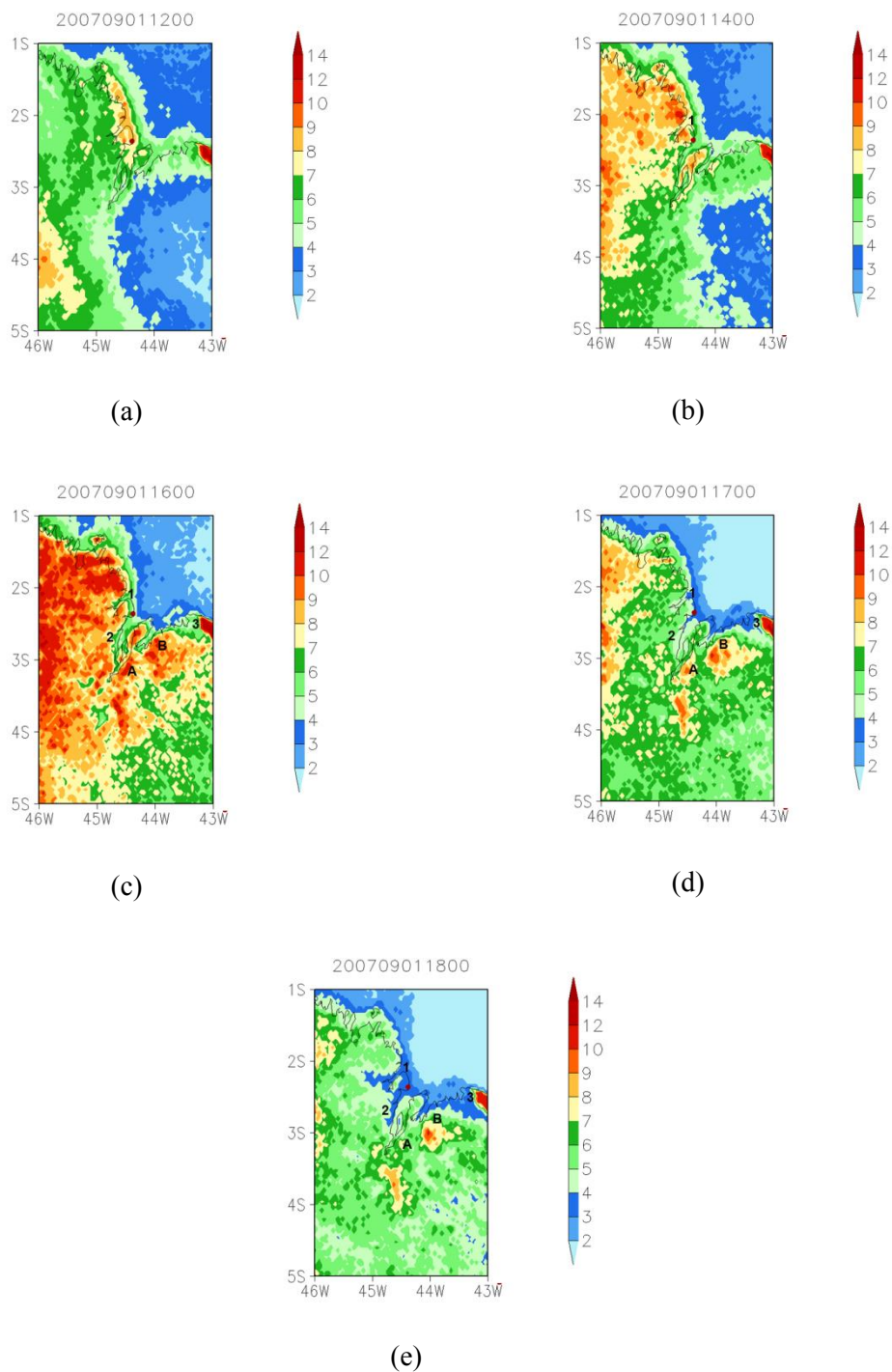


Figura 6.7 - Médias horárias de setembro de 2007 a 2010 da nebulosidade (refletância) proveniente das imagens do satélite Goes 10 e 12 canal visível para a região de Alcântara às 1200, 1400, 1600, 1700 e 1800 UTC, respectivamente.

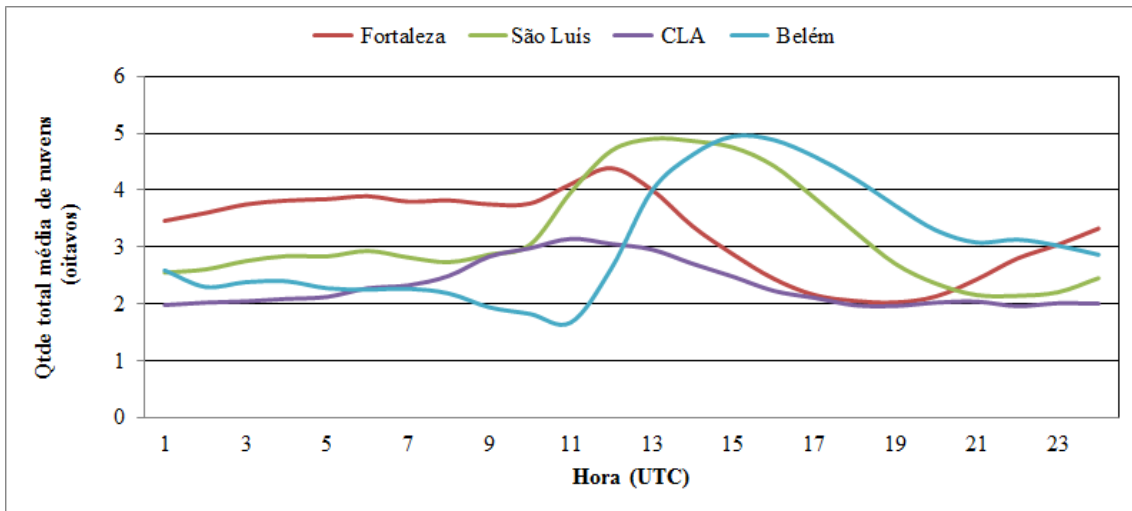


Figura 6.8 - Variação horária da quantidade total média de nebulosidade (oitavos) ao longo do dia para setembro em Fortaleza, São Luís, Belém e Alcântara.

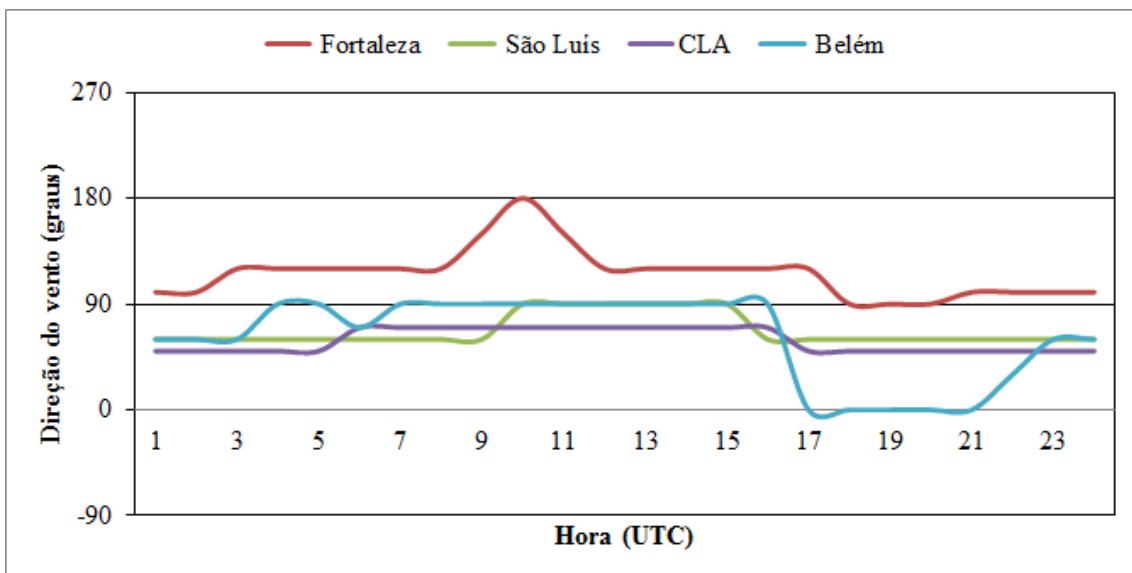


Figura 6.9 - Variação horária da direção média do vento (graus) ao longo do dia para setembro em Fortaleza, São Luís, Belém e Alcântara.

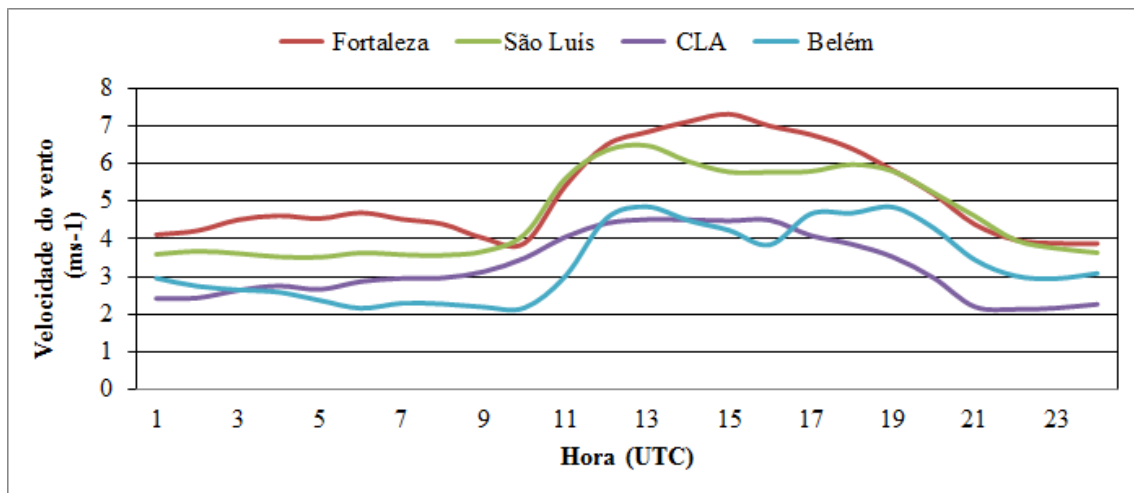


Figura 6.10 - Variação horária da magnitude média do vento ($m s^{-1}$) ao longo do dia para setembro em Fortaleza, São Luís, Belém e Alcântara.

7 *DOWNSCALING* COM O MODELO REGIONAL WRF

Neste capítulo, os resultados do *downscaling* dos dados do CFSR com o modelo WRF para setembro de 2008 são comparados à nebulosidade observada em imagens no canal visível do satélite GOES 10 e a reanálise CFSR. Nesse mês, os padrões de nebulosidade média horária são em geral semelhantes aos padrões médios de setembro de 2007 a 2010 (descritos no capítulo 6). Para a comparação com as observações, utilizam-se as seguintes variáveis: cobertura de nuvens baixas dos dados do CFSR e fração de nuvens entre 1000 e 700 hPa das saídas do WRF. Essas variáveis são as que mais se aproximam conceitualmente dos campos de refletância nas imagens de satélite no canal visível. Todas essas variáveis, daqui em diante, são referidas genericamente como nebulosidade.

A Figura 7.1 mostra os campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008 observada (imagens de satélite), da reanálise e simulada na grade de 12 km para a costa do NNEB.

- Sobre o oceano, em geral, há pouca nebulosidade e isto foi bem reproduzido pela reanálise, mas não pela simulação. O *downscaling* para a grade de 12 km produz nebulosidade excessiva em uma ampla área oceânica ao norte do Ceará.
- Sobre o continente, o padrão geral de nebulosidade consiste na ocorrência de maiores valores sobre a região do Maranhão e o Pará (MA-PA), e a costa leste do NEB (p. ex., 1615 UTC-Figura 7.1c). Essas duas regiões são separadas por menores valores sobre a região do Piauí e o Ceará (PI-CE). A reanálise reproduz parcialmente esse padrão, pois uma das regiões com maior nebulosidade, a que deveria cobrir o MA-PA, acaba se restringindo ao Maranhão. A simulação é capaz de reproduzir o padrão geral observado com maior realismo.
- No litoral, as observações mostram claramente a formação e propagação da frente de brisa desde o Amapá até a divisa entre o Pará e o Maranhão (1800 UTC-Figura 7.1d), a supressão de cúmulos no Ceará (1800 UTC) e uma nebulosidade estacionária na costa leste do NEB (1200 a 1600 UTC-Figura 7.1a,b,c). A reanálise desenvolve, ao longo de toda a costa, uma faixa de nebulosidade estacionária a partir de 1600 UTC (Figura 7.1c). Essa faixa representaria o resultado da brisa, mas a sua dimensão transversal (largura) é bem maior que a observada, e a sua estacionaridade corresponderia às

observações somente para a costa leste do NEB (inclusive, na costa leste, há um excesso de nebulosidade às 1800 UTC) (Figura 7.1d). Por outro lado, a simulação representa as características da brisa, como a propagação das frentes de brisa, de forma bastante realista ao longo de **todo** o litoral. Por exemplo, na Ilha do Marajó, o deslocamento da frente de brisa para oeste é muito bem representada (1400 a 1800 UTC) (Figura 7.1 b,c,d), embora o *downscaling* produza, precocemente, uma área de supressão de cúmulos no litoral leste da ilha (1400 UTC) (Figura 7.1b).

A conclusão é que, para a convecção rasa no continente (em geral) e a brisa (em particular), o *downscaling* gera resultados bem mais realistas que a reanálise. O potencial de brisa – que é o conceito relacionado aos dados de reanálise e utilizado no capítulo 4 – caracteriza-se por uma nebulosidade mais extensa na direção transversal e estacionária. O *downscaling* melhora substancialmente a representação da extensão transversal e da propagação das frentes de brisa. No oceano, ocorre o contrário: enquanto a reanálise é capaz de reproduzir os baixos valores de nebulosidade, o *downscaling* comete o erro de superestimar a nebulosidade sobre uma ampla região.

Para caracterizar as frentes de brisa de forma ainda mais detalhada, analisam-se a seguir as simulações na grade de 3 km para três trechos da costa do NNEB: litoral cearense, CLA e Ilha do Marajó.

A Figura 7.2 mostra os campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008 observada, da reanálise e simulada nas grades de 12 km e 3 km para o litoral cearense. As observações mostram duas características importantes da frente de brisa: o aumento da nebulosidade às 1615 UTC (Figura 7.2c) e a clara área de supressão de cúmulos às 1800 UTC (Figura 7.2d). A reanálise e o *downscaling* de 12 km são capazes de representar a área de supressão de cúmulos, mas intensificam a convecção rasa às 1800 UTC (Figura 7.2d). Embora não represente bem a área de supressão de cúmulos às 1800 UTC, por desconfigurar o padrão linear da frente de brisa, o *downscaling* de 3 km reproduz corretamente o aumento de nebulosidade às 1615 UTC na frente de brisa (e posterior enfraquecimento às 1800 UTC), bem como elimina o erro de nebulosidade excessiva sobre o oceano encontrada na grade de 12 km (Figura 7.2c,d). Em geral,

embora a propagação da frente de brisa não esteja tão clara quanto às observações, o *dowscaling* de 3 km produz um resultado claramente mais realista.

A Figura 7.3 mostra os campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008 observada, da reanálise e simulada nas grades de 12 km e 3 km para a região do CLA. Nesta região, tanto a reanálise quanto do *dowscaling* de 12 km não conseguem reproduzir o padrão de nebulosidade. O *dowscaling* de 3 km produz resultados bem mais realistas. Por exemplo, às 1200 UTC, a nebulosidade sobre o CLA é bem representada, embora o formato linear no litoral encontrado nas observações não esteja reproduzido (Figura 7.3a). De 1200 a 1600 UTC (Figura 7.3a,b,c), a intensificação da convecção rasa e a sua propagação para oeste, deixando o CLA e a Baía de São Marcos com menor nebulosidade, é bem reproduzida. No entanto, há um erro de posicionamento (mais ao sul nas simulações) das áreas de maior nebulosidade a leste de São Luís (1600 UTC) (Figura 7.3c).

A Figura 7.4 mostra os campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008 observada, da reanálise e simulada nas grades de 12 km e 3 km para a região da Ilha do Marajó. Embora a nebulosidade excessiva sobre o oceano, presente no *dowscaling* de 12 km, seja eliminada no *dowscaling* de 3 km, a representação da brisa é bem mais realista no *dowscaling* de 12 km. Tanto a reanálise quanto o *dowscaling* de 12 km reproduzem a intensificação da convecção rasa de 1600 a 1800 UTC (Figura 7.4c,d), e o *dowscaling* de 12 km é capaz de reproduzir a propagação para oeste da frente de brisa da Ilha do Marajó e o posicionamento das áreas de maior nebulosidade a leste da Baía do Marajó, inclusive a nebulosidade persistente sobre Belém. No *dowscaling* de 3 km, a nebulosidade mantém-se relativamente baixa sobre toda a região, contrariamente às observações.

Logo, de modo geral, os resultados do *dowscaling* de 3 km, em termos do padrão de nebulosidade, são bem mais realistas para o litoral cearense e a região do CLA. Para a região da Ilha do Marajó, no entanto, o padrão de nebulosidade do *dowscaling* de 12 km representa melhor as observações; o *dowscaling* de 3 km produz somente valores baixos de nebulosidade sobre a região. Apesar do desempenho geral satisfatório das simulações (12 ou 3 km), existem deficiências na representação das áreas de supressão

de nebulosidade sobre os corpos d'água no litoral do Pará e do Maranhão (onde há várias baías e foz de rios), provavelmente resultado das limitações devido à resolução espacial da simulação e representação do uso da terra nestas regiões (Figura 3.5). Para sanar essas deficiências, simulações com resoluções mais altas (por exemplo, espaçamento de grade de 1 km ou centenas de metros) e utilizando mapas de uso da terra mais realistas poderiam ser testados para essas regiões.

Para ilustrar preliminarmente os aspectos dinâmicos e termodinâmicos relacionados à brisa marítima simulada nos três trechos da costa do NNEB (litoral cearense, CLA e Ilha do Marajó), analisam-se os campos médios horários no período diurno das variáveis meteorológicas temperatura, umidade e vento resultante do *downscaling* de 3 km (Figura 7.5, 7.6 e 7.7). Três aspectos da brisa marítima são enfocados: a formação do gradiente de temperatura, o sentido do escoamento no litoral e o aporte de ar úmido do oceano ao interior do continente.

A Figura 7.5 mostra os campos de temperatura, umidade e vento para a região do litoral cearense. A formação do gradiente de temperatura continente-oceano inicia-se às 1400 UTC (Figura 7.5b), e o gradiente intensifica-se até 1800 UTC (Figura 7.5d). Nesses horários, o ar oceânico mais frio restringe-se a uma estreita faixa no oceano bem próximo ao litoral. O gradiente de temperatura enfraquece-se às 2000 UTC (Figura 7.5e), quando ocorre advecção de ar oceânico mais quente de nordeste sobre a faixa. No litoral cearense próximo a Fortaleza, o escoamento é de nordeste (oceano para o continente) até 1600 UTC (Figura 7.5c), tornando-se de sul (continente para o oceano) às 2000 UTC (Figura 7.5e), o que é relativamente coerente com o gradiente de temperatura continente-oceano próximo ao litoral. A divergência do campo de vento indica a formação da área de supressão de cúmulos ao longo do litoral a partir das 1400UTC e atinge a forma intensa às 1800 UTC (não mostrado). Para a umidade, há uma discreta expansão das áreas mais úmidas do litoral para o interior do continente durante o período diurno (até 1800 UTC) (Figura 7.5d), o que é coerente com o sentido do escoamento. Assim, para o litoral cearense, particularmente para as regiões próximas à Fortaleza, o *downscaling* de 3 km consegue reproduzir a formação do gradiente de temperatura continente-oceano durante o período diurno, o escoamento de brisa

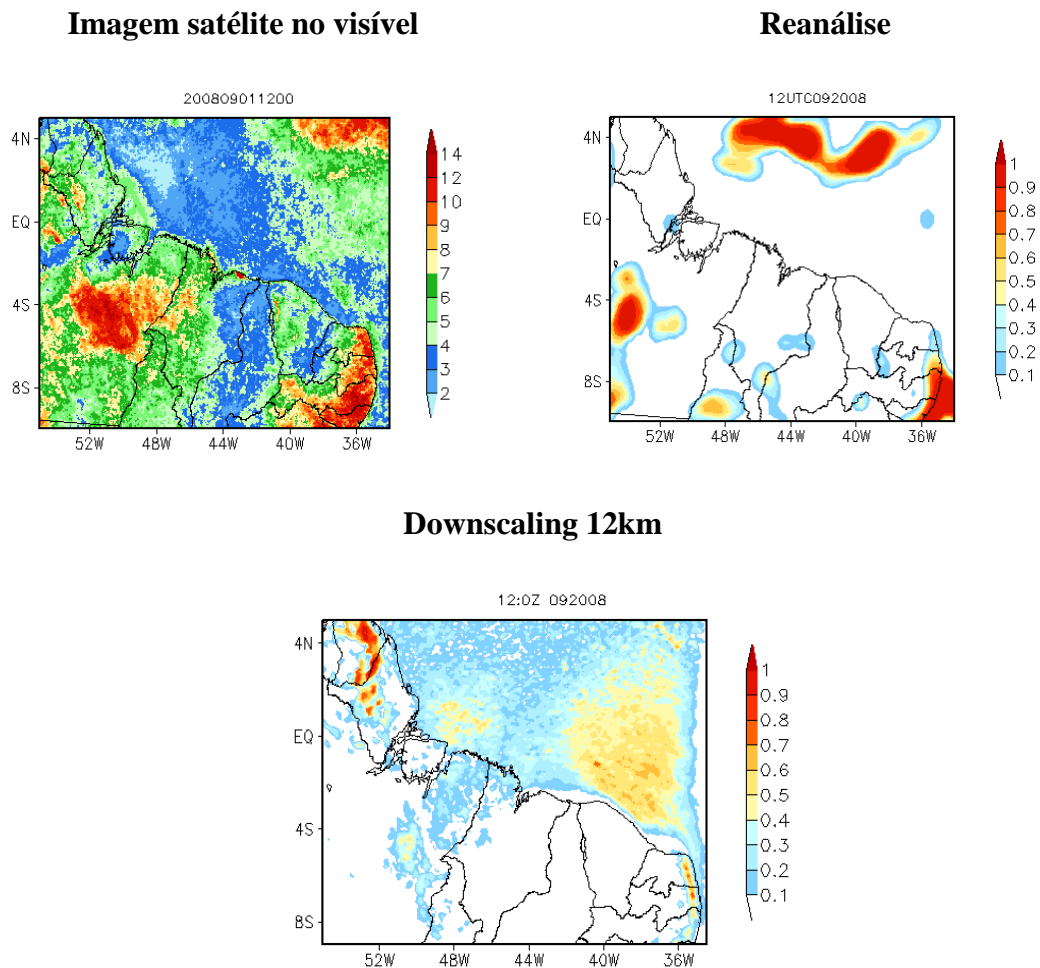
marítima (e o início da brisa terrestre às 2000 UTC) (Figura 7.5e) e o aporte de ar úmido do oceano para o continente.

A Figura 7.6 mostra os campos de temperatura, umidade e vento para a região do CLA. Em alguns trechos do litoral, há formação do gradiente de temperatura às 1400 UTC (Figura 7.6b), e o gradiente intensifica-se até 1800 UTC (por exemplo, no CLA, o gradiente é bastante claro às 1800 UTC) (Figura 7.6d). O ar oceânico mais frio restringe-se a uma estreita faixa bem próximo ao litoral, exceto no litoral a leste da Baía de São José. O gradiente de temperatura enfraquece-se às 2000 UTC (Figura 7.6e), quando ocorre advecção de ar oceânico mais quente aproximadamente de norte sobre a faixa. Na Baía de São Marcos, o escoamento predominante é de nordeste (oceano para o continente) até 1600 UTC (Figura 7.6c). Às 2000 UTC, o escoamento torna-se de sul (continente para o oceano), o que é coerente com a inversão do gradiente de temperatura próximo ao litoral (Figura 7.6e). Para a umidade, claramente há expansão das áreas mais úmidas do litoral para o interior do continente durante o período diurno (até 1800 UTC), o que é coerente com o sentido do escoamento e o gradiente de temperatura (Figura 7.6d). Assim, para alguns trechos do litoral da região do CLA, o *downscaling* de 3 km consegue reproduzir a formação do gradiente de temperatura continente-oceano durante o período diurno, o escoamento de brisa marítima (e o início da brisa terrestre às 2000 UTC) e o aporte de ar úmido do oceano para o continente (Figura 7.6e).

A Figura 7.7 mostra os campos de temperatura, umidade e vento para a região da Ilha do Marajó. Nesta região não há a formação de um claro gradiente de temperatura. Na verdade, em geral, é o contrário do esperado, ou seja, oceano quente e continente frio na Ilha do Marajó. No horário de 1800 UTC, se estabelece o gradiente de temperatura entre o continente (no litoral norte e sudeste da Ilha do Marajó) e uma estreita faixa oceânica (Figura 7.7d). A leste da Baía do Marajó, não é possível discernir o gradiente de temperatura. Na Baía do Marajó, o escoamento predominante é de nordeste (oceano para o continente) até 1800 UTC e ocorre o fenômeno de canalização do escoamento para o interior da baía, que pode estar relacionada à menor rugosidade sobre os corpos d'água (Figura 7.7d). Às 2000 UTC, o escoamento torna-se aproximadamente de sul e o escoamento continua de norte à leste da Baía do Marajó (Figura 7.7e). Para a umidade, há uma clara expansão das áreas mais úmidas do litoral para o interior do continente

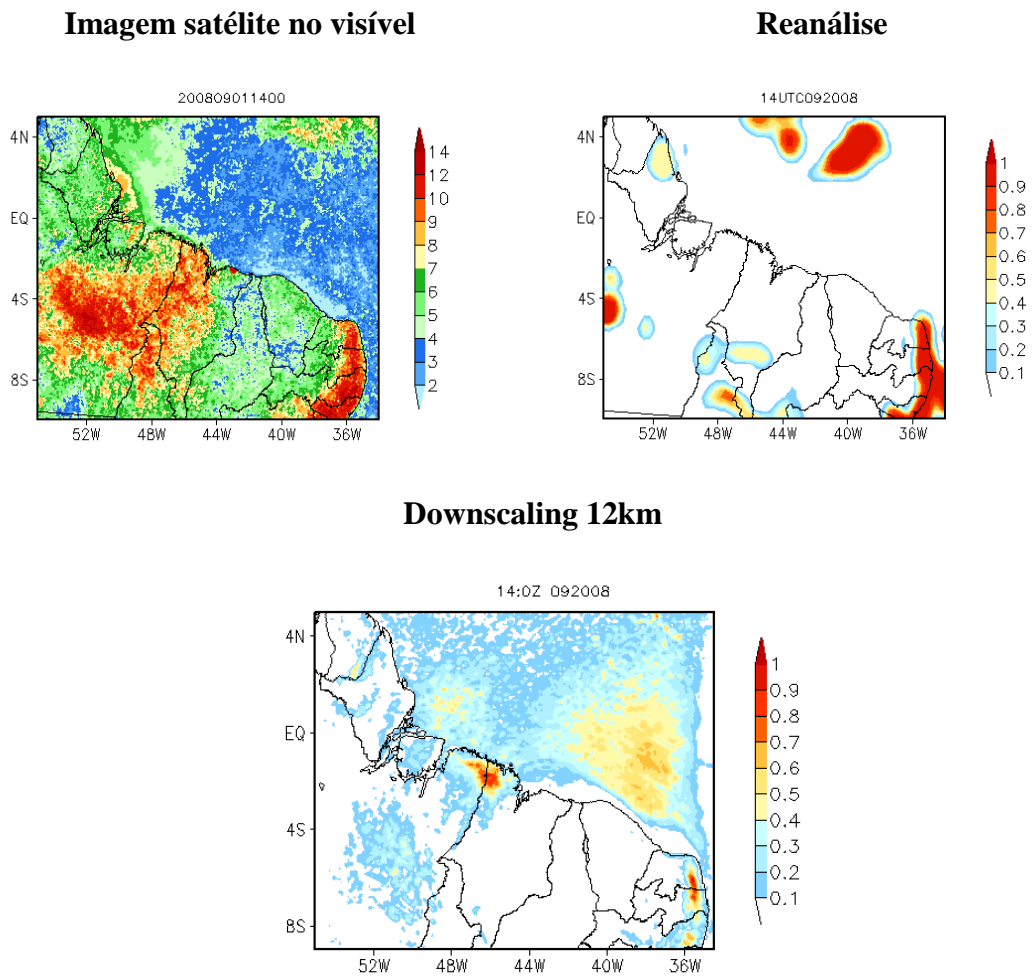
durante o período diurno (até 1800 UTC), o que é coerente com o sentido do escoamento. Assim, para o litoral da Baía do Marajó, o *downscaling* de 3 km a reprodução da formação do gradiente de temperatura continente-oceano não ocorreu como esperado, mesmo diante da região estar sendo favorecida pelo aporte de ar úmido do oceano para o continente predominantemente de nordeste.

De modo geral, o *downscaling* de 3 km consegue reproduzir a formação do gradiente de temperatura continente-oceano durante o período diurno, particularmente para trechos específicos do litoral cearense (próximo à Fortaleza) e da região do CLA. Nestes trechos, durante o período diurno, há representação coerente do escoamento de brisa marítima (e do início da brisa terrestre às 2000 UTC) e do aporte de ar úmido do oceano para o continente. Para a região da Ilha do Marajó, embora o sentido do escoamento e o aporte de umidade associados à brisa marítima tenham sido corretamente simulados, o gradiente de temperatura esteve, em geral, invertido. Trata-se de uma limitação cujas causas não são conhecidas.



(a)

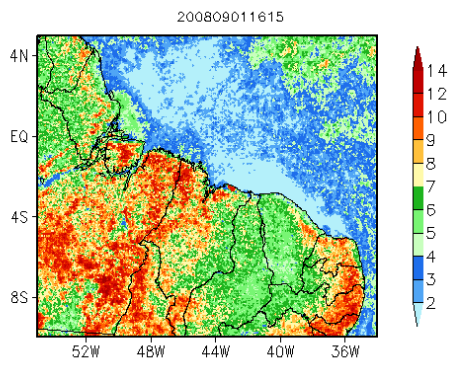
Figura 7.1 - Campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008: observada (imagens de satélite), da reanálise e simulada na grade de 12 km para a costa do NNEB às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c) e 1800 UTC (d), respectivamente (Continua).



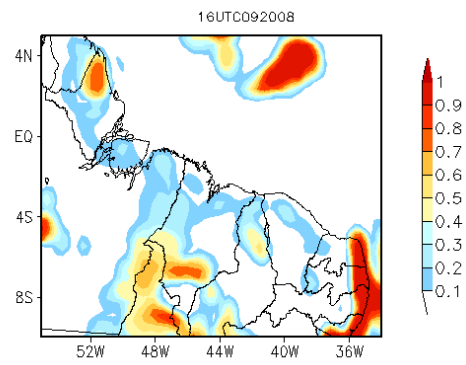
(b)

Figura 7.1 – Continua.

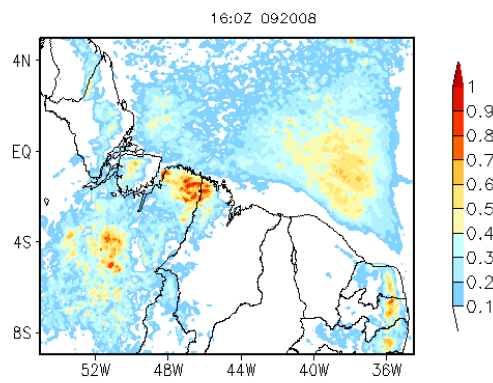
Imagem satélite no visível



Reanálise

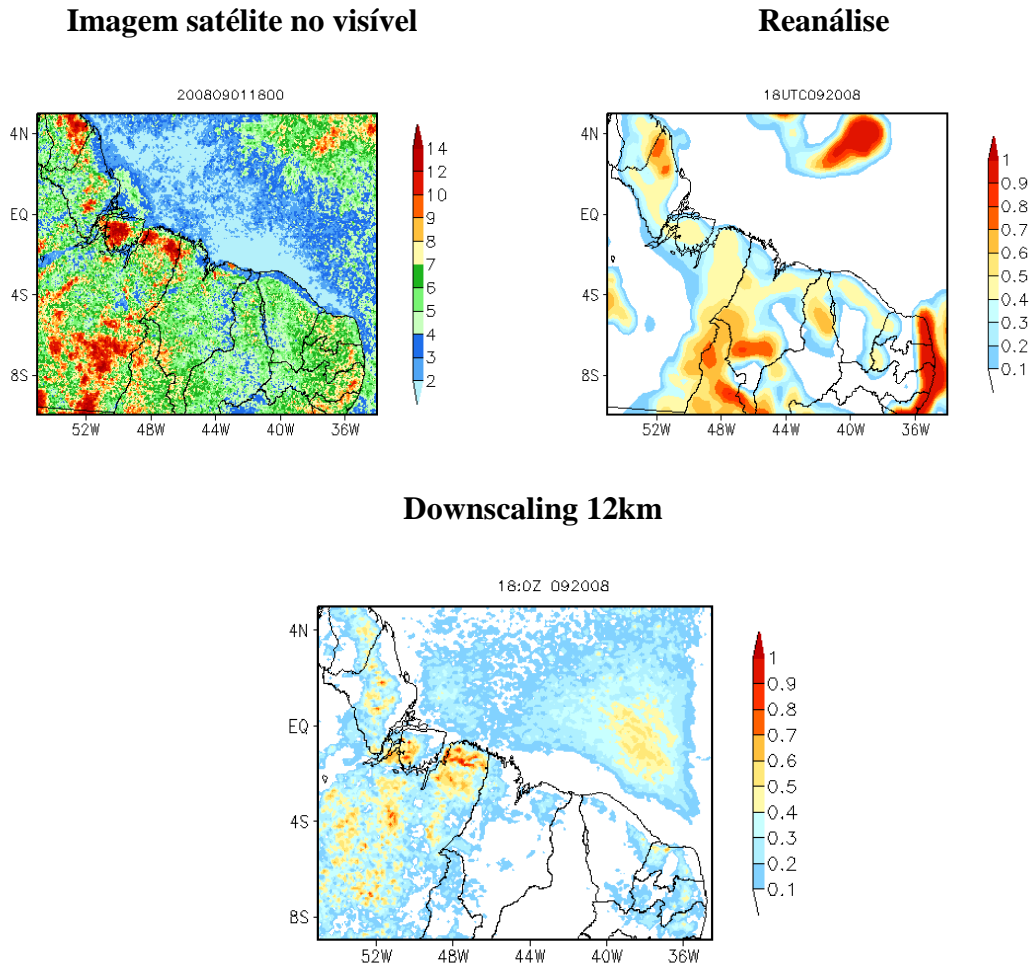


Downscaling 12km



(c)

Figura 7.1 – Continua.



(d)

Figura 7.1 - Conclusão.

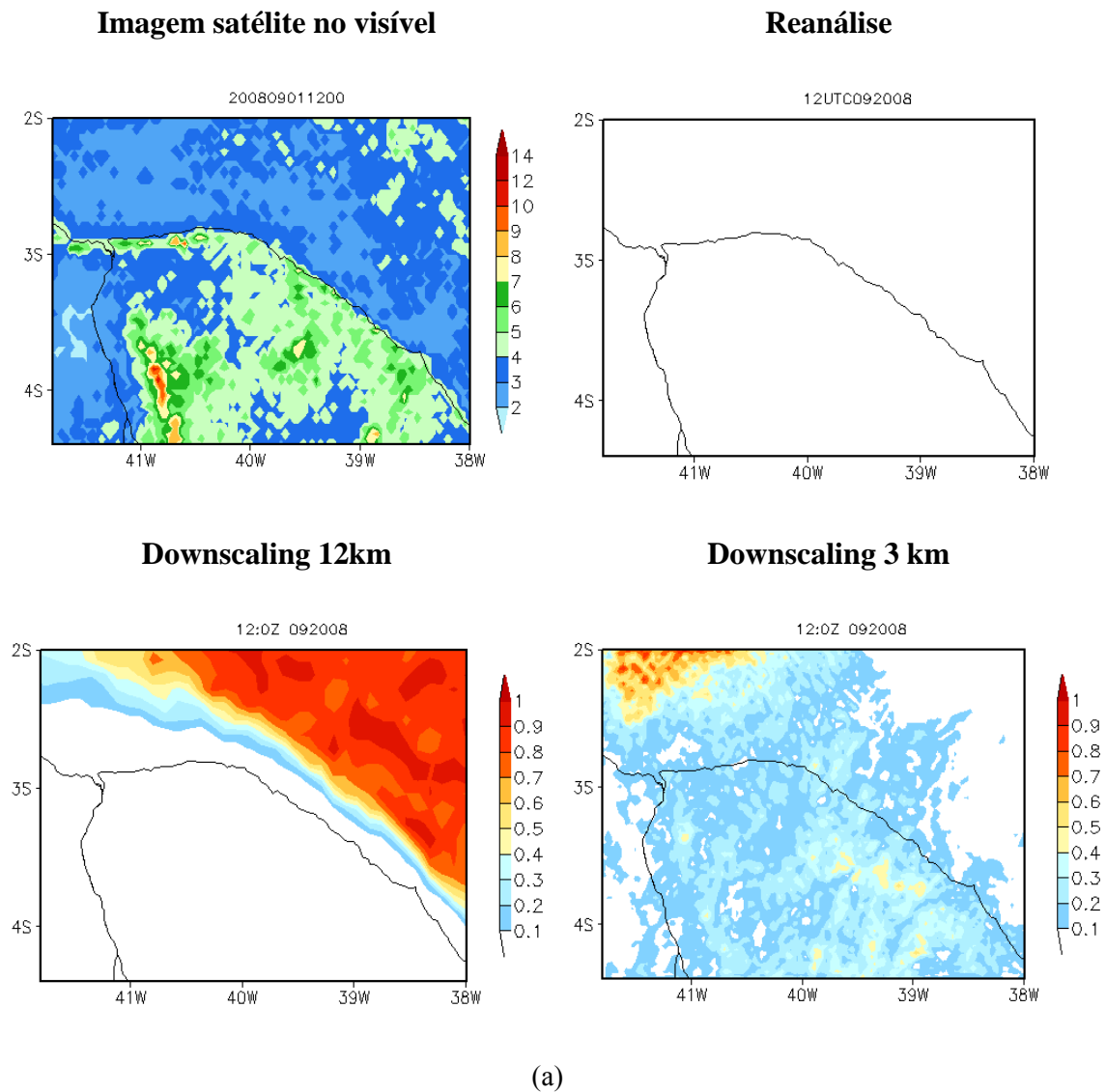
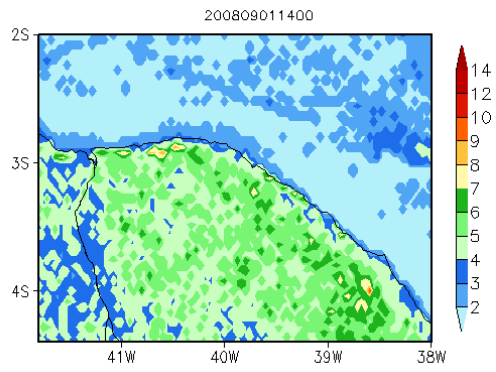
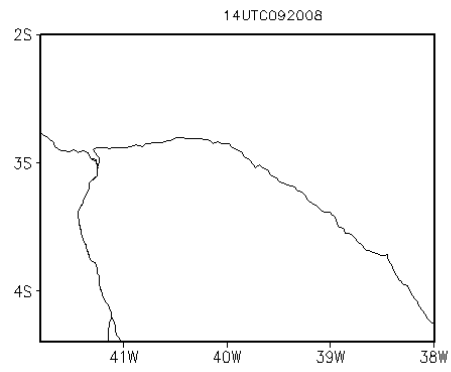


Figura 7.2 – Campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008: observada (imagens de satélite), da reanálise e simulada nas grades de 12 km e 3 km para o litoral cearense às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c) e 1800 UTC (d), respectivamente (Continua).

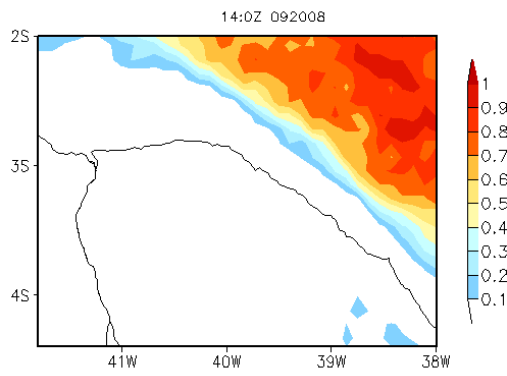
Imagem satélite no visível



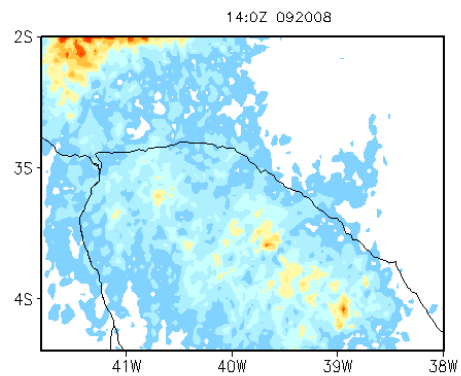
Reanálise



Downscaling 12km



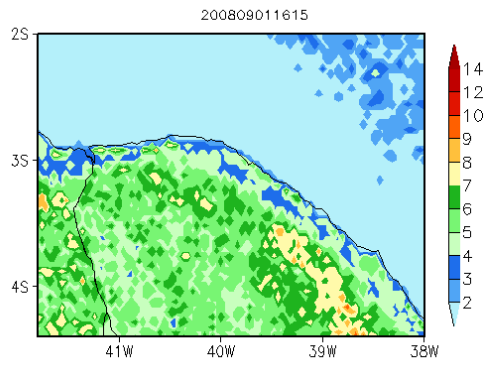
Downscaling 3 km



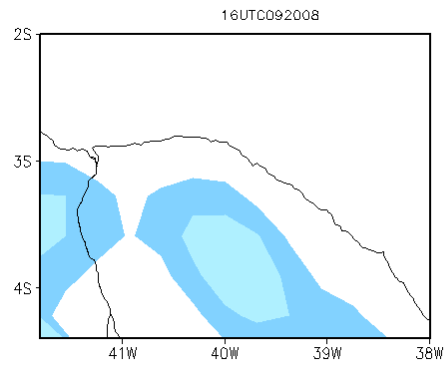
(b)

Figura 7.2 - Continua.

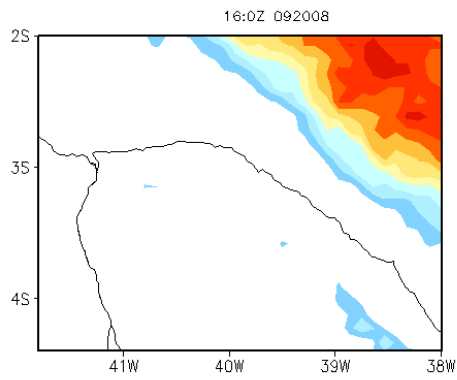
Imagem satélite no visível



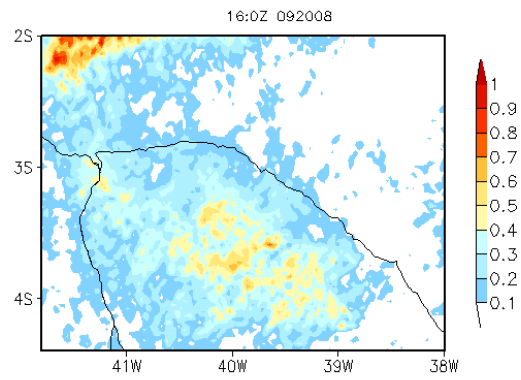
Reanálise



Downscaling 12km

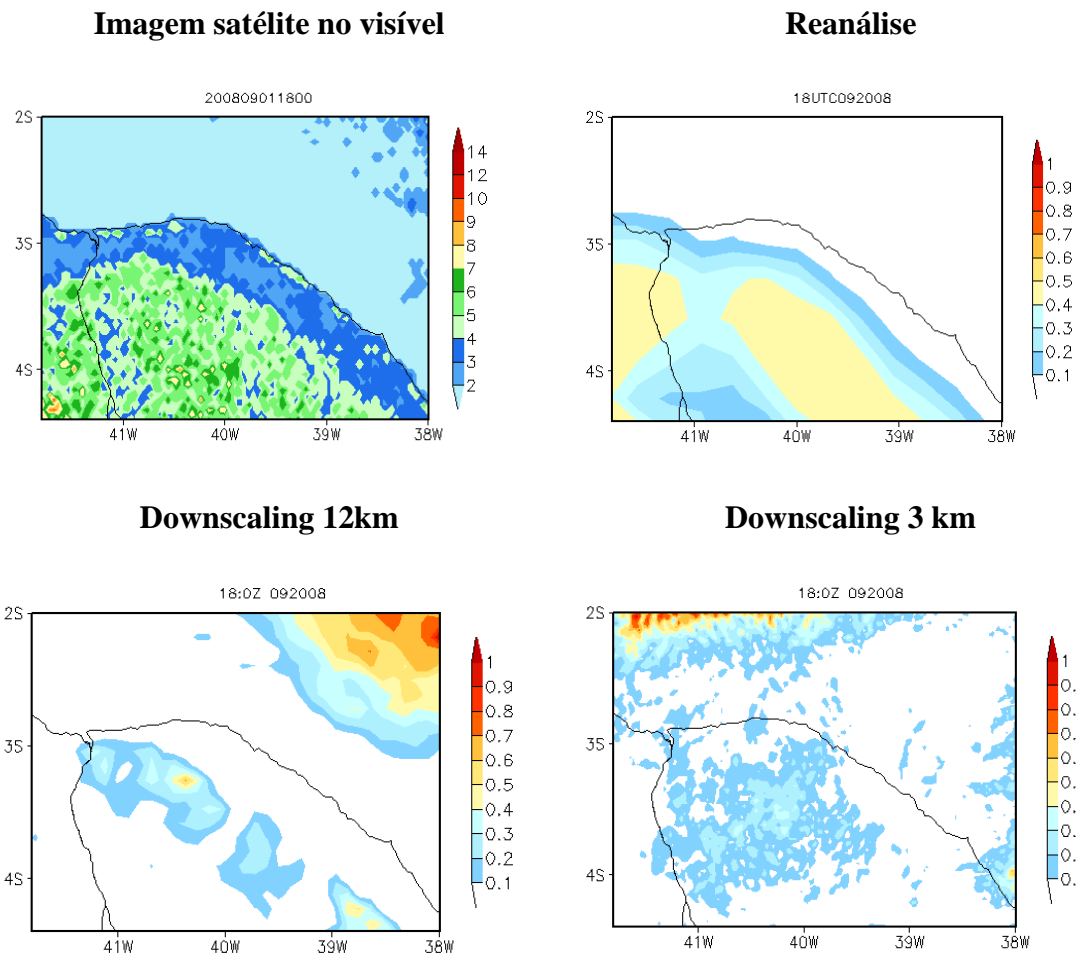


Downscaling 3 km



(c)

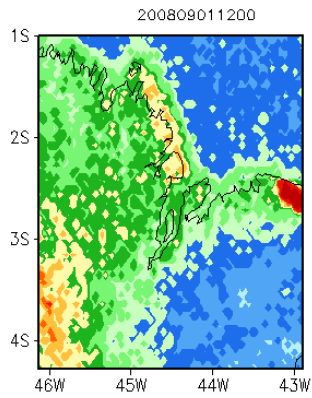
Figura 7.2 – Continua.



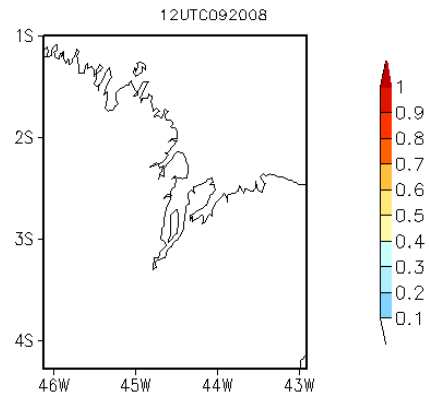
(d)

Figura 7.2 - Conclusão.

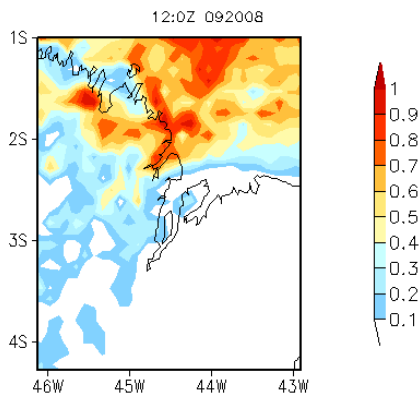
Imagem satélite no visível



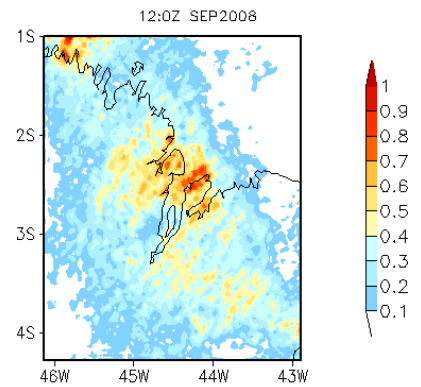
Reanálise



Downscaling 12km



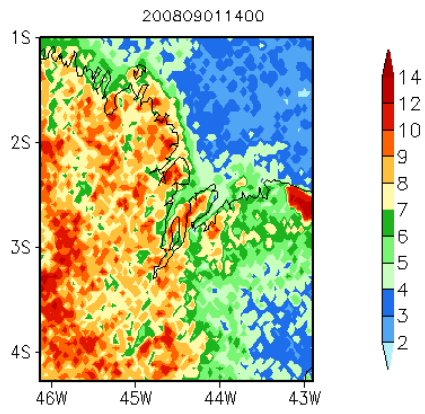
Downscaling 3 km



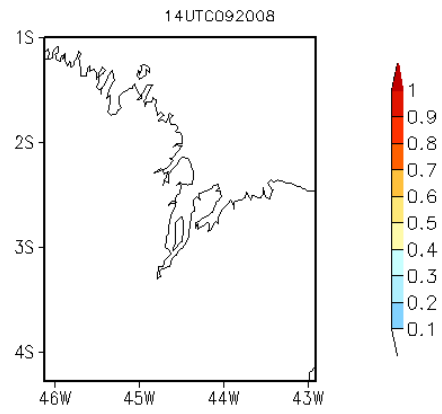
(a)

Figura 7.3 - Campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008: observada (imagens de satélite), da reanálise e simulada nas grades de 12 km e 3 km para a região do CLA às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c) e 1800 UTC (d), respectivamente (Continua).

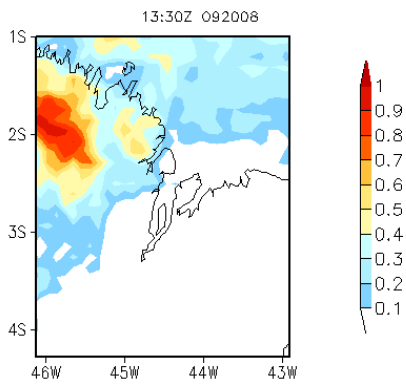
Imagem satélite no visível



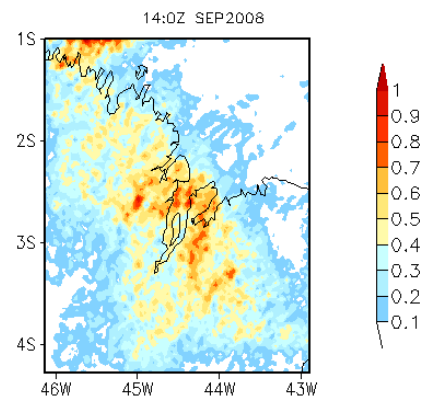
Reanálise



Downscaling 12km



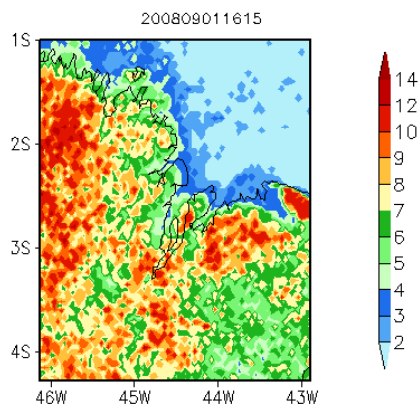
Downscaling 3 km



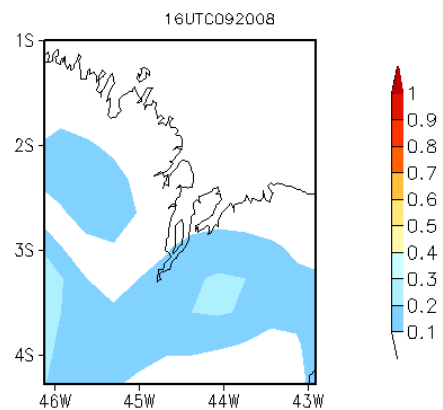
(b)

Figura 7.3 - Continua.

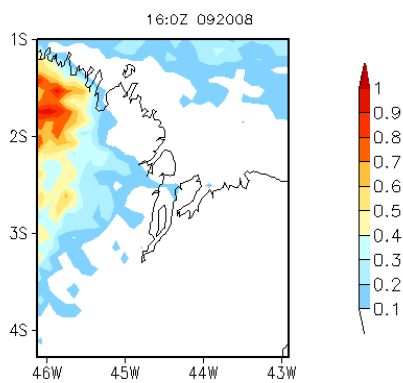
Imagem satélite no visível



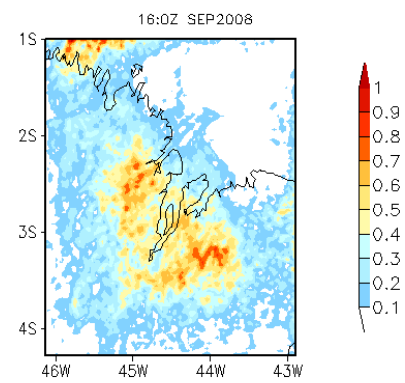
Reanálise



Downscaling 12km



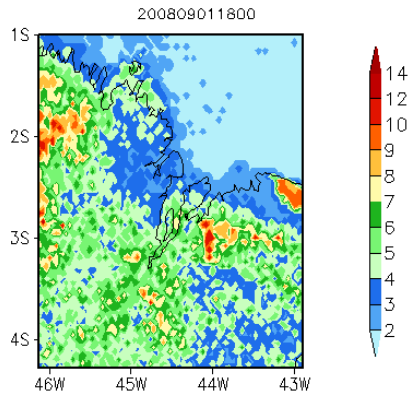
Downscaling 3 km



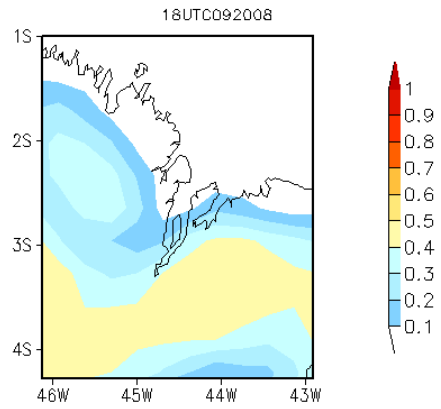
(c)

Figura 7.3 - Continua.

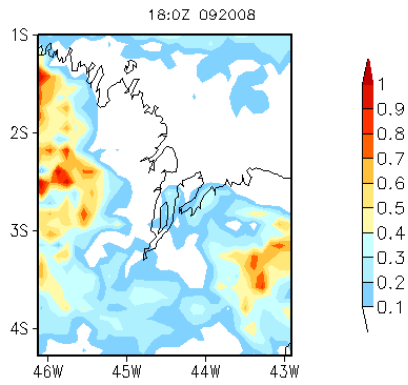
Imagem satélite no visível



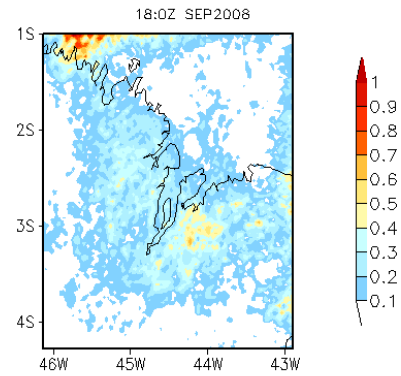
Reanálise



Downscaling 12km



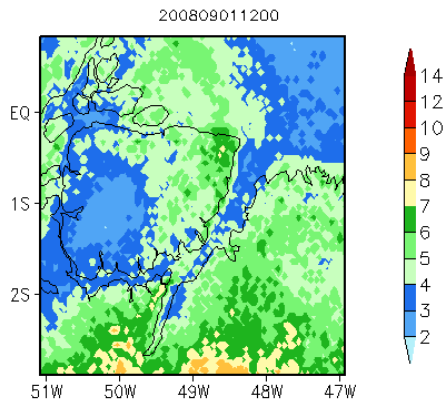
Downscaling 3 km



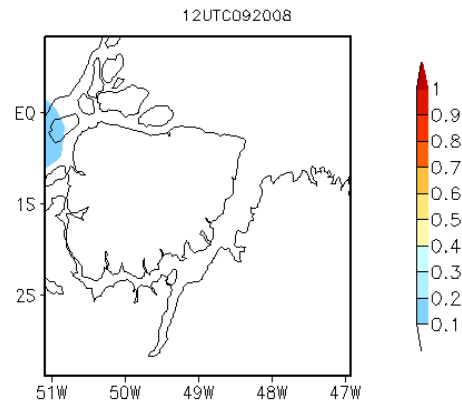
(d)

Figura 7.3 - Conclusão.

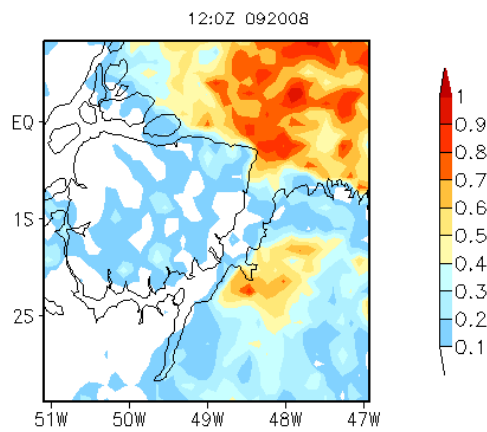
Imagem satélite no visível



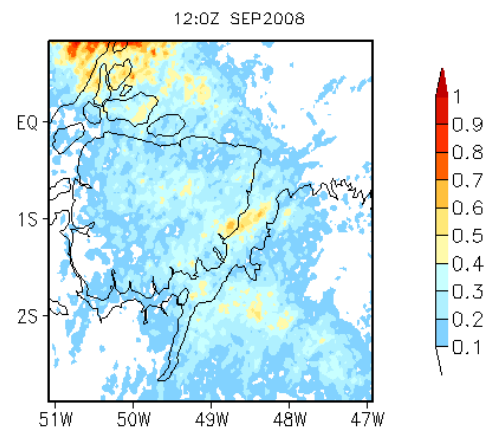
Reanálise



Downscaling 12km



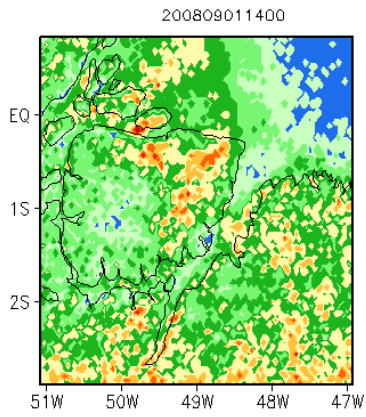
Downscaling 3 km



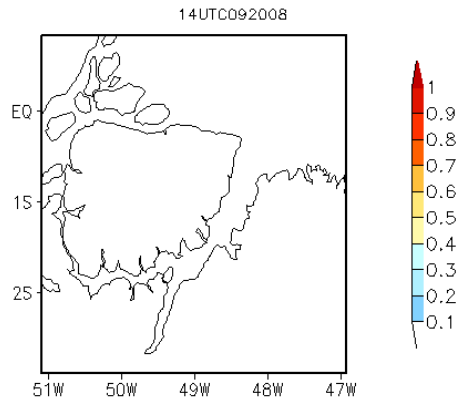
(a)

Figura 7.4 - Campos de nebulosidade média horária de setembro de 2008: observada (imagens de satélite), da reanálise e simulada nas grades de 12 km e 3 km para a região da ilha do Marajó às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c) e 1800 UTC (d), respectivamente (Continua).

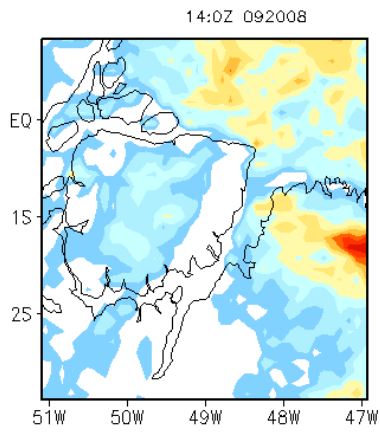
Imagem satélite no visível



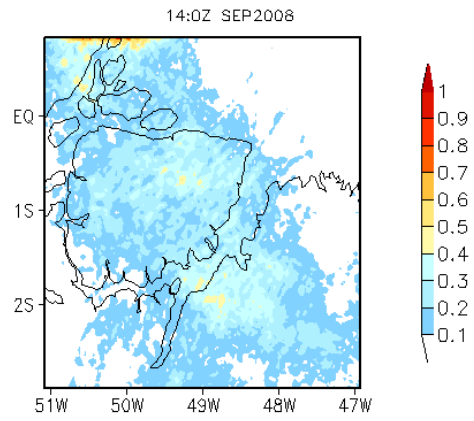
Reanálise



Downscaling 12km



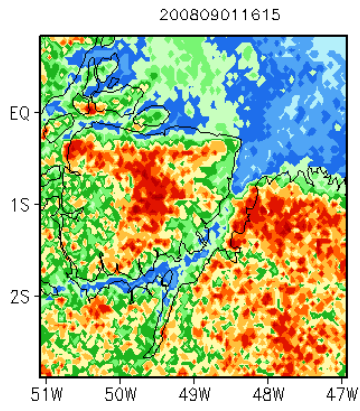
Downscaling 3 km



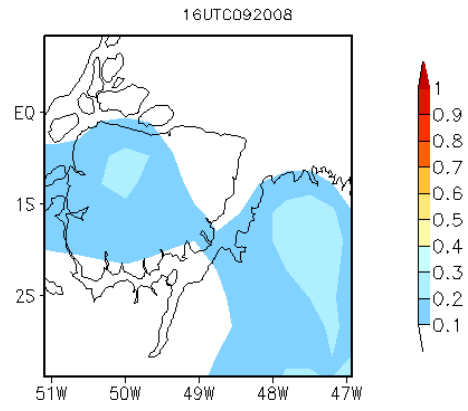
(b)

Figura 7.4 - Continua.

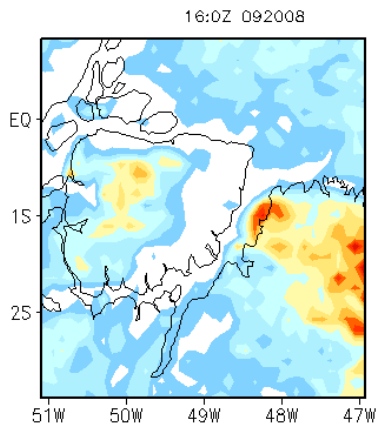
Imagem satélite no visível



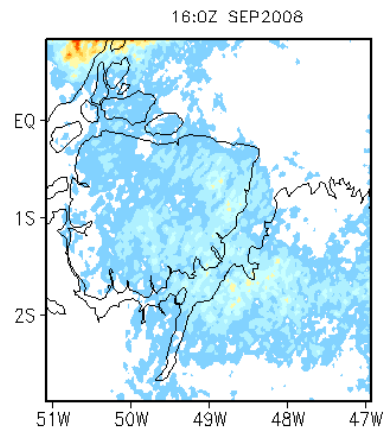
Reanálise



Downscaling 12km



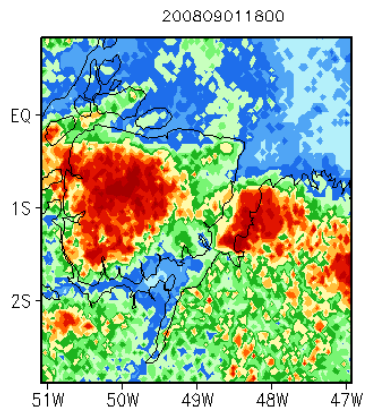
Downscaling 3 km



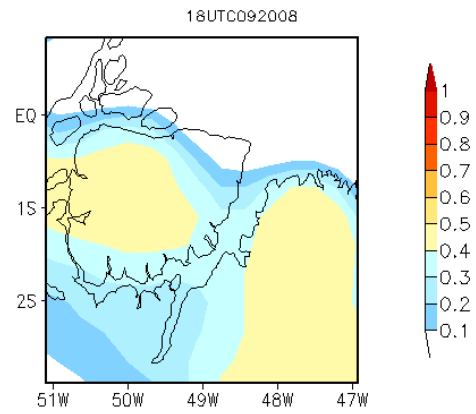
(c)

Figura 7.4 - Continua.

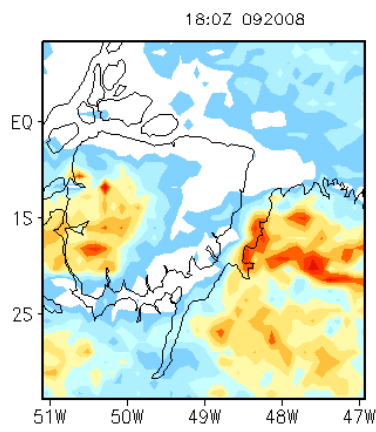
Imagem satélite no visível



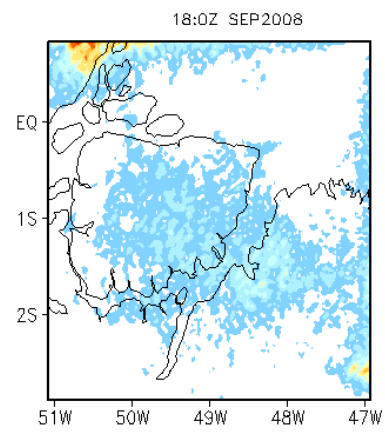
Reanálise



Downscaling 12km



Downscaling 3 km



(d)

Figura 7.4 - Conclusão.

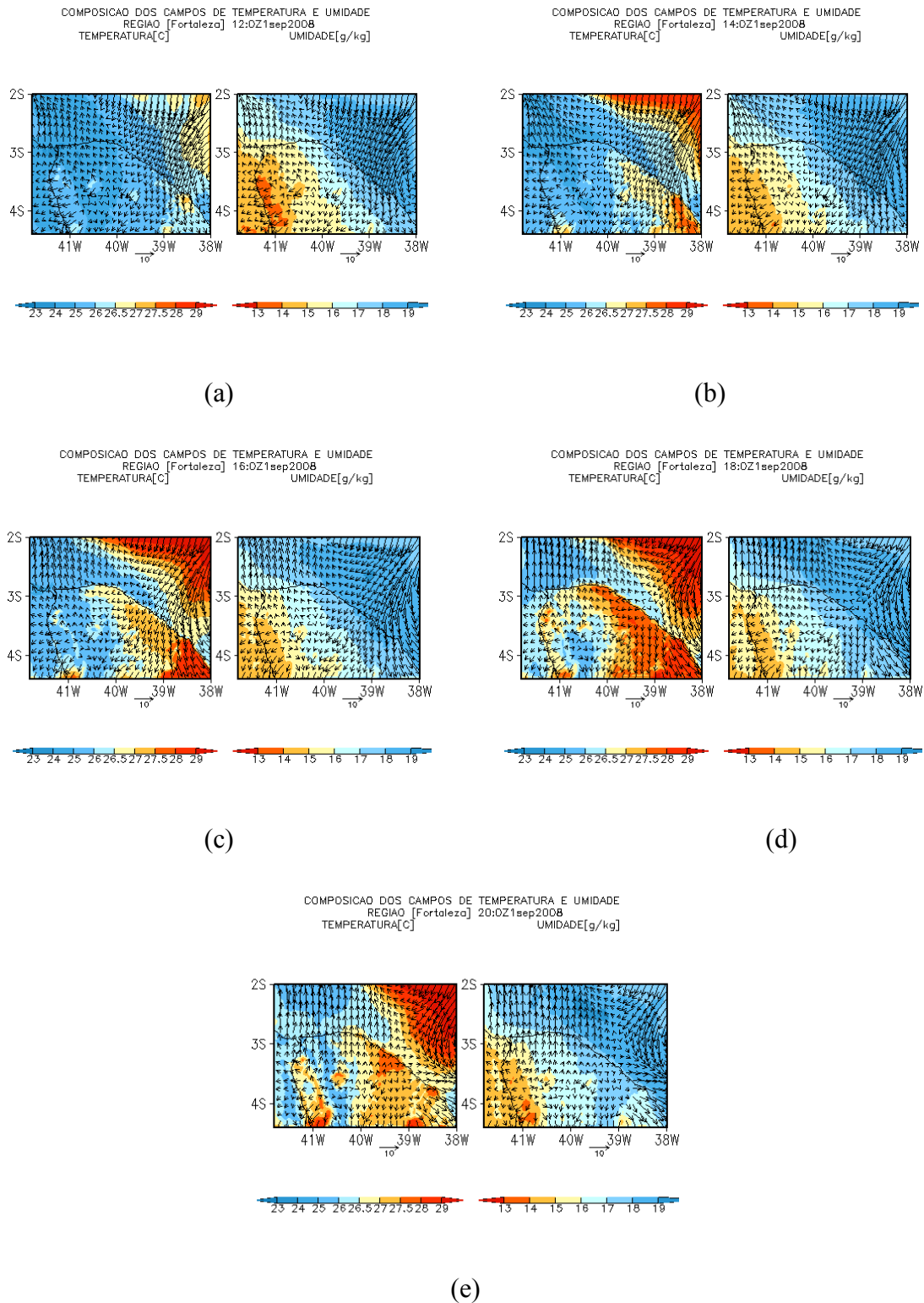


Figura 7.5 - Campos médios horários de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade (g/kg) e vento (m s^{-1}) em 1000 hPa resultante do downscaling de 3 km para a região do litoral cearense às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c), 1800 (d) e 2000 UTC (e), respectivamente.

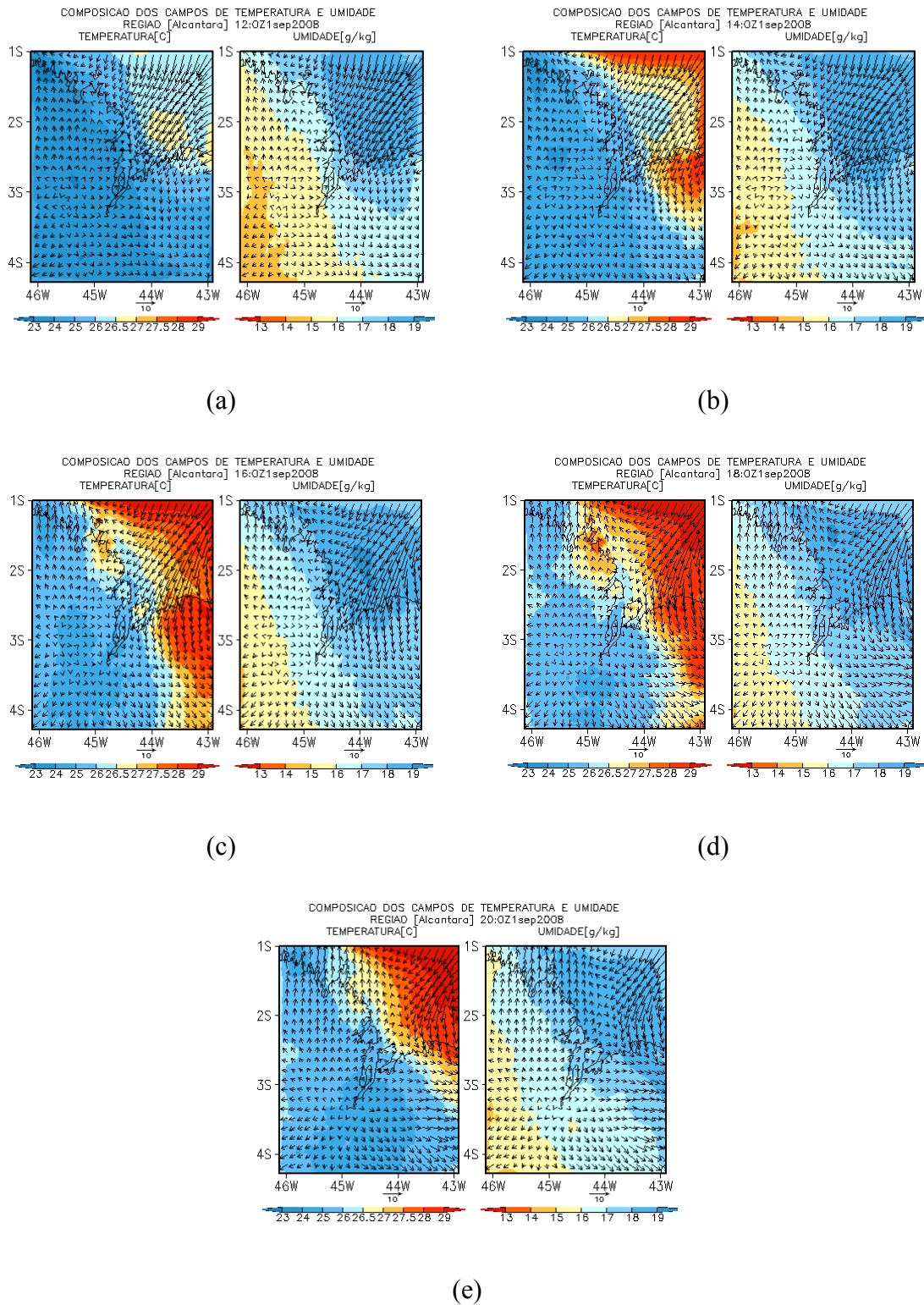


Figura 7.6 - Campos médios horários de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade (g/kg) e vento (m s^{-1}) em 1000 hPa resultante do downscaling de 3 km para a região de Alcântara às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c), 1800 (d) e 2000 UTC (e), respectivamente.

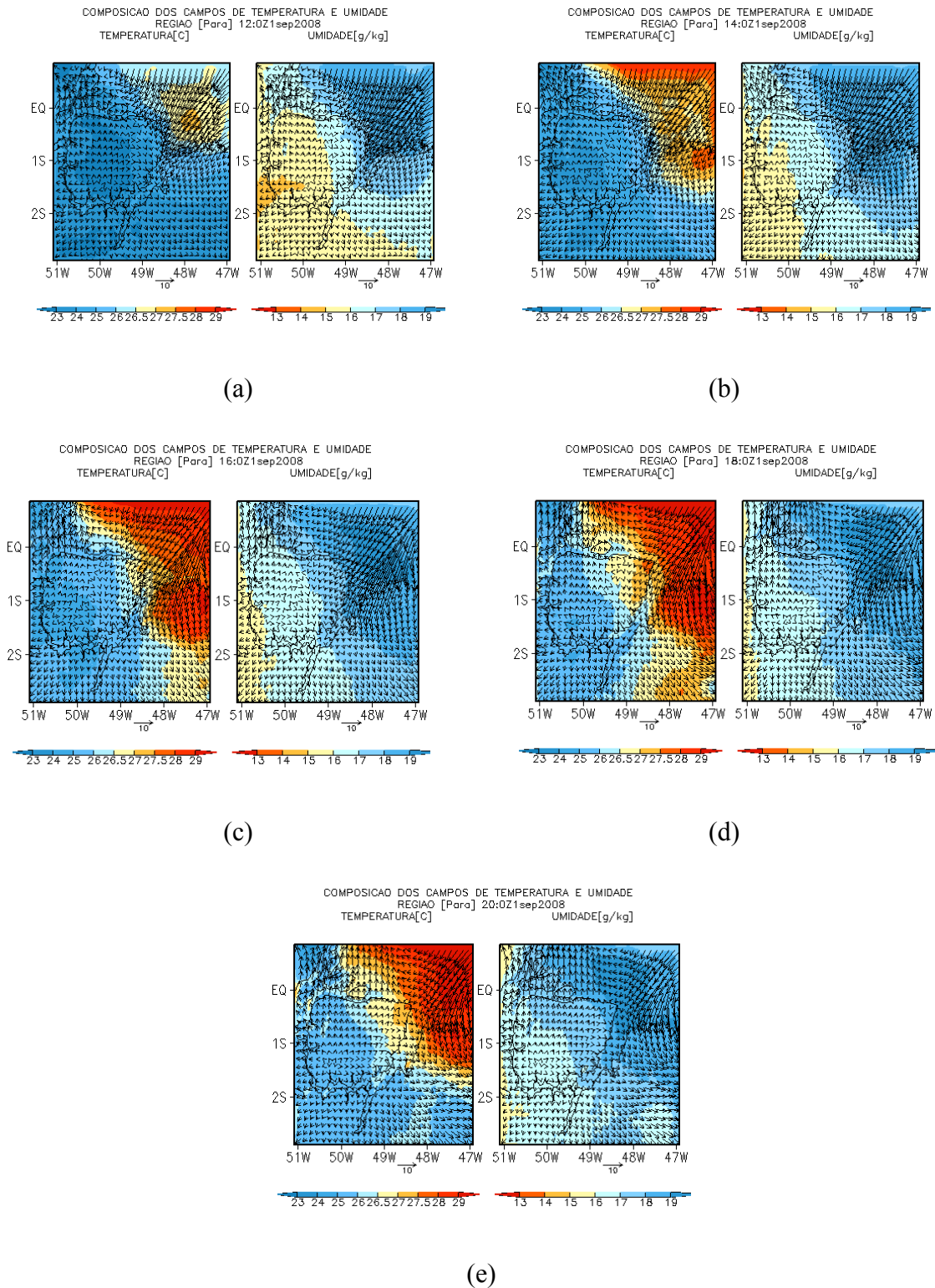


Figura 7.7 - Campos médios horários de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade (g/kg) e vento (m s^{-1}) em 1000 hPa resultante do downscaling de 3 km para a região do Marajó às 1200 (a), 1400 (b), 1600 (c), 1800 (d) e 2000 UTC (e), respectivamente.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho, realizou-se um estudo sobre a brisa na costa do Norte e Nordeste brasileiro (NNEB). Inicialmente, caracterizou-se o potencial de brisa na região utilizando os dados de vento da reanálise do CFSR. Então, obtiveram-se os padrões de penetração das frentes de brisa marítima utilizando imagens no canal visível do satélite GOES. Finalmente, verificou-se até que ponto um *downscaling* dinâmico dos dados do CFSR para trechos da costa do NNEB utilizando o modelo WRF em alta resolução (espaçamento de grade de 3 km) é capaz de representar os padrões regionais das brisas.

A influência da brisa é observada em toda região costeira do Brasil. Nas regiões costeiras orientadas meridionalmente, como a costa leste do NEB e o litoral do Amapá, o potencial de brisa se estendeu, em direção ao continente, por uma faixa de cerca de 2° (~200 km) a partir do litoral; nas orientadas zonalmente, como a costa norte do Brasil e o litoral do Suriname e Guianas, por uma faixa de cerca de 3° (~300 km) a partir do litoral. A extensão da faixa com potencial de brisa pode estar considerando não somente a brisa costeira, mas o efeito combinado das brisas costeiras e de vale-montanha, particularmente no limite mais continental da faixa.

Na região entre a Ilha do Marajó e o oeste do Maranhão, ocorreu um mínimo no potencial de brisa e a partir dos resultados referentes à frente de brisa marítima observou-se padrões regionais complexos nestas regiões. Os motivos não são conhecidos, mas podem decorrer das características fisiográficas peculiares existentes na região, como a presença de inúmeras baías no litoral entre São Luís e a Ilha do Marajó. Nestas regiões, a atuação de brisa ocorre de maneira específica em cada sub-região, sendo sempre necessária uma análise regional e mais detalhada para caracterizá-la.

Em geral, o *downscaling* dinâmico para a costa norte do Brasil com o modelo WRF (em alta resolução) gerou resultados realistas para os padrões de nebulosidade associados à brisa. Apesar do desempenho satisfatório das simulações (12 ou 3 km), houve deficiências na representação das áreas de supressão de nebulosidade sobre os corpos d'água no litoral do Pará e do Maranhão (onde há várias baías e foz de rios).

Para estudar a brisa na costa do NNEB, o presente trabalho partiu de uma escala mais ampla, abordando o potencial de brisa, e chegou a uma escala bem fina, com o *downscaling* dinâmico e a análise das frentes de brisa. Assim como sugestões de trabalhos futuros, temos:

- Aprofundar as análises em escala regional, como focar as sub-regiões do Estado do Maranhão e do Pará. Pretende-se realizar simulações com resoluções ainda mais altas (por exemplo, espaçamento de grade de 1 km ou centenas de metros), utilizar mapas de uso da terra mais realistas e testar diferentes domínios para verificar a influência da costa oceânica na simulação da brisa. Trata-se de complementar o diagnóstico da complexidade do padrão de brisa em trechos do litoral brasileiro feito neste trabalho;
- Na área de estudo como um todo, investigar com mais detalhe a interação entre brisa e outros sistemas atmosféricos;
- Realizar análise dinâmica e termodinâmica nas regiões de transição entre brisa marítima e vale-montanha.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. D. **Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere**. 3. ed., Belmont: Thomson Brooks/Cole, 2000. 463 p.

ALCÂNTARA, C. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; SOUZA, ENIO P.; COHEN, J. C. P. Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines. **Atmospheric Research**, v. 100, p. 36-44, 2011.

ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Teoria para o trabalho de expansão aplicada às brisas do nordeste **Brasileiro**. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 4 , p. 423-435, 2009.

ALCANTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Uma teoria termodinâmica para brisas: teste utilizando simulações numéricas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.1, p. 1-11, 2008.

ALMEIDA, G. P.; LEAL JÚNIOR, J. B. V.; PELLEGRINI, C. C.; LYRA, R. F. F.; FISCH, G. F. Simulação da circulação de brisa marítima e terrestre durante o experimento CHUVA em Fortaleza. **Ciência e Natura**, ed. Suplementar, UFSM, VII Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, v. 33, p. 267-269, 2011.

ALVES, M. A. S.; OYAMA, M. D. A Reanálise do NCEP/NCAR e do ECMWF Como Exemplo de Sucesso na Disponibilização Gratuita de Dados Meteorológicos: Uso em Dissertações e Teses da PGMET/INPE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17., 2012, Gramado-RS **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2012. Disponível em < <http://www.sbmet.org.br/cbmet2012/>> .

ARCHER-NICHOLLS, S.; LOWE, D.; DARBYSHIRE, E.; MORGAN, W. T.; BELA, M. M.; PEREIRA, G.; TREMBATH, J.; KAISER, J. W.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; COE, H., AND MCFIGGANS, G. Characterising Brazilian biomass burning emissions using WRF-Chem with MOSAIC sectional aerosol, **Geoscientific Model Development**, v. 8, p. 549-577, 2015, <doi:10.5194/gmd-8-549-2015>.

ASAI, T. AND S. MITSUMOTO, Effects of an inclined land surface on the land and sea breeze circulation. A numerical experiment, **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 56, p. 559-570, 1978.

ATKINSON, B. W. **Meso-scale atmospheric circulations**, 1 ed.. London: Academic Press 1981. 495 p.

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. Available from: <doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JAMC2141.1>>

AZORIN-MOLINA, C.; TIJM, S.; EBERT, E. E.; VICENTE-SERRANO, S.-M.; ESTRELA, M.-J. High resolution HIRLAM simulations of the role of low-level sea-breeze convergence in initiating deep moist convection in the Eastern Iberian Peninsula. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 154, p. 81-100, 2015, Available from: <doi: [10.1007/s10546-014-9961-z](https://doi.org/10.1007/s10546-014-9961-z)>

BAKER, R. D.; LYNN, B. H.; BOONE, A.; TAO, W.K.; SIMPSON, J. The influence of soil moisture, coastline curvature, and land-breeze circulations on sea-breeze initiated precipitation, **Journal of Hydrometeorology**, v.2, p. 193 – 211, 2001.

BANFIELD, C.E. The frequency and surface characteristics of sea breezes at St. Johns, Newfoundland. **Climatology Bulletin**, v. 25, n. 1, p. 3 – 20, 1991.

BARRETO, A. B.; SILVA ARAGÃO, M. R.; BRAGA, C. C. Estudo do ciclo diário do vento à superfície no Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu – PR. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2002. (CD-ROM). Disponível em <http://www.cbmet.com/>. Acesso em: 18 jan. 2016.

BARRETO, A. B. **Eventos extremos de chuva em Salvador: uma abordagem matemática estática do ambiente atmosférico**. 2012. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande-UFCG, Campina Grande. 2012.

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, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/33END9S>>. Acesso em: 18 jan. 2016.

BASTOS, T. X.;PACHECO, N. A.;NECHET, D.;SÁ, T. D. A. **Aspectos climáticos de Belém nos últimos cem anos.** Belém, PA: Editora Embrapa Amazônia Oriental, 2002. 29p. ISSN 1517-2201.

BENTO, P. B.; CAVALCANTI, E. P. Comportamento do vento à superfície na Paraíba e correlação com outras estações do Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA E II LATINO AMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA, 8., 1994, Belo Horizonte-MG. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 1994. (CD-ROM). A meteorologia na prevenção dos desastres naturais. N.8, Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. v. 1. p. 192-195.

BIGGS, W. G.; GRAVES, M. E. A Lake Breeze Index. **Journal of Applied Meteorology**, v. 1, p. 474–480, 1962.

BORNE, K; CHEN, D; NUNEZ, M. A method for finding sea breeze days under stable synoptic conditions and its application to the Swedish west coast. **International Journal of Climatology**, v. 18, p. 901–914, 1998.

BOYBEYI, Z.; RAMAN, S. A three-dimensional numerical sensitivity study of mesoscale circulations induced by circular lakes. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, n. 1, p. 19-41, 1992. doi:10.1007/BF01025399.

BRAGA, R. H. M.; COHEN, J. C. P.: Estudo de casos de linhas de instabilidade no leste da Amazônia. Caso 1: linha de instabilidade marítima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004. Fortaleza – CE. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2004. Disponível em <<http://www.cbmet.com/>> .

BRITO, S. S. B. **Ciclo diário de precipitação no norte do Brasil**. 2013. 178 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/12.06.17.28-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FBM5BS>>. Acesso em: 18 jan. 2016.

BRITO, S. S. B.; OYAMA, M. D. Daily cycle of precipitation over the Northern Coast of Brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 53, p. 2481–2502, 2014. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0029.1>

CAMPONOGARA, G. **Extremos de precipitação diária em Belém, Pará, e estrutura vertical da atmosfera**. 101p, 2012. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, University of São Paulo, São Paulo, 2012. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-02052012-134631/>>. Acesso em: 2016-01-18.

CAVALCANTI, I. F. A. Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais. 1982. 140 p. (INPE-2494-TDL/097). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HfD3p>>. Acesso em: 15 mar. 2016.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V.E. **Influência da circulação da escala sinótica na circulação da brisa marítima na costa NNE da América do Sul**. , INPE, São José dos Campos (SP). 1982,13 p. (INPE-2573-PRE/221).

CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N. J.; SILVA DIAS, M.A.F.; JUSTI DA SILVA, M. G. A. Tempo e clima no Brasil. 1. ed. São Paulo/SP - Brasil: Editora Oficina de Textos, 2009. 464 p. ISBN: 9788586238925.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N. J.; SILVA DIAS, M.A.F.; JUSTI DA SILVA, M. G. A. (eds.). **Tempo e clima no Brasil**. 1ª ed., São Paulo/SP - Brasil : Editora Oficina de Textos, 2009. 464 p. ISBN: 9788586238925.

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: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-14-00212.1>

COHEN, J. C. P.; GANDU, A. W. Linha de instabilidade continental na Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002. Foz do Iguaçu-PR. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2002. (CDROM). Disponível em <http://www.cbmet.com/>. Acesso em: 18 jan. 2016.

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, n. 11, p. 3163-3174, 1995.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. F.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise**, – Boletim de Monitoramento e Análise Climática, v. 4, n. 11, p. 34-40, 1989. (INPE-6028-PRE/2143).

CONNELL, B.H.; GOULD, K.J.; PURDOM, J.F.W. High-resolution GOES-8 visible and infrared cloud frequency composites over Northern Florida during the summers 1996–1999. **Weather Forecast**, v. 16, p.713–724, 2001.

COSTA, G. B.; LYRA, R. F. F. Análise dos padrões de vento no Estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 11, p. 31-38, 2012.

COUTO, V. M. **Intercomparação de modelos atmosféricos para observação dos ventos locais na região metropolitana de Fortaleza**. 2011. Dissertação (Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas) - Universidade Estadual do Ceará. Fortaleza, 2011.

COUTO, V. M.; LEAL JUNIOR, J. B. V.; VASCONCELOS JUNIOR, F. C. Uso de modelo computacional atmosférico para verificar as circulações de brisa na cidade de Fortaleza CE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010, Belém-PA. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2010. Disponível em <http://www.sbmet.org.br/cbmet2010/>> Acesso em: 18 jan. 2016.

DAMATO, F.; PLANCHON, O.; DUBREUIL, V. A remote-sensing study of the inland penetration of sea-breeze fronts from the English Channel. **Weather**, v. 58, p. 219–226, 2003. doi:10.1256/wea.50.02

DEFANT, F. Local winds. In: MALONE, T. F. (ed.). **Compendium of meteorology**. Boston : American Meteorological Society, 1951. P. 655-672.

ESTOQUE, M. A. The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 19, p. 244–250, 1961. doi:<[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1962\)019<0244:TSBAAF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1962)019<0244:TSBAAF>2.0.CO;2)>

FERREIRA, A. D.; LEMES, M. A. M.; RODRIGUES, L. R. L. Variabilidade intra-anual do vento para a cidade de Maceió, Al, Brasil, em 2004: análise espectral . In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis-SC. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2006. Disponível em <<http://www.sbmet.org.br/cbmet2010/>> Acesso em: 18 jan. 2016.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n.1, p.15-28, 2005.

FERREIRA, D. B. S.; DE SOUZA, E. B.; DE MORAES, B. C. ciclo horário da precipitação no leste da Amazônia durante o período chuvoso. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 13, 2014. ISSN 2237-8642. Disponível em: <<http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs/index.php/revistaabclima/article/view/34723>>. Acesso em: 19 Jan. 2016.

FERREIRA, N. J.; RAMÍREZ, M. V.; GAN, M. A. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N. J.; SILVA DIAS, M.A.F.; JUSTI DA SILVA, M. G. A. **Tempo e clima no Brasil**. 1. ed., São Paulo/SP – Brasil: Editora Oficina de Textos, 2009. 464 p. ISBN: 9788586238925.

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. 11-22, 1999.

FISCH, G. Comparisons between aeronave and sonic anemometer wind measurements at Alcântara Launch Center. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v. 2, p. 105-110, 2010.

FRANCHITO, S. H. **Um estudo das circulações térmicas produzidas próximo às costas**. 1980, 80p. (INPE-1951-TDL/034). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1980. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ3r59YCT/GTKJH>>. Acesso em: 15 mar. 2016.

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

GILLE, S. T.; LLEWELLYN SMITH, S.G.; LEE, S. M. Measuring the sea breeze from QuikSCAT Scatterometry. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 3, p. 1114, 2003, doi:10.1029/2002GL016230.

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, 2011, doi 10.5028/JATM.2011.03022411

GILLE, S. T.; LLEWELLYN SMITH, S.G.; STATOM, N. M. Global observations of the land breeze. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L05605, 2005, doi:10.1029/2004GL022139

GRECO, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRISS, R. C.; TALBOT, R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, p. 17001-17014, 1990.

GOMES FILHO, M.F.; SOUZA, E.P. Sistemas de mesoescala com propagação sobre a Paraíba: um estudo de caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., 1994, Belo-Horizonte-MG. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 1994. p.183-186. Disponível em <http://www.cbmet.com/>. Acesso em: 18 jan. 2016.

GOMES FILHO, M.F.; SOUZA, E.P. Sistemas de mesoescala com propagação sobre a Paraíba: um estudo de caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., 1994, Belo-Horizonte-MG. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 1994. p. 183-186. Disponível em <http://www.cbmet.com/>. Acesso em: 18 jan. 2016.

GOMES FILHO, M.F.; CEBALLOS, C. J.; LACERDA, L.M.M. Um estudo da intensificação do vento próximo a superfície no verão do estado da Paraíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 6., 1990, Salvador-BA. **Anais...** Rio de Janeiro, SBMET, 1990. Disponível em <http://www.cbmet.com/>. Acesso em: 18 jan. 2016.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 77-92, 1977.

HERDIES, D. L. A influência das características físicas e geográficas no leste do Nordeste do Brasil utilizando o modelo RAMS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília-DF. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 1998. Disponível em <http://www.cbmet.com/>. Acesso em: 18 jan. 2016.

HOLANDA, S. C.; GOMES FILHO, M. F. Transformada wavelet aplicada à análise de dados horários de vento à superfície para o AZP/AL. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis-SC. **Anais...** SBMET, 2006. Disponível em <http://www.sbmet.org.br/cbmet2010/> Acesso em: 18 jan. 2016.

KALA, J. LYONS, T. J.; ABBS, D.; NAIR, Y. S. Numerical simulations of the impacts of land-cover change on a Southern Sea breeze in South-West Western Australia, **Boundary-Layer Meteorology**. v. 135, p 485-503, 2010. doi: 10.1007/s10546-010-9486-z

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R.V. Clima da região nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N. J.; SILVA DIAS, M.A.F.; JUSTI DA SILVA, M. G. A. **Tempo e clima no Brasil**. 1. ed. São Paulo/SP – Brasil: Editora Oficina de Textos, 2009. 464 p. ISBN: 9788586238925.

KIKUCHI, K.; WANG, B. Diurnal precipitation regimes in the global tropics. **Journal of Climate**, v. 21, p. 2680–2696, 2008. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2007JCLI2051.1>

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 488–498, 1980.

LEMES, M. A. M.; DEODATO, A. F.; RODRIGUES, L. R. L. Variabilidade intra-anual do vento para a cidade de Maceió, AL, Brasil, em 2004: caracterização da brisa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis-SC.

LIANG, Z.; WANG, D. Numerical study of the evolution of a sea-breeze front under two environmental flows. **Journal of Meteorological Research**, v. 29, n. 3, p. 446-466, 2015.

LIMA, M. C. L. **Variabilidade da precipitação no litoral leste da Região Nordeste do Brasil**. 1991. (INPE-5283-TDI/453). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1991.

LO, J. C.F.; YANG, Z.L.; PIELKE SR., R. A. Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the Weather Research and Forecasting (WRF) model, **Journal Geophysical Research**., v. 113, D09112, 2008. doi:10.1029/2007JD009216.

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.
<https://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130054>

MATOS, A. P.; COHEN, J. C. P. Circulação de brisa e a banda de precipitação na margem leste da baía de Marajó. **Ciência e Natura**, v. 36, n. 2, 2014. ISSN impressa: 0100-8307; ISSN on-line: 2179-460X

MAGNAGO, R.; FISCH, G.; MORAES, O. Análise espectral do vento no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA). **Revista Brasileira de meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 260-269, 2010.

MARCIOTTO, E. R.; FISCH, G.; MEDEIROS, L. E. Characterization of surface level wind in the Centro de Lançamento de Alcântara for use in rocket structure loading and dispersion studies. **J. Aerosp. Technol. Manag.**, São José dos Campos, v.4, n. 1, p.69-79, Jan-Mar, 2012.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Clima de região Amazônica. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N. J.; SILVA DIAS, M.A.F.; JUSTI DA SILVA, M. G. A. **Tempo e clima no Brasil**. 1. ed., São Paulo/SP – Brasil: Editora Oficina de Textos, 2009. 464 p. ISBN: 9788586238925.

MARQUES, R.F.C.; FISCH, G.F. As atividades de meteorologia aeroespacial no Centro Técnico Aeroespacial (CTA). **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.3, p.21-25, 2005.

MACHADO, L. A. T; FERREIRA, N. J.; LAURENT, H.; DIEDHIU, A. Distúrbios Ondulatórios de Leste. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N. J.; SILVA DIAS, M.A.F.; JUSTI DA SILVA, M. G. A. **Tempo e clima no Brasil**. 1. ed. São Paulo/SP – Brasil: Editora Oficina de Textos, 2009. 464 p. ISBN: 9788586238925.

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

MEDEIROS, L. E.; FISCH, G. F. . Low atmospheric flow at Centro de Lançamento de Alcântara (CLA) and surrounding areas of the north part of Maranhão state. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17., 2012, Gramado. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2012.

MEDEIROS, L. E.; MAGNAGO, R. O.; FISCH, G.; MARCIOTTO, E. R. Observational study of the surface layer at an ocean–land transition region. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v. 5, n. 4, p.449-458, 2013.

MELLO, N. G. S.; SAKAMOTO, M. S.; TORSANI, J. A. Um estudo de caso de um sistema convectivo de mesoescala observado no Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., 1996, Campos do Jordão. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1996. p. 940-944.

MELO, E. C. S.; ARAGÃO, M. R. S.; CAVALCANTI, E. P.; MELO, ANAILTON S.; SILVA, THIAGO L. V. Efeito da interação da convecção atmosférica com o desenvolvimento de brisas no estado da Paraíba. **Engenharia Ambiental (Online)**, v. 8, p. 298-314, 2011.

MIAO, J.-F.; KROON, L. J. M.; VILÀ-GUERAU DE ARELLANO, J. ; HOLTSLAG, B. Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain, **Sweden Meteorology and Atmospheric Physics**, V. 84, n. 4, p. 157-170, 2003. doi: 10.1007/s00703-002-0579-1.

MILLER, S. T. K.; KEIM, B. D.; TALBOT, R. W.; MAO, H. Sea breeze: structure, forecasting, and impacts, **Reviews of Geophysics.**, v. 41, p. 1011, 2003. doi:10.1029/2003RG000124,.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

MOSCATI, M. C. L.; GAN, M. A. Rainfall variability in the rainy season of semiarid zone of Northeast Brazil (NEB) and its relation to wind regime. **International Journal of Climatology**, n. 27, p. 493-512, 2007.

MOURA, G. B. A., NOBRE, P., LACERDA, F. F., RODRIGUES, R. S. E REIS, A. C. S. Estudo de caso: Identificação de um aglomerado convectivo em Salvador nos dias 08 e 09 de abril de 1996. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., 1996, Campos do Jordão. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1996.p. 971-974.

NEUMANN, J.; MAHRER, Y. A Theoretical study of the land and sea breeze circulation. **J. Atmos. Sci.**, v. 28, p. 532–542, 1971. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0532:ATSOTL>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0532:ATSOTL>2.0.CO;2)

NEUMANN, J.; MAHRER, Y. A Theoretical study of the sea and land breezes of circular islands. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 2027–2039, 1974. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<2027:ATSOTS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<2027:ATSOTS>2.0.CO;2)

NEUMANN, J.; MAHRER, Y. A Theoretical Study of the Lake and Land Breezes of Circular Lakes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 103, p. 474–485, 1975. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1975\)103<0474:ATSOTL>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1975)103<0474:ATSOTL>2.0.CO;2)

NÓBREGA, R. S.; MELO, E. C. S.; ARAÚJO, J.A.P.; PAIVA NETO, A. C.; SOARES, D. B.; SOARES, D. N. B.. Um estudo observacional de vento à superfície na cidade de Campina Grande-PB. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2000.

NOGUEIRA, J. H. A. sensibilidade da precipitação simulada na região do centro de lançamento de alcântara a esquemas de convecção explícita: estudos de caso. 2010. 154 p. (sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/04.13.16.18-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/37AUJDB>>. Acesso em: 15 maio 2011.

NOGUEIRA, D. S. **Aspectos observacionais e numéricos da interação floresta-atmosfera na Amazônia Oriental:** fenômenos turbulentos noturnos. 2008. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. O papel das Linhas de Instabilidade no ciclo diário de precipitação na costa norte do Brasil no mês de março. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 18., 2014, Recife. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2014.

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Frequência de linhas de instabilidade e convecção sobre a costa norte do Brasil-a. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, 4., 2011, João Pessoa. **Anais...** Rio de Janeiro: Rio de Janeiro. 2011.

OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The Amazon River breeze and the local boundary layer: I. Observations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 63, p. 141–162, 1993.

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Método objetivo de identificação de linhas de instabilidade na costa norte do Brasil-b. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, 4., 2011, João Pessoa. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2011.

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. **Uso de tabela de contingência 2×2 em meteorologia: conceitos básicos** São José dos Campos: Instituto de Aeronáutica e Espaço. Divisão de Ciências Atmosféricas, 2007. 12p. Publicação Interna, PI-007. 2007. (Revisado em 19/10/2007).

PEREIRA NETO, A. V. **Avaliação e ajustes da parametrização de Kain-Fritsch sobre a região do Centro de Lançamento de Alcântara**. 2010. 117 p. (sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/11.18.13.31-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/36E87U8>>. Acesso em: 15 maio 2011.

PEREIRA, E.I.; MIRANDA, I.; FISCH, G.F.; MACHADO, L.A.T.; ALVES, M.A.S. **Atlas climatológico do Centro de Lançamento de Alcântara**. São José dos Campos: Centro Técnico Aeroespacial, 2002. Relatório de desenvolvimento, ACA/RT-01/01, GDO-000000/B0047.

PIELKE, R.A. A three-dimensional numerical model of the sea breezes over south Florida. **Monthly Weather Review**, v. 102, p. 115-139, 1974.

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. 225–23, 2006, doi:10.1017/S1350482706002283

PORSON, A.; STEYN, D. G.; SCHAYES G. Formulation of an index for sea breezes in opposing winds. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, p. 1257–1263, 2007. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/JAM2525.1>.

QUADRO, M. F. L.; DIAS, M. A. F. S.; HERDIES, D. L.; GONCALVES, L. G. G. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**. [online], v. 27, n. 2, p. 152-162, 2012. ISSN 0102-7786.

RAFEE, S.A.A; KAWASHIMA, A.B.; DE MORAIS, M.V.B.; URBINA, V.; MARTINS, L.D.; MARTINS, J.A. Assessing the impact of using different land cover classification in regional modeling studies for the Manaus area, Brazil. **Journal of Geoscience and Environment Protection**, v. 3, p. 77-82, 2015.
<http://dx.doi.org/10.4236/gep.2015.36013>

RAMOS DA SILVA, R.; UBARANA, V. N. ; GANDU, A. W. Simulação da Circulação de Brisa em Fortaleza Usando o Modelo RAMS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., 1996, Campos do Jordão-SP. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 1996. p. 1023-1027. Disponível em <http://www.cbmet.com/>. Acesso em: 18 jan. 2016.

REBOITA, M. S., GAN, M. A.; 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.

REUTER, E. D. J. **Sensibilidade do modelo MM5 no prognóstico do vento às diferentes parametrizações de Camada Limite Planetária no Centro de Lançamento de Alcântara**. 2013. 220 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/03.08.14.40-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. Disponível em:
<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DMA8UH>>. Acesso em: 18 dez. 2014.

ROCHA, C. H. E. D.; LYRA, R. F. F. Ocorrência de brisas na região de tabuleiros costeiros próximo a Maceió -AL. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro-RJ. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2000. v. 1., p. 2340-2345.. Disponível em <http://www.cbmet.com/> ,Acesso em: 18 jan. 2016.

ROTUNNO, R. et al. **Coastal meteorology**. A review of the state of the science. Panel on Coastal Meteorology, Committee on Meteorological Analysis, Prediction, and Research, Board on Atmospheric Sciences and Climate, Commission on Geosciences, Environment, and Resources, National Research Council, National Academy of Sciences. Washington: The National Academy Press, 1992. 112 p.

SAHA, S. et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, p. 1015-1057, 2010.

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. 5, p. 1110-1120, 2012.

SANTOS, A.S.; GOMES, H.B.; AMORIM, R.F.; AMORIM, R.C.; PONTES, E.G.; MEDEIROS, F. Estudo da climatologia dos ventos através dos dados de reanálises: período 1970 – 2002, e sua relação com a precipitação para o estado de alagoas nos anos 1992/94. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., 2004, Fortaleza-CE. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2004..p.1 – 14, 2004. Disponível em <http://www.cbmet.com/> ,Acesso em: 18 jan. 2016.

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.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 133-150, 1987.

SILVA, O. P. K.; SILVA ARAGAO, M. R.; CORREIA, M. F.; BARBOSA SILVA, A. Caracterização da Variabilidade do Vento no Aeroporto Internacional de Fortaleza, Ceará. Parte 2: Análise da Velocidade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010, Belém - PA. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2010..

SILVA, R.R.; GANDÚ, A.W.; SILVA FILHO, V.P.; KLEIN, M.; GOMES FILHO, M.F.; BRANCO, M.A.C. Estudo numérico da influência da topografia na formação de sistemas convectivos no sul do Ceará. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 7., 1994, Belo Horizonte. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET. p. 529-531.

SILVA, A. F.; FISCH, G. Avaliação do modelo WRF para a previsão do perfil do vento no centro de lançamento de Alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 2, p. 259-270, 2014.

SILVA, A. J. N.; GANDU, A. W. Circulações locais no Nordeste durante o EMAS-I: radiossondagens e comparação com as reanálises do NCAR-NCEP. In: CONGRESSO DA FEDERAÇÃO LATINO-AMERICANA E IBÉRICA DE SOCIEDADES DE METEOROLOGIA (FLISMET), 8., 1998, Brasília (DF). **Anais...** Rio de Janeiro (RJ): Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. Disponível em <http://www.cbmet.com/>, Acesso em: 18 jan. 2016.

SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; HIGGINS, R. W. Daily precipitation statistics for South America: an intercomparison between NCEP reanalyses and observations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 1, p. 101-117, 2011.

SIMPSON, J. E. **Sea breeze and local wind**. New York : Cambridge Univ. Press, 1994. p.234.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; MICHAEL G. DUDA; 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: 18 jan. 2016.

SIMPSON, J.E. **Gravity currents: in the environment and the laboratory**. Chichester: Ellis Horwood Ltd. , 1987

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, **Clim. Dyn.**, doi: 10.1007/s00382-012-1315-2, 2012.

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.

SOUZA, D. C.; OYAMA, M. D. Climatic consequences of gradual desertification in the semi-arid area of Northeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 103, p. 345-357, 2011.

SOUZA, DIEGO OLIVEIRA ; SARAIVA, JACI MARIA BILHALVA; LOPES, JORGE LUÍS MACHADO . Influência das Circulações do Tipo Brisa na Formação de Tempestade Severa em Macapá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis-SC. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2006. Disponível em <http://www.cbmet.com/> ,Acesso em: 18 jan. 2016.

STEELE, C. J.; DORLING, S. R.; VON GLASOW, R.; BACON, J. Modelling sea-breeze climatologies and interactions on coasts in the southern North Sea: implications for offshore wind energy. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 141, p. 1821–1835, 2015,. doi:10.1002/qj.2484

STEYN, D.G.; FAULKNER, D.A. The climatology of sea-breezes in the Lower Fraser Valley, B.C. **Climatological Bulletin**. v. 20, n. 3, 21–39, 1986.

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.

TEXEIRA, 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.

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

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. 2. ed. Brasília –DF: INMET, Gráfica e Editora Pax, 2001. 463p.

VISHNU, S.; FRANCIS, P. A. Evaluation of high-resolution WRF model simulations of surface wind over the west coast of India. **Atmospheric and Oceanic Science Letters**, v. 7, n. 5, p. 458-463, 2014. ISSN: 1674-2834

VITORINO, M. I.; SILVA, M. E. S.; ALVES, J. M. B. Classificação de sistemas convectivos de mesoescala no setor norte do Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, V. 12, n. 1, p. 21-32, 1997.

YAMAZAKI, Y. ; RAO, V.B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean, **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 55, n. 2 , p. 205-207, 1977.

YAN, H.; ANTHES, R.A. The effect of latitude on the sea breeze. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 936-956, 1987, DOI:10.1175/1520-0493(1987)115<0936:TEOLOT>2.0.CO;2.

YU, T. W.; WAGNER, N. K. Diurnal variations of onshore wind speed near a coastline, **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, p. 760–766, 1970.

WATTS A.J. Sea breeze on Thorney Island. **Meteorological Magazine**. v. 84, p. 42–48, 1955.

WEXLER, R. Theory and observations of land and sea breezes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 27, p. 272- 287, 1946.

WILKS, D.S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2. ed. Academic Press, Elsevier, 2006, p. 649.

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: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JPO4054.1>

APÊNDICE A - COMPARAÇÃO ENTRE DADOS DE REANÁLISE DO CFSR E DADOS OBSERVADOS SOBRE O CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA

Nesta seção é feita uma comparação dos dados de vento entre a reanálise do CFSR e as radiossondagens lançadas no CLA. Os dados de radiossondagem são disponibilizadas pelo Instituto de Aeronáutica e Espaço. A comparação é feita para os horários de 0000, 0600, 1200 e 1800 UTC durante as campanhas Murici II (FISCH, 2010) e *Global Precipitation Measurement (GPM-CHUVA 2010)*⁵, que ocorreram em setembro de 2008 e março de 2010, respectivamente. Os perfis verticais da reanálise correspondem aos do ponto de grade mais próximo ao CLA.

São utilizadas algumas medidas estatísticas para avaliar quantitativamente a diferença entre reanálise e observações. As medidas são: coeficiente de correlação linear de Pearson (r), viés, erro médio absoluto (MAE) e raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE). De acordo com as equações abaixo:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{\text{cov}(x, y)}{s_x \cdot s_y} \quad (\text{A.1})$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2} \quad (\text{A.2})$$

$$\text{viés} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i) \quad (\text{A.3})$$

Inicialmente, faz-se uma comparação dos perfis verticais médios de vento (Figuras A.1 e A.2). Para a componente zonal, os perfis médios são muito semelhantes (Figuras A.1a e A.2a), ou seja, os dados de reanálise são capazes de representar o escoamento zonal médio observado, que é de leste em baixos e médios níveis, com viés de pequena magnitude (em geral, inferior a 1 m s^{-1}). Por outro lado, verifica-se que os outros índices estatísticos, como o RMSE e o coeficiente de correlação, indicam que a reanálise tem uma relativa dificuldade para capturar a variabilidade do sinal, apesar de baixo viés (Tabelas A.1a e A.2a). Logo, existe uma relativa dispersão entre os dados de reanálise e

⁵ <http://gpmchuva.cptec.inpe.br>

os observados. Os perfis da componente meridional do vento para as duas campanhas caracterizam-se por apresentar, em média, uma boa concordância entre reanálise e observações (Figuras A.1b e A.2b). De forma semelhante à componente zonal, também há relativa dificuldade para a reanálise capturar a variabilidade do sinal observado (Tabelas A.1b e A.2b).

Como o interesse deste trabalho é o fenômeno de brisa, e o nível escolhido é de 1000 hPa para realizar a caracterização do fenômeno, as séries temporais das componentes meridional e zonal nesse nível são plotadas na Figura A.3. As séries temporais de reanálise da componente zonal acompanharam de maneira satisfatória a variabilidade diária observada no decorrer das campanhas, particularmente para a GPM. Com relação à fase do ciclo diurno, os dados de reanálise representam relativamente bem as fases, exceto para alguns períodos como o dia 18 de setembro para a campanha Murici-2 e para o dia 18 a 19 de março para a campanha GPM. Para a componente meridional, nota-se que os erros para o Murici-2 e GPM são relativamente maiores, embora haja uma boa concordância no geral. Quanto à fase do ciclo diurno, nota-se que ambos os conjuntos de dados estiveram em fase na grande maioria do tempo, exceto para alguns intervalos, como de 17-18, 19-20 e de 23-25 de setembro e de 15-17 de março.

O ciclo diário médio das componentes zonal e meridional está na Figura A.4. Em relação à componente zonal, nas duas campanhas, há pico com valor máximo às 1200 UTC (mais intenso na campanha Murici-2) e um valor mínimo em torno de 0000 a 0600 UTC (mais intenso na campanha GPM). O ciclo diário médio da componente zonal indica que a amplitude do vento foi bem representada pelos dados de reanálise, exceto horário das 1200 UTC nas duas campanhas, onde foi subestimada durante a campanha Murici e superestimada na GPM. Em relação à componente meridional, nota-se o mesmo padrão nas diferentes séries, ou seja, o ciclo diário possui um pico de valor mínimo às 1200 UTC e um pico de valor máximo às 0000 UTC (maior diferença de intensidade entre as séries). O ciclo diário médio da componente meridional da reanálise está em fase com o observado, porém os maiores valores de amplitude ocorreram durante os dois primeiros horários e os valores de amplitude ficaram mais próximos para os horários das 1200 e 1800 UTC. Apesar de apresentar algumas limitações, os dados de reanálise da componente meridional acompanharam o ciclo médio diário

observado nas campanhas. Logo, os dados da componente zonal e meridional da reanálise do CFSR podem ser considerados válidos para a região do CLA.

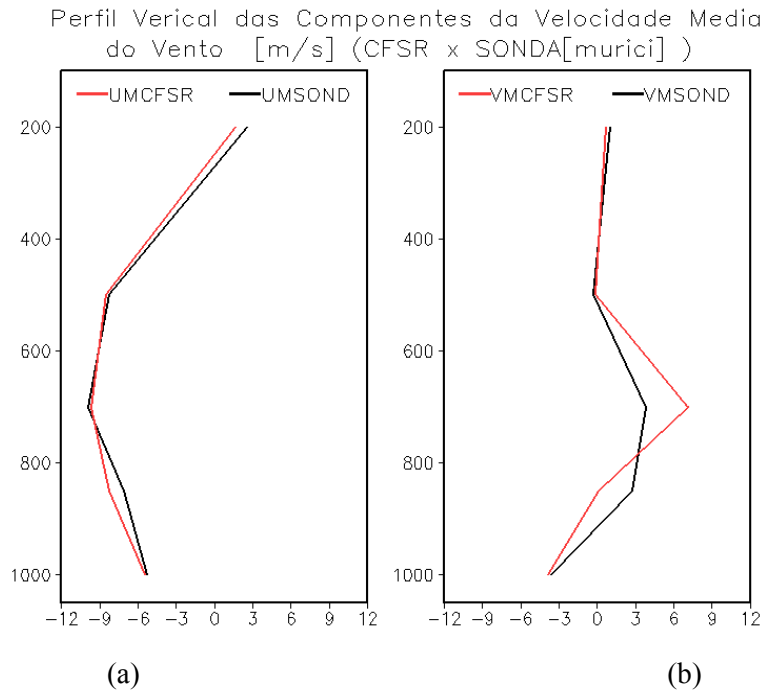


Figura A.1 - Perfil vertical médio da componente zonal (a) e meridional (b) do vento (m s-1) da reanálise CFSR e da campanha Murici.

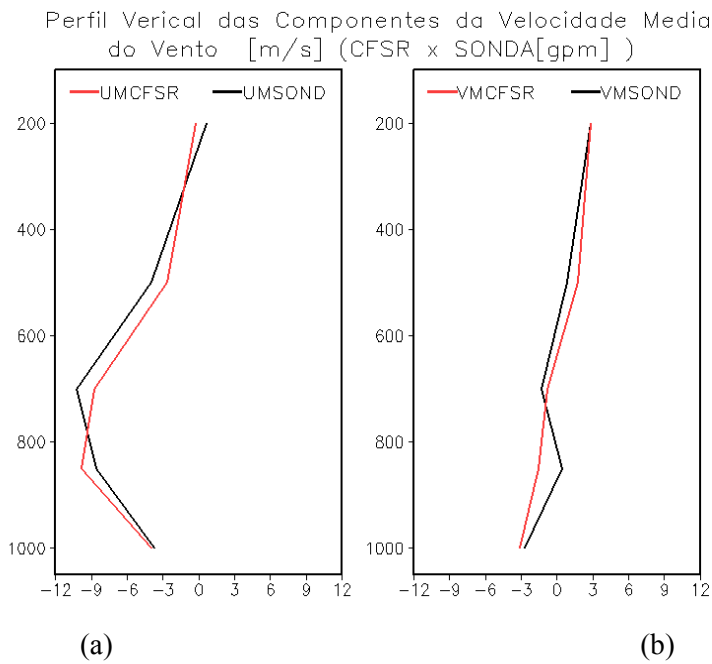


Figura A.2 - Perfil vertical médio da componente zonal (a) e meridional (b) do vento (m s-1) da reanálise CFSR e da campanha GPM.

Tabela A.1 - Medidas estatísticas de comparação (viés, RMSE, MAE, r) para os dados das componentes zonal (a) e meridional(b) da reanálise CFSR e da campanha Murici.

Pressão	viés	RMSE	MAE	r
1000	-0,2	1,8	1,4	0,5
850	-1,2	2,7	2,2	0,8
700	0,3	2,7	2,3	0,5
500	-0,3	2,4	1,9	0,4
200	-0,9	3,6	2,7	0,9

(a)

Pressão	viés	RMSE	MAE	r
1000	-0,3	1,5	1,2	0,3
850	-2,6	3,6	3,0	0,7
700	3,2	4,2	3,5	0,3
500	0,2	3,2	2,7	0,3
200	-0,3	3,4	2,6	0,9

(b)

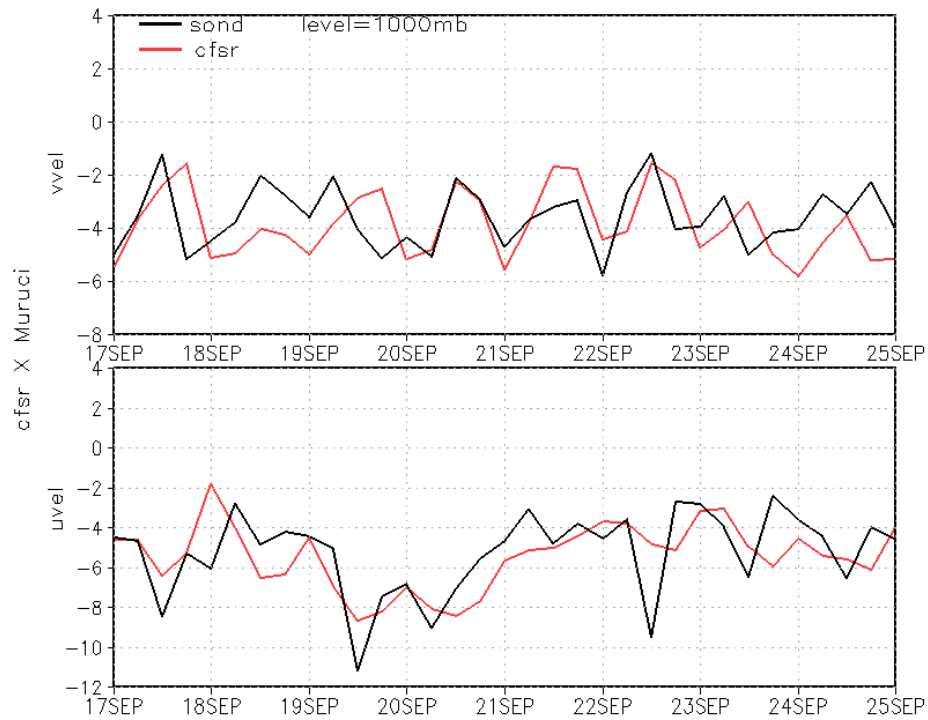
Tabela A.2 - Medidas estatísticas de comparação (viés, RMSE, MAE, r) para os dados das componentes zonal (a) e meridional (b) da reanálise CFSR e da campanha GPM.

Pressão	viés	RMSE	MAE	r
1000	-0,3	1,6	1,3	0,6
850	-1,2	2,4	1,9	0,7
700	1,4	3,0	2,3	0,6
500	1,3	2,7	2,1	0,8
200	-0,9	3,1	2,5	0,9

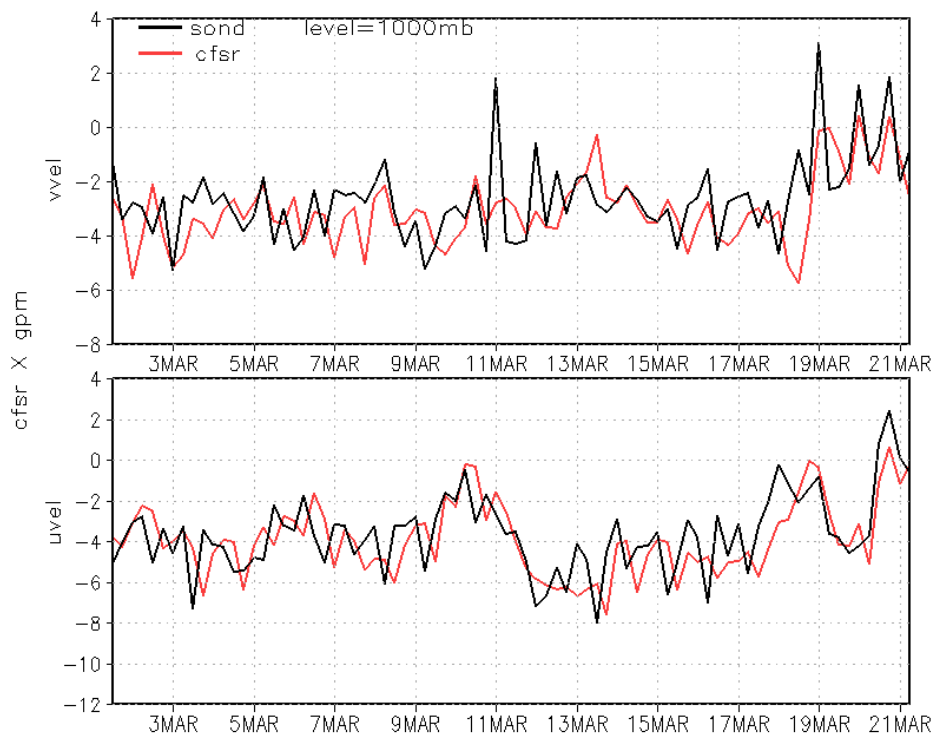
(a)

Pressão	viés	RMSE	MAE	r
1000	-0,4	1,5	1,1	0,5
850	-2,0	3,3	2,5	0,4
700	0,5	2,5	2,0	0,5
500	0,9	3,0	2,3	0,5
200	0,0	4,3	3,4	0,8

(b)

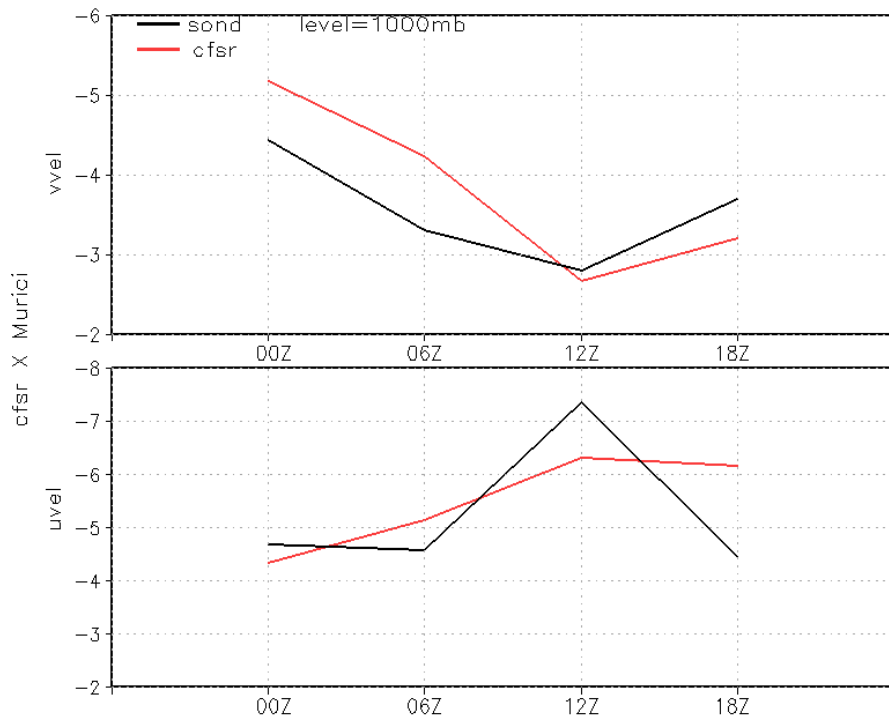


(a)

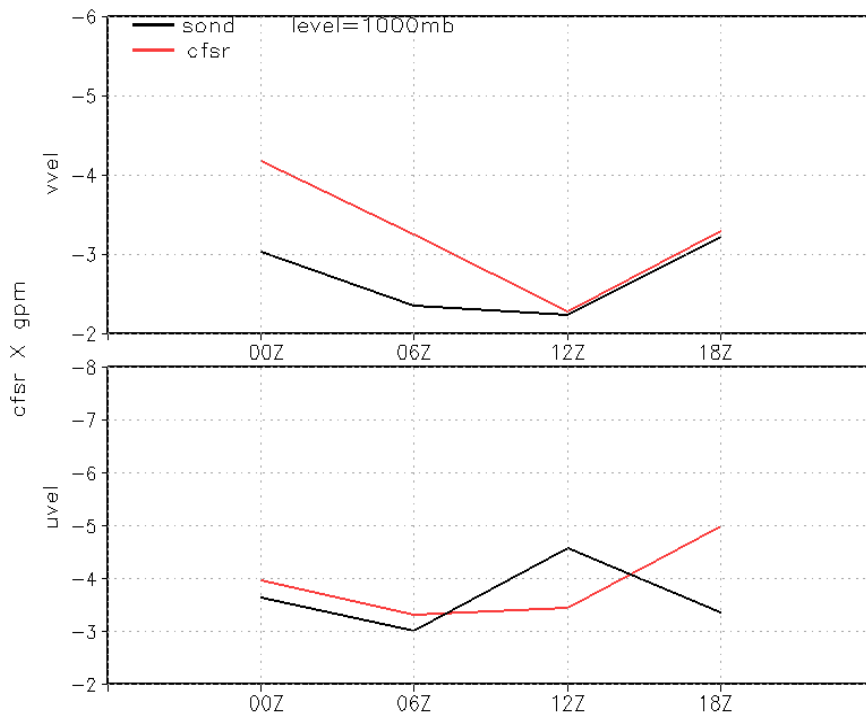


(b)

Figura A.3 - Comparação das séries temporais das componentes meridional e zonal do vento ($m s^{-1}$) para as campanhas MURICI (a) e GPM (b).



(a)



(b)

Figura A.4 - Comparação dos ciclos diários das componentes meridional e zonal do vento (m s⁻¹) para as campanhas MURICI (a) e GPM (b).

APÊNDICE B - PAPEL DA BRISA NO DESENVOLVIMENTO DAS LINHAS DE INSTABILIDADE: UMA ANÁLISE PRELIMINAR PARA O MÊS DE JULHO

Kousky (1980) sugere a importância do mecanismo de escala local (circulação de brisa) na costa norte do Brasil na formação de linhas de instabilidade (LI) ao longo da costa. As LI podem se manter quase-estacionárias ou se propagar continente adentro por longas distâncias, como um exemplo da propagação de fase (KIKUCHI; WANG, 2008; BRITO; OYAMA, 2014). O período do dia preferencial para formação de LI é durante a tarde, quando ocorre o desenvolvimento da brisa marítima na região costeira. As LI foram associadas à circulação de brisa marítima também nos trabalhos de Cavalcanti (1982), Cavalcanti e Kousky (1982), Cohen (1989), Cohen, Silva Dias e Nobre (1989), Greco et al. (1990), Cohen, Silva Dias e Nobre (1995), Braga e Cohen (2004) e de Alcântara et al. (2011). Apesar de esses trabalhos mostrarem que deve haver relação entre a ocorrência de brisa e o desenvolvimento das LIs na costa norte do Brasil, nenhum deles testou essa hipótese. Com a metodologia de identificação de brisa desenvolvida no presente trabalho (seção 5.1), o objetivo é verificar, preliminarmente, se há relação entre brisa e iniciação de LI. O mês de julho é escolhido, da mesma forma que Oliveira e Oyama (2015), para evitar a associação entre LI e a ZCIT.

Em julho, a presença de ar mais úmido acima de 700 hPa desde a manhã é uma condição favorável à iniciação de LI (OLIVEIRA; OYAMA, 2015). A hipótese é que a ocorrência de brisa seria uma condição necessária momentos antes da iniciação, ou seja, durante o início da tarde. Para verificá-la, por um lado, são utilizados os resultados da identificação de linhas de instabilidade para o mês de julho dos anos de 2004 a 2009 de Oliveira (2012) e é realizada a identificação para o ano adicional de 2010. Por outro lado, é feita a identificação dos dias de potencial de brisa para julho dos anos de 2004 a 2010 aplicando o método de identificação descrito na seção 5.1.

De acordo com o método de identificação de número de dias com potencial de brisa para a costa norte, o limiar de α apresenta valores diferentes, sendo $\alpha \geq 3,3$ para março e $\alpha \geq 2,4$ para setembro. Para decidir qual valor de α seria aplicado para julho (mês de transição) em Alcântara, realizou-se alguns testes, identificando os dias de brisa considerando os dois limiares de α e o critério de SAWP > 0,5 (considerado como

referência, como explicado na seção 5.1). Concluiu-se que o limiar de α mais adequado para identificação de número de dias com potencial de brisa em julho é $\alpha \geq 2,4$, semelhante ao proposto para setembro.

As informações de identificação de dias com potencial de brisa e os com linhas de instabilidade, com convecção costeira ou sem convecção em Alcântara encontram-se na Tabela B.1. Diferentemente do esperado, verificou-se que o potencial de brisa não tem presença majoritária nos dias com LI em Alcântara, pois em cerca de 40 casos de LI identificados, somente houve atuação de brisa em 19 dos casos (48%). Nos dias com convecção costeira em Alcântara, notou-se um número maior de dias com potencial de brisa (50%). Mesmo em dias sem convecção, notou-se que houve atuação do potencial de brisa (45%), evidenciando que o potencial de brisa nem sempre é condição determinante para favorecer o desenvolvimento de convecção nesta região.

Nas Tabelas B.2 a B.6, verificou-se o comportamento do potencial de brisa e da convecção para alguns pontos na costa norte do Brasil também afetados pela brisa. Em Belém, houve a ocorrência do potencial de brisa em cerca de 48% dos dias que foram identificadas LI na costa norte do Brasil; no leste do Pará, houve potencial em 53% dos dias; no Piauí, houve potencial em 70% dos dias; no leste do Maranhão e no Ceará, houve potencial em 58% dos dias. De modo geral, para os pontos da costa norte analisados, nota-se que aproximadamente em metade dos dias com identificação de LI ocorreu potencial de brisa, com exceção do Piauí, onde houve um maior número de dias com potencial de brisa.

Entre os resultados encontrados cita-se como algo surpreendente e interessante o fato de que apenas 48% dos casos de LI em Alcântara ocorreram em dias com potencial de brisa. Para as demais localidades, em muitos casos a falta de relação entre LI e potencial de brisa também se repete. Este resultado poderia ser explicado pela condição antecedente de iniciação de LI descrita por Oliveira e Oyama (2015), que consiste na umidade entre 700 e 500 hPa e no escoamento em altos níveis. Mas, fisicamente, a brisa marítima parece ser um processo importante na organização linear da convecção; por isso, os resultados obtidos aqui precisariam ser mais profundamente analisados e isso é deixado para trabalhos futuros.

Tabela B.1 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa em Alcântara para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.

		Convecção			Total
		Sem convecção	Convecção Costeira	Linha de instabilidade	
Brisa	Sim	25	61	19	105
	Não	30	61	21	112
	Total	55	122	40	

Tabela B.2 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa em Belém para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.

		Convecção			Total
		Sem convecção	Convecção Costeira	Linha de instabilidade	
Brisa	Sim	38	76	19	133
	Não	17	46	21	84
	Total	55	122	40	

Tabela B.3 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa para um ponto no leste do Pará para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.

		Convecção			Total
		Sem convecção	Convecção Costeira	Linha de instabilidade	
Brisa	Sim	33	66	21	120
	Não	22	56	19	97
	Total	55	122	40	

Tabela B.4 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa para um ponto no leste do Maranhão para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.

		Convecção			Total
		Sem convecção	Convecção Costeira	Linha de instabilidade	
Brisa	Sim	38	79	23	140
	Não	17	43	17	77
	Total	55	122	40	

Tabela B.5 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa para um ponto no Piauí para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.

		Convecção			Total
		Sem convecção	Convecção Costeira	Linha de instabilidade	
Brisa	Sim	45	88	28	161
	Não	10	34	12	56
	Total	55	122	40	

Tabela B.6 - Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações de número de dias de brisa para um ponto no Ceará para julho (2004-2010) pelo método baseado no limiar de α e a ocorrência de convecção na costa norte do Brasil.

		Convecção			Total
		Sem convecção	Convecção Costeira	Linha de instabilidade	
Brisa	Sim	32	76	23	131
	Não	23	46	17	86
	Total	55	122	40	